

Litoestratigrafía estandarizada

para el sector noroccidental de la sub-cuenca de Neiva, valle alto del Magdalena

Roberto Terraza Melo / Claudia Liliana Martín
Rincón / Germán Alonso Martínez Aparicio /
Sandra Teresa Rojas Jiménez / Nadia Rocío Rojas
Parra / Juan Sebastián Hernández González



SERVICIO
GEOLÓGICO
COLOMBIANO



Litoestratigrafía estandarizada

para el sector noroccidental
de la subcuenca de Neiva,
valle alto del Magdalena

Standardized lithostratigraphic

nomenclature to northwestern
of the Neiva sub-basin, upper
Magdalena valley

Roberto Terraza Melo¹, Claudia Liliana Martin Rincón¹, Germán Alonso Martínez Aparicio¹, Sandra Teresa Rojas Jiménez¹, Nadia Rocío Rojas Parra¹ y Juan Sebastián Hernández González^{1,2}

1 Servicio Geológico Colombiano (SGC), Bogotá, Colombia.

2 Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências (GMG-IGc), Universidade de São Paulo.

Correspondencia autor:

Roberto Terraza Melo, rterraz@sgc.gov.co

Terraza Melo, Roberto

Litoestratigrafía estandarizada para el sector noroccidental de la sub-cuenca de Neiva, valle alto del Magdalena / Roberto Terraza Melo, Claudia Liliana Martín Rincón, Germán Alonso Martínez Aparicio, Sandra Teresa Rojas Jiménez, Nadia Rocío Rojas Parra, Juan Sebastián Hernández González. — Bogotá, D. C.: Servicio Geológico Colombiano, 2025. 294 p.: il., mapas; 28 cm.

ISBN (digital): 978-628-95485-5-6

Litoestratigrafía – Sub-cuenca de Neiva (Colombia) 2. Estratigrafía – Colombia 3. Geología – Valle alto del Magdalena (Colombia) I. Martín Rincón, Claudia Liliana II. Martínez Aparicio, Germán Alonso III. Rojas Jiménez, Sandra Teresa IV. Rojas Parra, Nadia Rocío V. Hernández González, Juan Sebastián VI. Servicio Geológico Colombiano (editor) VII. Título.

CDD: 551.7

Ministerio de Minas y Energía**Edwin Palma Egea**

Ministro de Minas y Energía

Violeta María Aguilar

Viceministra de Minas

Karen Schutt Esmeral

Viceministro de Energía

Servicio Geológico Colombiano**Julio Fierro Morales**

Director general

Juan Manuel Herrera González

Director de Geociencias Básicas

Juanita Sierra Salamanca

Directora de Recursos Minerales

Angélica María Candela Soto

Directora de Laboratorios

Nathalia María Contreras Vásquez

Directora de Geoamenazas

Jimmy Alejandro Muñoz Rocha

Director de Asuntos Nucleares (E)

Luz Adriana Díaz Delgado

Directora de Hidrocarburos

Alberto García Bolívar

Director de Gestión de Información

Autores

Roberto Terraza Melo
Claudia Liliana Martín Rincón
Germán Alonso Martínez Aparicio
Sandra Teresa Rojas Jiménez
Nadia Rocío Rojas Parra
Juan Sebastián Hernández González

© Servicio Geológico Colombiano

ISBN digital: 978-628-95485-5-6

Bogotá, D. C., Colombia

Mayo de 2025

**Comité Editorial
Servicio Geológico Colombiano**

Julio Fierro Morales

Juanita Sierra Salamanca

Alberto García Bolívar

Angélica María Candela Soto

Juan Manuel Herrera

Luz Adriana Díaz Delgado

Jimmy Alejandro Muñoz Rocha

Nathalia María Contreras Vásquez

Diagonal 53 n.º 34-53

Bogotá D. C., Colombia

Teléfono: 220 0200, ext.: 3048

ceditorial@sgc.gov.co

Daniela Mateus

Corrección de estilo

Lina María Pérez Giraldo

Diseño y diagramación

Oscar Caicedo Alarcón

Edición general

Fotografía de carátula:

Claudia Liliana Martín Rincón

Citación:

Terraza Melo, R., Martín Rincón, C. L., Martínez Aparicio, G. A., Rojas Jiménez, S. T., Rojas Parra, N. R., & Hernández González, J. S. (2025). Litoestratigrafía estandarizada para el sector noroccidental de la sub-cuenca de Neiva, valle alto del Magdalena. Servicio Geológico Colombiano.

Litoestratigrafía estandarizada

para el sector noroccidental de
la subcuenca de Neiva, valle alto
del Magdalena



Contenido

9	Prólogo
11	Resumen
12	Abstract
14	Introducción
17	Metodología
21	Contexto tectónico y estratigráfico
25	El problema de la nomenclatura estratigráfica del valle alto del Magdalena
34	Litoestratigrafía
34	<i>Precámbrico</i>
35	<i>Paleozoico</i>
39	<i>Triásico-Jurásico</i>
46	<i>Cretácico</i>
116	<i>Paleógeno</i>
129	<i>Neógeno</i>
137	<i>Cuaternario</i>
145	Nomenclatura litoestratigráfica propuesta
146	Extensión geográfica de nomenclatura propuesta
151	Aplicación de la nomenclatura estratigráfica cuando existan dudas
152	Ambientes sedimentarios
163	Evolución geológica
163	<i>Área de Santa María y alrededores (flanco oriental de la cordillera Central)</i>
165	<i>Subcuenca de Neiva</i>
169	Conclusiones
175	Agradecimientos
208	Referencias
226	Anexos

Prólogo

Mis colegas geólogos y coautores, ponemos a consideración de la comunidad geocientífica del país, esta obra denominada *Litoestratigrafía estandarizada para el sector noroccidental de la subcuenca de Neiva, valle alto del Magdalena*, producto del trabajo arduo realizado por la Dirección de Recursos Minerales del Servicio Geológico Colombiano (SGC) entre los años 2016 y 2019, que adelantó la prospección geológica detallada para fosfatos y magnesio en una zona localizada al noroccidente de la denominada sub-cuenca de Neiva, perteneciente a la cuenca petrolífera del valle alto del Magdalena.

El propósito fundamental de esta labor, fue la búsqueda de minerales para la seguridad alimentaria del país como lo son los minerales de fósforo y magnesio, que se encuentran en los depósitos de fosfatos de las formaciones Lidita Inferior, Lidita Superior y Yaguará del Cretácico superior y en los mármoles de la Formación Aleluya del Paleozoico superior. Estos minerales son necesarios para la producción de fertilizantes y Colombia ha dependido de su importación, desde hace muchos años, a costos cada vez más onerosos y menos competitivos debido a múltiples factores externos como la guerra de Rusia y Ucrania, la inflación en aumento, la recesión económica mundial, la devaluación del peso colombiano frente al dólar, etc., razón suficiente para buscar estos minerales; se espera que esta prospección mineral incremente la producción y comercialización interna de fertilizantes agrícolas en el país, y se reduzcan los altos precios que implica su importación.

La estandarización de la nomenclatura estratigráfica ha sido un problema complejo, debido fundamentalmente a la falta de estudios completos de las distintas unidades litoestratigráficas, de acuerdo a las normas de la *International Stratigraphic Guide-ISG*. No hay que olvidar, que la nomenclatura litoestratigráfica está intrínsecamente asociada a la cartografía geológica, sin la cual es imposible conocer la extensión y distribución geográfica de las distintas unidades litoestratigráficas, sus variaciones litológicas laterales y su relación con las unidades que se superponen o infrayacen. Es por esta razón, que este trabajo se soporta en cartografía geológica detallada a escala 1: 25.000, junto a levantamientos estratigráficos detallados y análisis de laboratorio como petrografía, bioestratigrafía y geocronología, que permitieron un conocimiento más profundo de las distintas unidades litoestratigráficas.

La estandarización litoestratigráfica pareciera ser un problema trivial, sin embargo, es fundamental asociar la unidad litoestratigráfica a un proceso geológico específico como la erosión, los movimientos en masa, el hidrotermalismo, el vulcanismo, etc., o relacionar la unidad litoestratigráfica a un determinado recurso mineral no renovable como los hidrocarburos, el carbón o las aguas subterráneas o asociarla con estudios de impacto ambiental, para concentrar nuestros esfuerzos allí, lo que ahorra tiempo y recursos económicos y humanos.

Los autores dedicamos esta obra, al profesor Fernando Etayo Serna, como un reconocimiento a su labor de más de más de 55 años en el campo de la estratigrafía y bioestratigrafía de Colombia y su invaluable aporte en la formación de estudiantes de geología como docente de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Roberto Terraza Melo', with a stylized flourish below it.

Geólogo Msc. Roberto Terraza Melo



Resumen

Esta publicación pretende estandarizar la nomenclatura litoestratigráfica para el sector noroccidental de la subcuenca de Neiva del valle alto del Magdalena y borde oriental de la cordillera Central en los alrededores del municipio de Santa María (Huila) con base en cartografía geológica detallada a escala 1:25 000, el análisis de la información geológica existente disponible y la revisión de la terminología litoestratigráfica previa. La nomenclatura propuesta puede dificultarse en algunas zonas por el espesor reducido y variaciones faciales de algunas de las unidades sedimentarias; no obstante, el mapeo geológico demostró que es aplicable y se ajusta a los requerimientos de la *Guía Estratigráfica Internacional*.

La evolución geológica del área de estudio ha sido compleja, por la superposición de eventos tectónicos a través del tiempo y los diversos ambientes sedimentarios desarrollados, lo cual se refleja en la amplia gama de unidades litoestratigráficas propuestas. El intervalo geocronológico de las unidades estudiadas es extenso (ca. 1000 Ma), abarca desde el Mesoproterozoico al Cuaternario.

La zona está fuertemente plegada; algunos de los ejes de pliegues principales son curvilíneos, como ocurre en el Sinclinal de Tesalia y Anticlinal de La Hocha, debido a que el basamento (rocas precretácicas) afecta la configuración geométrica de las estructuras, tanto de fallas como de pliegues. La Falla de La Plata (Chusma) separa la zona de estudio en dos dominios estructurales. El primero está localizado al occidente, en el bloque colgante, donde afloran las rocas más antiguas del flanco oriental de la cordillera Central (Proterozoico de la cordillera Central, formaciones Aleluya, Luisa, Payandé y Saldaña, y la Cuarzomonzodiorita de Páez); el segundo, al oriente, en el bloque yacente, donde aflora la secuencia sedimentaria cretácica-cuaternaria característica de la sub-cuenca de Neiva. La Falla de La Plata (Chusma) es la estructura más importante por su carácter regional y es considerada el límite geológico entre la cordillera Central y la sub-cuenca de Neiva en el valle alto del Magdalena.

Las rocas precretácicas están asociadas al flanco oriental de la cordillera Central y constituyen el basamento sur de esta cordillera. De antiguas a jóvenes están representadas por paragneises indenominados (Precámbrico); mármoles, cuarcitas y metalimolitas de la Formación Aleluya (Pérmico con metasomatismo sobreimpuesto del Noriano); capas rojas de la Formación Luisa (Triásico temprano), rocas calcáreas de la Formación Payandé (Triásico tardío) y rocas vulcanosedimentarias de la Formación Saldaña (Triásico tardío-Jurásico tardío); rocas intrusivas indenominadas de la quebrada El Fraile (Triásico tardío); y rocas intrusivas de la Cuarzomonzodiorita de Páez (Jurásico temprano), que intruye a la Formación Saldaña.

En el Cretácico de la sub-cuenca de Neiva hay registro de acumulación de sedimentos en ambientes terrestres (abanicos aluviales y sistemas fluviales) en las formaciones Yaví y Alpujarra, y en ambientes transicionales a marinos

poco profundos en las formaciones El Ocal, Caballos, Tetuán, Bambucá, Grupo Olini, Yaguará, Buscavida y La Tabla. Esta secuencia está cubierta discordantemente por una espesa sucesión de rocas sedimentarias siliciclásticas, paleógenas y neógenas, de origen predominantemente fluvial, con dominio de conglomerados y arenitas (parte superior de la Formación Seca, formaciones Chicoral y Doima, miembro superior de la Formación Tune, parte inferior del Grupo Honda, Formación Gigante) con intercalaciones de arcillolitas y lodolitas (parte inferior de la Formación Seca, Formación Potrerillo y miembro inferior de la Formación Tune).

Facies siliciclásticas de origen fluvial, muy similares a las del Paleógeno y Neógeno, continuaron rellenando discordantemente la sub-cuenca de Neiva en el Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno), como el depósito volcánico de Paicol y las terrazas vulcanoclásticas. El material más reciente del Cuaternario (Holoceno) continuó rellenando la sub-cuenca de Neiva y corresponde a gravas, arenas y material finogranular, siliciclástico y vulcanoclástico, que se encuentra en terrazas aluviales, depósitos de pendiente y aluviones recientes en proceso activo de transporte.

Palabras clave: estratigrafía, nomenclatura litoestratigráfica, valle alto del Magdalena, sub-cuenca de Neiva, cordillera Central.

Abstract

The purpose of this publication is to standardize the lithostratigraphic nomenclature for the northwestern sector of the Neiva sub-basin in the upper Magdalena valley, and the eastern edge of the Central Cordillera surrounding the municipality of Santa María (Huila). This is based on detailed geological mapping at a scale of 1:25,000, the analysis of available geological data, and a review of previous lithostratigraphic terminology. The proposed nomenclature may pose challenges in certain areas due to the reduced thickness and facial variations of some sedimentary units. However, geological mapping has demonstrated its applicability and alignment with the guidelines of the *International Stratigraphic Guide*.

The geological evolution of the study area has been complex, influenced by superimposed tectonic events over time and the development of diverse sedimentary environments, which is reflected in the wide range of proposed lithostratigraphic units. The geochronological interval of the studied units is extensive (ca. 1000 Ma), spanning from the Mesoproterozoic to the Quaternary.

The area is strongly folded; some of the main fold axes are curvilinear, as observed in the Tesalia Syncline and La Hocha Anticline. This is due to the influence of the basement (pre-Cretaceous rocks) on the geometric

configuration of both faults and folds. The La Plata Fault (Chusma) separates the study areas into two structural domains. The first, located to the west in the hanging block, exposes the oldest rocks from the eastern flank of the Central Cordillera (Proterozoic of the Central Cordillera, Aleluya, Luisa, Payandé, and Saldaña Formations, and the Páez Quartzmonzodiorite). The second domain, located to the east in the footwall block, exposes the Cretaceous-Quaternary sedimentary sequence characteristic of the Neiva sub-basin. The La Plata Fault (Chusma) is the most important structure due to its regional extent and is considered the geological boundary between the Central Cordillera and the Neiva sub-basin in the upper Magdalena valley.

Pre-Cretaceous rocks are associated with the eastern flank of the Central Cordillera and constitute the southern basement of this range. These rocks, from oldest to youngest, include undifferentiated paragneisses (Precambrian); marbles, quartzites, and metalimolites from the Aleluya Formation (Permian, with overprinted Norian metasomatism); red beds of the Luisa Formation (Early Triassic), calcareous rocks of the Payandé Formation (Late Triassic), and volcano-sedimentary rocks of the Saldaña Formation (Late Triassic-Late Jurassic); unnamed intrusive rocks from the El Fraile Creek (Late Triassic); and the intrusive Páez Quartzmonzodiorite (Early Jurassic), which intrudes the Saldaña Formation.

In the Cretaceous of the Neiva sub-basin, there is evidence of sediment accumulation in terrestrial environments (alluvial fans and fluvial systems) in the Yaví and Alpujarra Formations, and in transitional to shallow marine environments in the El Ocal, Caballos, Tetuán, Bambucá, Olini Group, Yaguará, Buscavida, and La Tabla. This sequence is unconformably overlain by a thick succession of siliciclastic sedimentary rocks from the Paleogene and Neogene, predominantly of fluvial origin, dominated by conglomerates and sandstones (upper part of the Seca Formation, Chicoral and Doima Formations, upper member of the Tune Formation, lower part of the Honda Group, Gigante Formation), with intercalations of claystones and *mudstones* (lower part of the Seca Formation, Potrerillo Formation and lower member of the Tune Formation).

Siliciclastic facies of fluvial origin, similar to those of the Paleogene and Neogene, continued unconformably filling the Neiva sub-basin during the Quaternary (Pleistocene-Holocene), including the Paicol volcanic deposit and the volcanoclastic terraces. The most recent Quaternary material (Holocene) continued to fill the Neiva sub-basin and consists of gravel, sand, and fine-granular siliciclastic and volcanoclastic material, found in alluvial terraces, slope deposits, and recent alluvium in active transport processes.

Keywords: stratigraphy, lithostratigraphic nomenclature, upper Magdalena valley, Neiva sub-basin, eastern foothills Central cordillera.

Introducción

La clasificación litoestratigráfica o identificación, denominación y definición de unidades litoestratigráficas ha sido la base principal de los mapas geológicos desde los inicios de la geología como ciencia en Inglaterra (Phillips, 1834). Ya en 1888, el Servicio Geológico de Estados Unidos tenía estructurada la metodología para la elaboración de los mapas geológicos, cuyo fundamento son las unidades litoestratigráficas (Powell y McGee, 1888).

Es evidente entonces que la nomenclatura litoestratigráfica está ligada intrínsecamente a la cartografía geológica. Sin la cartografía geológica no es posible conocer la extensión y distribución geográfica de las distintas unidades litoestratigráficas, sus variaciones litológicas laterales y su relación con las unidades que se superponen o infrayacen, conocimiento básico para aceptar, descartar, redefinir o revisar una determinada nomenclatura en una región dada. El establecimiento correcto de estas unidades hará más fácil su reconocimiento en el terreno y evitará discusiones y ambigüedades entre los profesionales de las geociencias.

Hace ya varias décadas se instituyeron reglas para estandarizar la clasificación litoestratigráfica, las cuales han sido ajustadas con el paso del tiempo (NASC, 1961, 1970, 1983, 2005, 2010; Hedberg, 1976; Salvador, 1994; Murphy y Salvador, 1999); sin embargo, con el avance de la ciencia y la tecnología, seguramente sean revisadas y actualizadas. Esta normatividad está compilada en la *International Stratigraphic Guide* (ISG). La guía fue un gran esfuerzo de la comunidad geológica por “promover un acuerdo internacional sobre los principios de clasificación estratigráfica y desarrollar una terminología estratigráfica internacionalmente aceptable y reglas de procedimiento estratigráfico, todo en el interés de mejorar

la comunicación internacional” (Salvador, 1994; Murphy y Salvador, 1999).

Las unidades litoestratigráficas se definen estrictamente por sus características litológicas y permiten subdividir la sucesión estratigráfica, vertical y lateralmente, en una serie de unidades claramente diferenciables, con expresión morfológica propia y posición estratigráfica definida. Son totalmente independientes de su contenido faunístico y edad; sin embargo, es fundamental establecer su posición cronoestratigráfica (edad) mediante la bioestratigrafía y geocronología, criterio importante para identificarlas en áreas alejadas de las secciones o localidades tipo y poder observar sus cambios laterales de facies. Por lo tanto, la litoestratigrafía es la nomenclatura básica y la primera que se debe establecer para el estudio de una región. En este proceso, el geólogo se ve obligado a definir unidades de roca y, evidentemente, a darles un nombre con base en las normas estratigráficas internacionales (Reguant, 1996). La unidad fundamental en la nomenclatura litoestratigráfica es la *formación*; el *grupo* y el *supergrupo* son unidades de mayor jerarquía y el *miembro* y la *capa* unidades de menor rango (Salvador, 1994; Murphy y Salvador, 1999; NACSN, 2005).

Entre 2016 y 2019, la Dirección de Recursos Minerales del Servicio Geológico Colombiano (SGC) adelantó la cartografía geológica detallada a escala 1:25000 de 2300 km² para prospectar fosfatos en el departamento de Huila y parte del Cauca, área localizada al noroccidente de la denominada sub-cuenca de Neiva, perteneciente a la cuenca petrolífera del valle alto del Magdalena. También, se realizó una exploración geológica detallada para magnesio en una zona de 300 km² en los alrededores de Santa María (Huila), sobre el flanco oriental de

la cordillera Central, en rocas precretácicas, consideradas como el basamento de la cordillera. Estos trabajos sirvieron de base para realizar este libro (Terraza *et al.*, 2019; Hernández-González y Terraza, 2019).

Durante la fase de compilación y revisión bibliográfica, se encontraron unidades litoestratigráficas definidas sin los requisitos mínimos establecidos por la ISG (Salvador, 1994; Murphy y Salvador, 1999), lo que dificultó su entendimiento y generó confusión en el contexto estratigráfico de las áreas investigadas. Estas zonas no cuentan con una nomenclatura estratigráfica estandarizada y varias unidades aún son informales, por lo cual fue necesario realizar un análisis minucioso de la información geológica existente con el propósito de utilizar aquellas unidades que más se ajustaran a los requerimientos de la ISG.

Con el soporte de la cartografía geológica detallada, los levantamientos estratigráficos y los análisis de laboratorio realizados (petrografía, bioestratigrafía y geocronología), y con base en el estudio de la información geológica publicada, se propone una nomenclatura estándar para el costado noroccidental de la sub-cuenca de Neiva y para la zona de Santa María (Huila) en el flanco oriental de la cordillera Central. En este proceso fue necesario abandonar, restringir, recategorizar y proponer nuevas unidades litoestratigráficas para estas áreas.

Parte de la nomenclatura estratigráfica sugerida para el Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario no es aplicable al sector nororiental ni sur de la sub-cuenca de Neiva; tampoco, para el borde occidental de la cuenca Cordillera Oriental (*sensu* Barrero *et al.*, 2007) entre Baraya y Neiva, debido a cambios laterales de facies relacionados con la tectónica local y regional que originaron condiciones cambiantes en los ambientes de depósito y distinta procedencia de los sedimentos. Por esta razón, se prefirió restringir la nomenclatura al sector noroccidental de la sub-cuenca de Neiva, hasta lograr com-

pletar los estudios de cartografía geológica, cronoestratigrafía y petrografía (como mínimo) al detalle necesario para sustentar la aplicabilidad de la nomenclatura propuesta. Más adelante se retomará el tema.

Vale la pena recordar que el SGC, como entidad estatal responsable de la geología del país, tiene la función de proponer, estandarizar y velar por la correcta aplicación de la nomenclatura estratigráfica en los mapas geológicos oficiales de Colombia, motivo fundamental para presentar esta publicación.

Finalmente, es necesario enfatizar que para la exploración geológica con fines diversos, como los recursos minerales, hidrocarburos, aguas subterráneas o estudios de impacto ambiental, es práctico y primordial asociar la unidad litoestratigráfica con un determinado proceso geológico (erosión, movimientos en masa, hidrotermalismo, etc.) o recurso natural no renovable, para enfocar los esfuerzos allí. Esta acción ahorra tiempo y recursos económicos y humanos. De ahí la importancia del tema litoestratigráfico en la geología de una región. En este trabajo en particular, nos concentramos en la Formación Aleluya del Paleozoico superior, la cual contiene niveles de mármoles ricos en magnesio, y en las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior del Grupo Olini y suprayacente Formación Yaguará del Cretácico superior, que presentan capas de fosfatos granulares (*sensu* Glenn *et al.*, 1994) económicamente explotables.

Las áreas estudiadas se encuentran principalmente en el departamento del Huila, en el valle alto del río Magdalena (vertiente occidental) y en el flanco oriental de la cordillera Central (figura 1). Solo una porción pequeña de la zona se ubica en el departamento del Cauca, en la inspección de policía de Itaibe, municipio de Páez. Los principales municipios que se encuentran en la zona son Aipe, Neiva, Palermo, Santa María, Yaguará, Iquira, Pacarní, Tesalia, Paicol, Páez (inspección de policía de Itaibe), Nátaga, La Plata y El Pital.

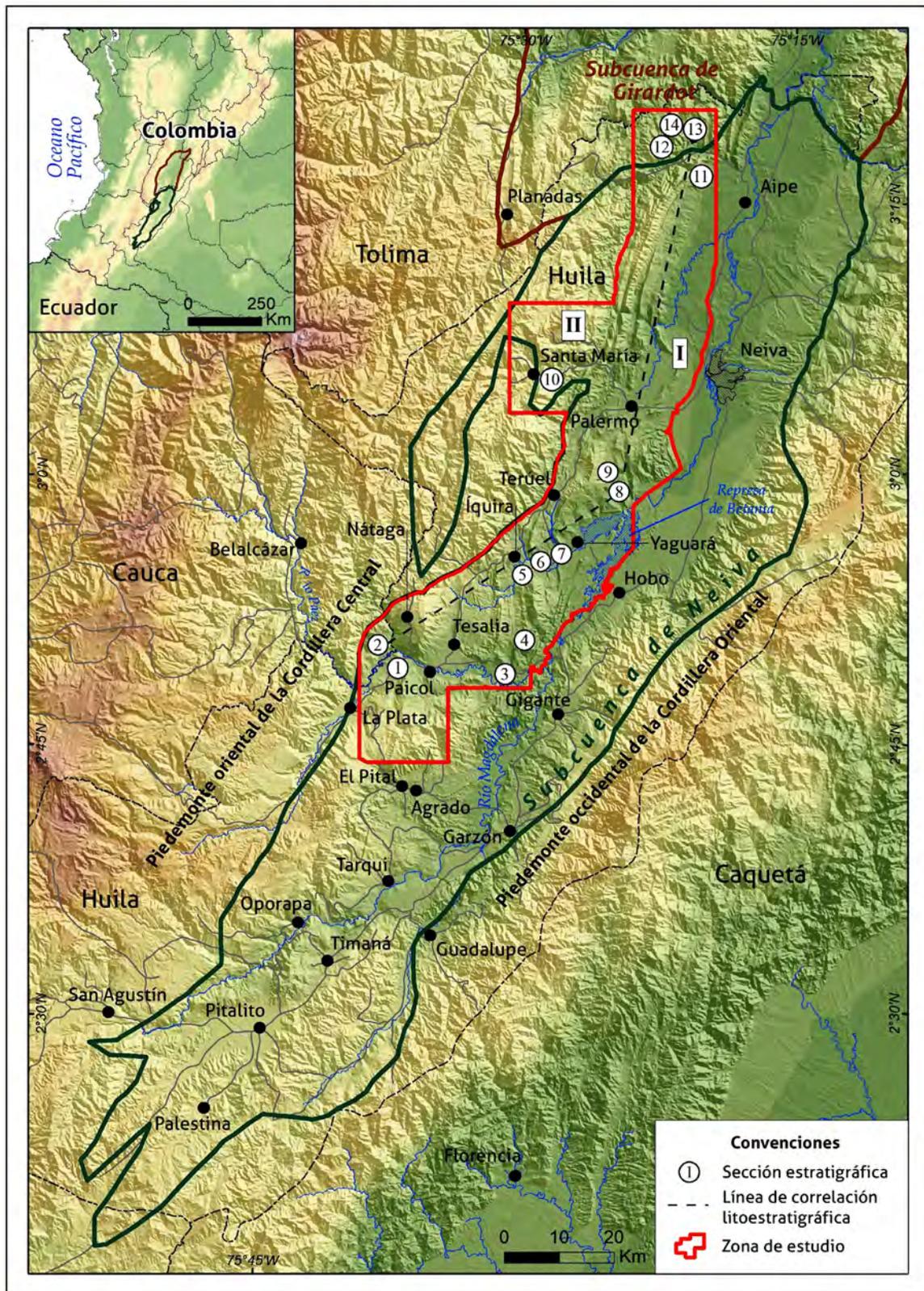


Figura 1. Localización y entorno fisiográfico de las áreas estudiadas: I: noroccidente de la sub-cuenca de Neiva, II: municipio de Santa María (Huila) y alrededores; el polígono verde corresponde a la sub-cuenca de Neiva. La imagen muestra la ubicación de las secciones estratigráficas referenciadas en esta publicación: 1: Fm. Alpujarra, 2: Fm. Alpujarra-Fm. Yaguará (quebrada Itaibe), 3: Fm. Yaguará-Mbro. La juanita, 4: Fm. Aico-Gr. Olini, 5: Fm. Hondita, 6: Fm. Loma Gorda, 7: Fm. Yaguará, 8: Fm. Alpujarra-Fm. Yaguará (quebrada El Ocal), 9: Fm. Caballos, 10: Fm. Aleluya, 11: Fm. Aipe-Gr. Olini, 12: Fm. Tetuán, 13: Fm. Caballos-Fm. La Tabla (quebrada Bambucá), 14: Fms. Buscavida y La Tabla. Las secciones 2, 8 y 13 se utilizaron para la línea de correlación estratigráfica de la figura 15 que involucra a toda la sucesión cretácica. **Fuente:** Beltran y Gallo (1968); Barrero *et al.* (2007); IGAC (2011)

Metodología

El análisis de la información geológica existente (publicada y asequible) del valle alto del Magdalena se enfocó en las zonas de interés localizadas en el piedemonte oriental de la cordillera Central y en la sub-cuenca de Neiva. Se estudió e interpretó la información bibliográfica disponible, que incluyó mapas geológicos, memorias e informes internos del SGC a diferentes escalas, tesis universitarias y diferentes publicaciones en revistas nacionales e internacionales.

Se tuvo en cuenta información del subsuelo publicada por la industria del petróleo, básicamente secciones estructurales y modelos estratigráficos a partir de sísmica o pozos, que contribuyeron a la correcta interpretación de algunas de las estructuras de superficie cartografiadas (Mora, 2003; Blanco y De Freitas, 2003; De Freitas *et al.*, 2006; Jiménez *et al.*, 2009; Roncancio y Martínez, 2010, entre otros). Esta información válida (involuntariamente) la nomenclatura propuesta, especialmente para el Cretácico Inferior (formaciones Alpujarra, El Ocal y Caballos equivalentes a Caballos Inferior, medio y Superior de Beltrán y Gallo, 1968), ya que ilustra como estas unidades se pueden

reconocer regionalmente en el subsuelo de la sub-cuenca de Neiva y del valle alto del Magdalena (p. e., Mora, 2003).

Se hicieron levantamientos estratigráficos detallados a escala 1:100 o 1:200, especialmente de las unidades del Cretácico en la sub-cuenca de Neiva, y a 1:500 en el área de Santa María y alrededores (veredas Aleuya-El Mirador de los municipios de Palermo y Santa María) en rocas precretácicas (ver figura 1). En la sub-cuenca de Neiva se realizaron columnas estratigráficas en la quebrada Bambucá (se levantó toda la sucesión cretácica desde la Formación Caballos hasta La Tabla), en los ríos Aipe, Yaguará, Yaguaracito e Iquira, en las quebradas El Caney y El Boquerón, en la vereda Las Mercedes (Formación Alpujarra) y en las minas de fosfatos La Juanita (sector de La Hocha) y Divino Niño al nororiente de Paicol (Formación Yaguará). Las columnas se compilaron a escala adecuada para la publicación y muestran la posición estratigráfica del muestreo realizado para litogeoquímica a través de fluorescencia de rayos X (FRX), difracción de rayos X (DRX), petrografía, microscopía electrónica o dataciones geocronológicas. En la tabla 1 aparecen las coordenadas de las secciones estratigráficas.

Tabla 1. Localización de secciones estratigráficas

Formación	Lat_Inicial	Long_Inicial	N_Inicial	E_Inicial	Lat_Final	Long_Final	N_Final	E_Final	Origen
Aleluya	2°57'14,16"N	75°31'56,95"O	818.505	838.229	2°57'9,63"N	75°30'21,78"O	818.362	841.169	Bogotá
Alpujarra	2°28'44,72"N	75°48'56,35"O	765.959	1.140.350	2°28'45,84"N	75°49'7,59"O	765.994	1.140.003	Oeste
El Ocal	2°44'43,95"N	75°27'1,45"O	795.444	847.330	2°44'43,43"N	75°27'0,04"O	795.428	847.373	Bogotá
Caballos	2°44'43,43"N	75°27'0,04"O	795.425	847.375	2°44'43,46"N	75°26'58,52"O	795.429	847.420	Bogotá
Tetúan	3°19'47,00"N	75°20'11,63"O	860.043	860.066	3°19'45,28"N	75°20'7,36"O	859.990	860.198	Bogotá
Bambucá	3°19'45,28"N	75°20'7,36"O	859.984	860.199	3°19'40,87"N	75°20'1,29"O	859.854	860.385	Bogotá
Hondita	2°37'57,05"N	75°35'40,54"O	782.956	1.164.923	2°38'2,87"N	75°35'44,50"O	783.135	1.164.800	Oeste
Loma Gorda	2°38'2,87"N	75°35'44,50"O	783.134	1.164.801	2°38'8,62"N	75°36'0,73"O	783.311	1.164.298	Oeste
Aico-Group Olini	2°32'48,03"N	75°36'20,18"O	768.823	1.163.578	2°32'47,61"N	75°36'24,08"O	768.824	1.163.505	Oeste
Aipe-Group Olini	3°15'58,73"N	75°19'10,17"O	853.027	861.955	3°16'2,09"N	75°19'12,69"O	853.130	861.878	Bogotá
Yaguará	2°38'37,01"N	75°32'44,11"O	784.182	836.729	2°38'39,15"N	75°32'50,42"O	784.248	836.534	Bogotá
La Tabla y Buscavida	3°19'37,65"N	75°19'46,12"O	859.754	860.854	3°19'35,91"N	75°19'43,87"O	859.701	860.923	Bogotá
Yaguará-Mbro. La Juanita	2°26'38,51"N	75°38'9,34"O	762.102	1.160.348	2°26'42,36"N	75°38'10,29"O	762.220	1.160.318	Oeste

Adicionalmente, se presenta una correlación litoestratigráfica de tres secciones estratigráficas (quebradas Bambucá, El Ocal e Itaibe) que cubren la sub-cuenca de Neiva en sentido norte-sur por una distancia de 118 km (ver figura 1 para localización). La correlación muestra las variaciones de espesor y los cambios laterales de facies de las unidades cretácicas.

Para la descripción litológica de afloramientos, muestras de mano o secciones delgadas se utilizaron las siguientes propuestas: Ingram (1954) y Campbell (1967) con adaptación de Reineck y Singh (1980) para el espesor de capas y láminas, Wilkins (2011) para el tipo de contacto entre capas (neto o gradado) y geometría o forma de estratos (tabular o cuneiforme), los diagramas de Krumbein y Sloss (1969) para describir la

forma de partículas sedimentarias, los diagramas de Compton (1985) para definir la selección o calibrado de partículas en sedimentos o rocas sedimentarias clásticas, los diagramas de Powers (1953) para comparar la redondez de partículas sedimentarias, los diagramas de Reineck y Wunderlich (1968) para determinar los tipos de estratificación lenticular y *flasser*. También, se usó la carta de colores de *The Geological Society of America* (1995) para el color de la roca en muestra húmeda o seca y las gráficas de Moore y Scruton (1957) para determinar el grado de bioperturbación. Se siguieron las recomendaciones de Gillespie y Styles (1999) para las propiedades físicas de las rocas ígneas y metamórficas en general, tales como la cristalinidad, textura y tamaño de grano, y se empleó la terminología de McKee y Weir (1953) para describir la forma en

que parten las rocas sedimentarias estratificadas (*massive, blocky, slabby, flaggy, shaly, platy, papery*).

Respecto a la nomenclatura de los diferentes tipos de rocas, se usaron las siguientes clasificaciones: Dunham (1962) y Folk (1962) para las rocas calcáreas y Folk (1951, 1954, 1959, 1962, 1980) para las rocas terrígenas de acuerdo a su textura y composición. Se empleó la clasificación general de rocas sedimentarias de Williams *et al.* (1954) que es práctica y no está contemplada por otros sistemas de clasificación. Esta se relaciona con aquellas rocas enriquecidas en sílice diagenética o primaria que pueden tener una mezcla de componentes calcáreos y terrígenos como el *chert*, *chert calcáreo*, *porcelanita*, *caliza silícea*, *caliza arcillosa*, *arcillolita silícea*, etc.

Las rocas fosfáticas y fosforitas se clasificaron con la propuesta de Ptáček (2016) y Cook y Shergold (1986), que se basa en la clasificación de rocas calcáreas de Dunham (1962) modificada para fosforitas. Para las rocas ígneas plutónicas se empleó la clasificación modal de Streckeisen (1976), modificada por Le Bas y Streckeisen (1991) y Le Maitre *et al.* (2002). Para las rocas ígneas volcánicas se utilizó la clasificación de Streckeisen (1978) modificada por Le Maitre *et al.* (2002). Se consideró la propuesta de Schmid (1981), que tiene en cuenta la composición de los fragmentos que conforman la roca para las rocas volcanoclásticas. Respecto a las rocas piroclásticas en general, se utilizó la clasificación de Fisher y Schminke (1984). Se siguieron las recomendaciones del *British Geological Survey* (BGS) compiladas por Robertson (1999) para las rocas metamórficas. Para las rocas metacarbonatadas y metasomáticas, fueron tenidas en cuenta las recomendaciones de la *International Union of Geological Sciences* (IUGS), que corresponden a los esquemas de clasificación de Rosen *et al.* (2007) y Zharikov *et al.* (2007), respectivamente.

La descripción macroscópica de rocas silíceas tipo *cherts* y porcelanitas o *cherts* impuros (con >50 % de sílice diagenética o primaria) se complementó con el sistema de clasificación textural de Dunham (1962) de la siguiente manera: un *chert* calcáreo fosilífero de foraminíferos bentónicos con textura *wackestone* representa un *chert* impuro con carbonatos y fósiles de foraminíferos bentónicos en proporción de 10-50 %, cuya textura se asemeja a la de una caliza con textura *wackestone* en el sistema de Dunham.

En la interpretación de los ambientes sedimentarios se tuvo en cuenta los análisis petrográficos y los rasgos característicos de las capas, como tamaño de grano, composición mineralógica, forma, espesor y tipo de contacto entre capas, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero, grado de bioperturbación y algunos indicadores paleoambientales como la presencia de glauconita o siderita. Se tomaron como base metodológica las publicaciones de Reineck y Singh (1980), Van Wagoner *et al.* (1990), Kamola y Van Wagoner (1995) y Hampson y Storms (2003).

Para el área de la sub-cuenca de Neiva se utiliza el término “basamento” (Allaby, 2013). Este hace referencia a rocas ígneas volcánicas e intrusivas del Triásico tardío y Jurásico sobre las cuales se apoya discordantemente la secuencia sedimentaria cretácica-cuaternaria, relativamente menos deformada. Desde el punto de vista de la geología del petróleo, constituye el “basamento económico” en el cual se espera que no existan yacimientos económicos de hidrocarburos.

La Formación Saldaña y algunos plutones, entre ellos la Cuarzomonzodiorita de Páez, la Monzodiorita de El Astillero, el Batolito de Teruel (o Cuarzomonzodiorita de Teruel) y la Cuarzomonzonita de Los Naranjos, hacen parte del basamento de la sub-cuenca de Neiva, y también están presentes en el piedemonte oriental de la cordillera Central, en el sector de Santa María y alrededores.

En este trabajo, para esta área, se aportan nuevos datos únicamente para la Formación Saldaña y la Cuarzomonzodiorita de Páez. Los otros cuerpos no se estudiaron ni se incluyeron en el análisis de la nomenclatura estratigráfica, por lo cual en la leyenda del mapa geológico (anexo 1) se agruparon bajo la denominación de intrusivos jurásicos (Ji). Los interesados pueden consultar las publicaciones de Rodríguez *et al.* (2018) y Rodríguez (2018) que hacen referencia al magmatismo jurásico en el valle alto del Magdalena y tratan estos intrusivos. También, en las memorias de las planchas 302-Aipe (Rodríguez y Fúquen, 1989), 323-Neiva (Ferreira *et al.*, 2002), 344-Tesalia (Marquín *et al.*, 2002), 345-Campoalegre (Morales *et al.*, 2001) y 366-Garzón (Velandia *et al.*, 2001) se hace una descripción litológica de estos plutones y se muestra su relación con otras unidades litoestratigráficas y la edad.

Para el Cretácico inferior se obtuvieron las secciones estratigráficas publicadas en los Estudios Geológicos del VSM (1994) realizados por Ecopetrol y la Universidad Nacional de Colombia. Para ello, se recopilaron los trabajos de grado que soportan estos estudios incluida la información bioestratigráfica de amonitas estudiada por el profesor Fernando Etayo Serna, quién nos asistió en el campo y en la oficina, proporcionándonos la posición cronoestratigráfica de las distintas unidades e intervalos estratigráficos mapeados.

En el anexo 1 aparece la cartografía geológica compilada a escala 1:100 000. Sobre este mapa, el lector puede localizar las estructuras geológicas (fallas y pliegues) y los sitios geográficos mencionados en esta publicación (municipios, caseríos, veredas, quebradas, minas, etc.) mediante un sistema de cuadrículas de 5x5 km, numeradas del 1 al 13, de izquierda a derecha, y con letras mayúsculas, de la A a la X, de arriba hacia abajo. Como ejemplo, el municipio de Tesalia quedaría localizado en la cuadrícula T4, y para simplificar la escritura se cita “municipio de

Tesalia (T4)”. Las figuras de afloramientos tienen en su leyenda las respectivas coordenadas MAGNA con origen Bogotá u occidente y el ángulo en azimut de captura de la imagen, para facilitarle al usuario, si lo desea, su posterior orientación y localización en el terreno.

En la descripción de las unidades litoestratigráficas se muestran imágenes de secciones delgadas que sustentan la litología (láminas 1 a 18) y se pueden ubicar con las coordenadas geográficas citadas en las láminas o localizar en la columna estratigráfica de la respectiva unidad. En el anexo 2 aparecen los principales constituyentes mineralógicos y clasificación petrográfica de las muestras ilustradas en las láminas 1 a 18. En el anexo 3 se compilieron los fósiles y edades relativas y absolutas publicadas y obtenidas en este trabajo que respaldan la edad de las distintas unidades.

Como la cartografía geológica es la esencia de las unidades litoestratigráficas (Gil *et al.*, 2004), su expresión morfológica es un criterio importante para identificarlas, tanto en el campo como en imágenes satelitales y aerofotografías, por lo cual se consideró importante realizar un registro fotográfico de las diferentes clases de rocas propias de cada unidad litoestratigráfica, responsables de la expresión geomorfológica en el terreno (anexo 4).

En virtud de que la ISG (Salvador, 1994; Murphy y Salvador, 1999) reúne los conceptos y principios de clasificación estratigráfica de la comunidad geológica internacional y la terminología y procedimientos de numerosos códigos estratigráficos nacionales y regionales de varios países, incluido los preceptos del *North American Stratigraphic Code* (NASC, 1961, 1970, 1983, 2005, 2010) utilizado por Canadá, Estados Unidos y México, esta publicación se realizó fundamentada en esta guía.

Contexto tectónico y estratigráfico

Geológicamente, las zonas estudiadas se localizan en el piedemonte oriental de la cordillera Central y sector meridional de la cuenca petrolífera del valle alto del Magdalena. Un alto de basamento jurásico (perteneciente a la cordillera Central), conocido como Alto de Natagaima o Alto de Patá, divide el valle alto en dos porciones denominadas por la industria del petróleo como sub-cuenca de Neiva, localizada al sur, y sub-cuenca de Girardot, ubicada al norte (Beltrán y Gallo, 1968, p. 258).

Específicamente, las áreas de estudio pertenecen al sector noroccidental de la sub-cuenca de Neiva (*sensu* Beltrán y Gallo, 1968; Barrero *et al.*, 2007) y al municipio de Santa María (Huila) y sus alrededores, en el borde oriental de la cordillera Central. En la figura 2 se muestra el marco tectónico y estratigráfico regional de las zonas investigadas.

El sector de Santa María hace parte del basamento sur de la cordillera Central. Este basamento está conformado por rocas metamórficas de alto a medio grado, retrabajadas tectónicamente entre el Mesoproterozoico y el Neoproterozoico temprano, durante la formación del supercontinente de Rodinia (Ibáñez-Mejía *et al.*, 2011, We-

ber *et al.*, 2018). El retrabajamiento fue producto de la colisión continente-continente de Amazonia contra Báltica en un evento definido como la orogenia Putumayo (Ibáñez-Mejía *et al.*, 2011), en el cual las rocas preexistentes alcanzaron facies granulita y anfibolita. Rocas formadas en esta orogenia están localizadas en el macizo de Las Minas del flanco oriental de la cordillera Central (Migmatitas de Las Minas) y las rocas metamórficas del macizo de Garzón (Complejo Garzón, Ibáñez, 2020 y referencias citadas en él), el cual es el límite geográfico oriental de la sub-cuenca de Neiva.

Otra unidad metamórfica del basamento sur de la cordillera Central, conformada por paragneises de anfíbol-biotita-plagioclasa, registra un metamorfismo del Neoproterozoico temprano, similar al reportado por Ibáñez (2020) en las Migmatitas de Las Minas. Este basamento metamórfico fue incluido en el denominado Complejo Aleluya asignado al Proterozoico (Ferreira *et al.*, 1998, 2002; Velandia *et al.*, 2001). Los datos obtenidos recientemente respecto a la secuencia estratigráfica, edad y relación con las unidades que se le superponen e infrayacen (Hernández-González y Terraza, 2019) permiten denominar a esta unidad como Formación Aleluya. Esta se describirá más adelante.

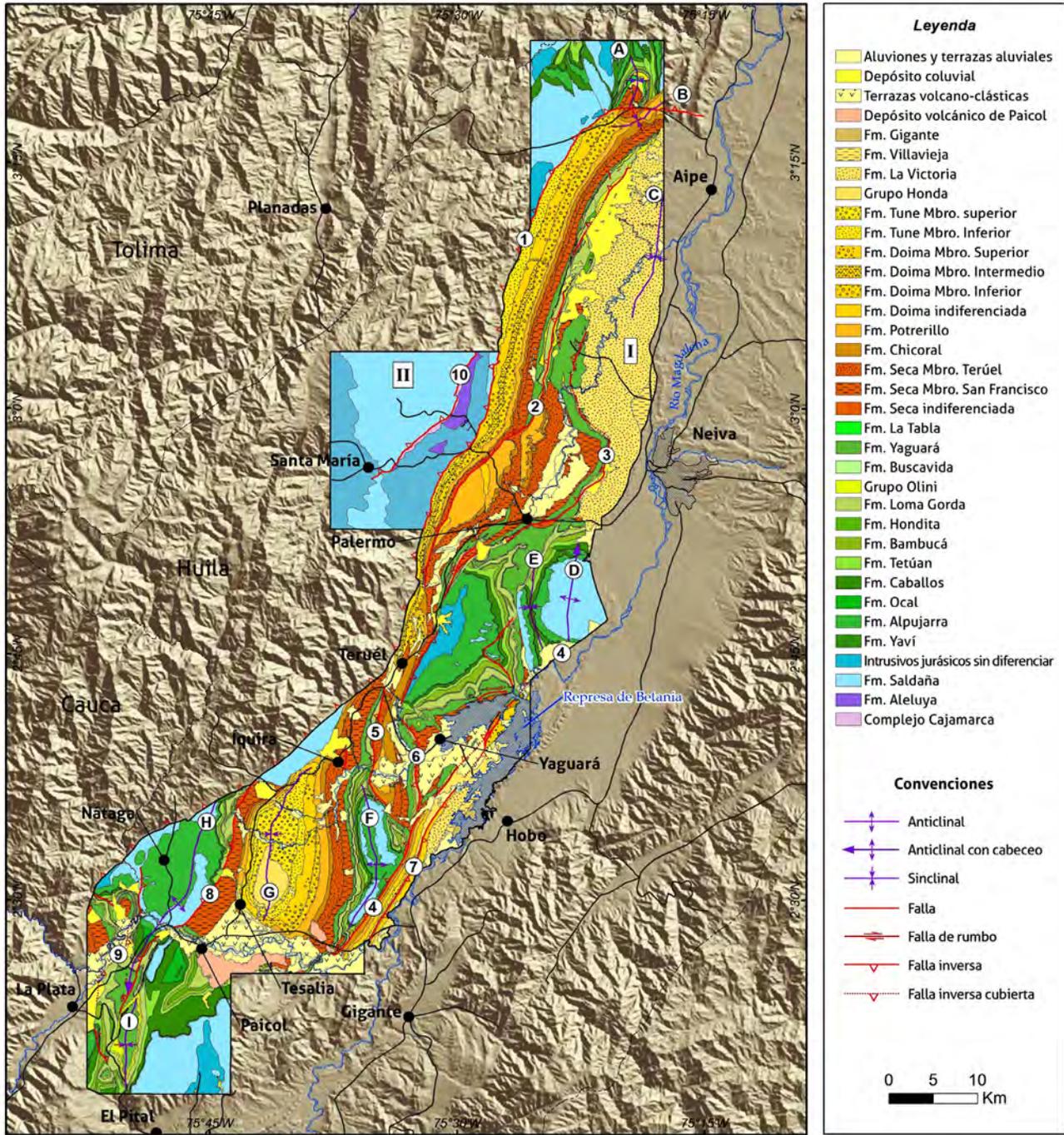


Figura 2. Marco tectónico y estratigráfico

Se muestra un mapa geológico generalizado de las áreas estudiadas (I: noroccidente de la sub-cuenca de Neiva, II: municipio de Santa María, Huila, y alrededores) con las principales estructuras. Fallas: 1: La Plata (Chusma), 2: San Francisco, 3: Baché, 4: Betania, 5: Teruel, 6: Yaguará, 7: Vilú, 8: Pacarní, 9: Itaibe, 10: Corozal. Pliques: A: Sinclinal de Media Luna, B: Sinclinal El Pato, C: Sinclinal Ventanas, D: Sinclinal El Indio, E: Sinclinal de Nazareth, F: Anticlinal de La Hocha, G: Sinclinal de Tesalia, H: Anticlinal de Nátaga, I: Sinclinal El Vegón

Entre las unidades plutónicas que conforman el basamento sur de la cordillera Central se encuentra el Granito de Ortega, el cual se emplazó en el Pérmico y fue interpretado como un fragmento de un arco que intruyó el basamento neoproterozoico (Rodríguez *et al.*, 2019). Este arco está relacionado con la subducción que llevó al cierre del océano Reico durante la conformación del supercontinente Pangea. Entre el Triásico tardío y Jurásico tardío, en la fase de disgregación de Pangea, la tectónica dominante fue extensional, lo que generó una cuenca de *rift* en la cual se depositaron las rocas volcanoclásticas de la Formación Saldaña, en un dominio de retroarco con márgenes convergentes (Bayona *et al.*, 1994; Toussaint, 1996) o de *rift* supracontinental (Salazar, 1992; Mojica y Kammer, 1995, 1996). Adicionalmente, durante el Jurásico se desarrolló un arco magmático de larga duración, el cual dio origen a los plutones que intruyen el basamento metamórfico previamente descrito y parcialmente a las rocas de la Formación Saldaña (Velandia *et al.*, 2001; Bustamante *et al.*, 2016; Rodríguez *et al.*, 2018; Bayona *et al.*, 2020; Villamizar *et al.*, 2021).

La historia geológica del valle alto del Magdalena ha sido compleja, porque en su evolución hay involucrados varios eventos de deformación. Este valle inicia su desarrollo en una cuenca extensional angosta durante el Triásico y Jurásico, en la cual hubo vulcanismo concomitante con la sedimentación (Sarmiento y Rangel, 2004). En el Jurásico tardío y Cretácico temprano hay evidencias de levantamiento de la ancestral cordillera Central y se da el inicio de la sedimentación en el valle alto del Magdalena en un ambiente tectónico extensional que se extiende hasta finales del Cretácico. Ya en el Paleógeno o un poco antes (Maastrichtiano más tardío), se produce inversión y plegamiento incipientes en la cuenca del valle alto del Magdalena, debido a los primeros pulsos de exhumación de la ancestral cordillera Central. Finalmente, en el Neógeno, la cuenca extensional mesozoica del valle

alto del Magdalena fue completamente invertida por el levantamiento de la cordillera Oriental (Sarmiento, 2001; Sarmiento y Rangel, 2004; Espitia *et al.*, 2022).

En el capítulo *Evolución Geológica* se profundizará en el marco tectónico y estratigráfico de las áreas estudiadas.

Fisiográficamente, la sub-cuenca de Neiva corresponde al valle alto del río Magdalena localizado entre las cordilleras Central y Oriental (ver figura 1). La sub-cuenca de Neiva se extiende al sur hasta las poblaciones de Pitalito y San Agustín en el departamento del Huila; sus límites oriental y occidental corresponden a los piedemontes occidental y oriental, respectivamente, del macizo de Garzón y cordillera Central (Beltrán y Gallo, 1968, p. 258; Marquínez y Velandia, 2001; Barrero *et al.*, 2007; Roncancio y Martínez, 2010, p. 16-17).

Estructuralmente, la sub-cuenca de Neiva es una depresión tectónica limitada en sus flancos por fallas regionales inversas de alto ángulo con importante componente dextral como la Falla de La Plata (Chusma) al occidente y el Sistema de Fallas de Algeciras al oriente (Butler y Schamel, 1988; Schamel, 1991; Villarroel *et al.*, 1996; Marquínez y Velandia, 2001; Velandia *et al.* 2005; Espitia *et al.*, 2022). La vergencia de estas estructuras es opuesta y convergen hacia el río Magdalena, por lo cual el Proterozoico del macizo de Garzón y el Triásico-Jurásico del piedemonte oriental de la cordillera Central conforman bloques de basamento levantados con respecto al valle alto del río Magdalena donde se localiza la secuencia sedimentaria cretácica-cuaternaria de la sub-cuenca de Neiva.

Las fallas principales se orientan en sentido SW-NE y muestran indicios de actividad neotectónica que es más evidente en el Sistema de Fallas de Algeciras (Paris *et al.*, 2000; Velandia *et al.*, 2005; Diederix *et al.*, 2020; Gómez-Hurtado *et al.*, 2022). La actividad tectónica reciente del Sistema de

Fallas de Algeciras ha sido estimada en 8,1 mm/año aproximadamente, de acuerdo con mediciones de GPS realizadas por el proyecto GeoRED del SGC. Como consecuencia de esta actividad, se cree que la subcuenca de Neiva se ha estado moviendo dextralmente (con relación al macizo de Garzón) a través del Sistema de Fallas de Algeciras por lo menos durante los últimos 2,4 Ma (Gómez-Hurtado *et al.*, 2022). Paris *et al.* (2000) estiman que el último movimiento de la Falla de la Plata (Chusma) fue hace menos de 1,6 Ma.

Velandia y Marquínez (2001) ilustran otras fallas orientadas en sentido transversal (NW-SE) que cortan al basamento proterozoico y triásico-jurásico en los flancos oriental y occidental de la sub-cuenca de Neiva, estructuras probablemente heredadas de los eventos extensionales del Paleozoico tardío y Triásico-Jurásico. Velandia *et al.* (2001) consideran que las fallas o lineamientos transversales que afectan la cobertura sedimentaria cretácica-cuaternaria pueden ser una manifestación de estas fallas del basamento.

El estilo estructural de la sub-cuenca de Neiva es compresivo y transpresivo, evidenciado por la terminación en diagonal de algunos ejes de pliegues contra el trazo de algunas fallas importantes, como la Falla de La Plata (Chusma) y San Francisco, con transporte tectónico dominante hacia el oriente. Las fallas son de tipo inverso, cuando involucran basamento, o de bajo ángulo (cabalgamientos) cuando se producen por despegue en las unidades blandas de la cobertura sedimentaria cretácica y paleógena, como, por ejemplo, en las formaciones El Ocal, Bambucá, Loma Gorda, Aico, Seca o Potrerillo. La zona está fuertemente plegada; algunos de los ejes de pliegues principales son curvilíneos, como ocurre en el Sinclinal de Tesalia y Anticlinal de La Hocha, debido a que el basamento (rocas precre-

tácicas) afecta la configuración geométrica de las estructuras, tanto de pliegues como de fallas (Jiménez *et al.*, 2012).

La Falla de La Plata (Chusma) separa la zona de estudio en dos dominios estructurales. El primero se localiza al occidente, en el bloque colgante, donde aparecen las rocas más antiguas del basamento (Proterozoico de la cordillera Central, formaciones Aleluya, Luisa, Payandé y Saldaña). El segundo dominio está localizado al oriente, en el bloque yacente, donde aflora la secuencia sedimentaria cretácica-cuaternaria característica de la sub-cuenca de Neiva. Todas estas unidades litoestratigráficas serán discutidas posteriormente.

La Falla de La Plata (Chusma) es la estructura más importante por su carácter regional. Presenta una longitud de 113 km, rumbo promedio N39°E, inclinación promedio de 40-60°W, sentido del movimiento inverso-dextral y vergencia SE (Paris *et al.*, 2000). Esta falla se considera el límite geológico entre la cordillera Central y la sub-cuenca de Neiva en el valle alto del Magdalena (Butler y Schamel, 1988). Otra estructura importante es la Falla de San Francisco, localizada en el bloque yacente de la Falla de La Plata (Chusma). Esta corresponde a una falla inversa de bajo a moderado ángulo (<45°W) con vergencia SE que se puede seguir por más de 65 km al norte de la sub-cuenca de Neiva. Butler y Schamel (1988) consideran a la Falla de San Francisco como un "splay" (falla secundaria de menor tamaño y desplazamiento) de la Falla de La Plata (Chusma), lo cual implica que la Falla de La Plata (Chusma) debe considerarse como un sistema de fallas. Otra estructura asociada al Sistema de Fallas de La Plata (Chusma), localizada en el bloque colgante, es la Falla de Corozal, que es una falla inversa vertical con componente de rumbo dextral y una longitud de más de 25 km.

El problema de la nomenclatura estratigráfica del valle alto del Magdalena

El valle alto del Magdalena (y la mayoría de las cuencas sedimentarias colombianas) no cuenta aún con una nomenclatura litoestratigráfica estandarizada que cumpla con las normas internacionales de estratigrafía. La nomenclatura se originó y evolucionó a partir de los estudios pioneros de investigadores alemanes como Hettner (1892), de los estudios geológicos oficiales adelantados por la Comisión Científica Nacional entre 1917 y 1935, de las investigaciones realizadas a partir de la creación del Servicio Geológico Nacional (SGN) en 1940 (hoy SGC) y de las exploraciones geológicas adelantadas por la industria del petróleo desde los primeros años del siglo 20, que han hecho aportes significativos al conocimiento de las unidades litoestratigráficas.

En este proceso evolutivo del conocimiento geológico del país han surgido diversas nomenclaturas litoestratigráficas, particularmente de las compañías petroleras que realizaron y aún realizan la exploración geológica del valle alto del Magdalena desde mediados de 1940. Desafortunadamente, cada compañía ha creado su propia nomenclatura estratigráfica (p. e., Miley 1945, p. 33; Olsson, 1956, p. 307; Corrigan, 1967, p. 229; Beltrán y Gallo, 1968, p. 261; Allen, 1989, p. 41; Barrio y Coffield, 1992, p. 125, entre otros), lo cual es inconveniente y causa confusión por la proliferación de tantas unidades estratigráficas informales. Esto ha propiciado sinonimias y homonimias; es decir, que unidades con litología y posición

estratigráfica similares se citen con nombres diferentes (unidades sinónimas) y lo contrario, que unidades con distinta litología y posición estratigráfica diferente se designan con el mismo nombre (unidades homónimas), como se puede ver en Barrio y Coffield (1992, p. 125) o Roncancio y Martínez (2010). Esto también ha impedido la correcta litocorrelación de las unidades tanto en el subsuelo como en superficie. Aún hoy día, no se ha hecho un estudio completo de las unidades estratigráficas del valle alto del Magdalena en sus secciones y localidades tipo, siguiendo los procedimientos formales estipulados en la ISG (Salvador, 1994; Murphy y Salvador, 1999).

El Servicio Geológico Nacional (SGN, 1959, plancha N8 Neiva) utilizó, en parte, la nomenclatura estratigráfica de Hettner (1892, p. 48, p. e., Girón, Villeta, Guadalupe, Guaduas y Honda). Las unidades que hacen parte de esta nomenclatura, ya en desuso, son la Formación de Girón (Rético-Liásico), Grupo Villeta conjunto superior (Albiano inferior), Grupo Guadalupe conjunto inferior y superior (Turoniano y Cenomaniano), Grupo Guadalupe conjunto medio bajo (Coniaciano inferior), Grupo Guadalupe conjunto medio alto (Campaniano y Coniaciano superior), Grupo Guadalupe conjunto superior (Maastrichtiano inferior), Formación Guaduas (Paleoceno y Maastrichtiano superior), Formación Gualanday Inferior (Eoceno medio), Formación Gualanday medio (Oligoceno medio bajo hasta Eoceno superior), Formación Gualanday Superior (Oligoceno medio alto), Formación La Cira (Oligoceno

superior), Formación Honda (Mioceno) y Formación Mesa (Pleistoceno más inferior y Plioceno). Lo valioso de este trabajo es que la nomenclatura estratigráfica se soportó con datos bioestratigráficos y cartografía geológica regional, que es el camino correcto para lograr una estandarización.

De Porta (1965, p. 10), en su trabajo sobre la estratigrafía del Cretácico superior y terciario en el extremo sur del valle medio del Magdalena, hace un análisis de la nomenclatura estratigráfica aplicada a esta parte del valle del Magdalena, argumentando lo siguiente:

La extensión excesiva de las unidades litoestratigráficas causa una confusión extraordinaria especialmente en las correlaciones, por cuanto se ha homologado siempre el nombre de la unidad litoestratigráfica con un período determinado de tiempo, lo cual no siempre es válido. En consecuencia, al comparar las edades entre dos áreas diferentes las unidades litoestratigráficas se cruzan en todos los sentidos. En estas condiciones se ha preferido en algunos casos prescindir de los nombres empleados y adoptar una nomenclatura nueva libre de estos prejuicios.

Con este raciocinio, De Porta (1965) propone una nueva nomenclatura estratigráfica para el Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario en el sector norte del valle alto del Magdalena (subcuenca de Girardot), la cual se ha extendido con criterios disímiles a la porción sur del mismo (subcuenca de Neiva).

Hecha esta exposición y teniendo en cuenta que aún no existe una nomenclatura estra-

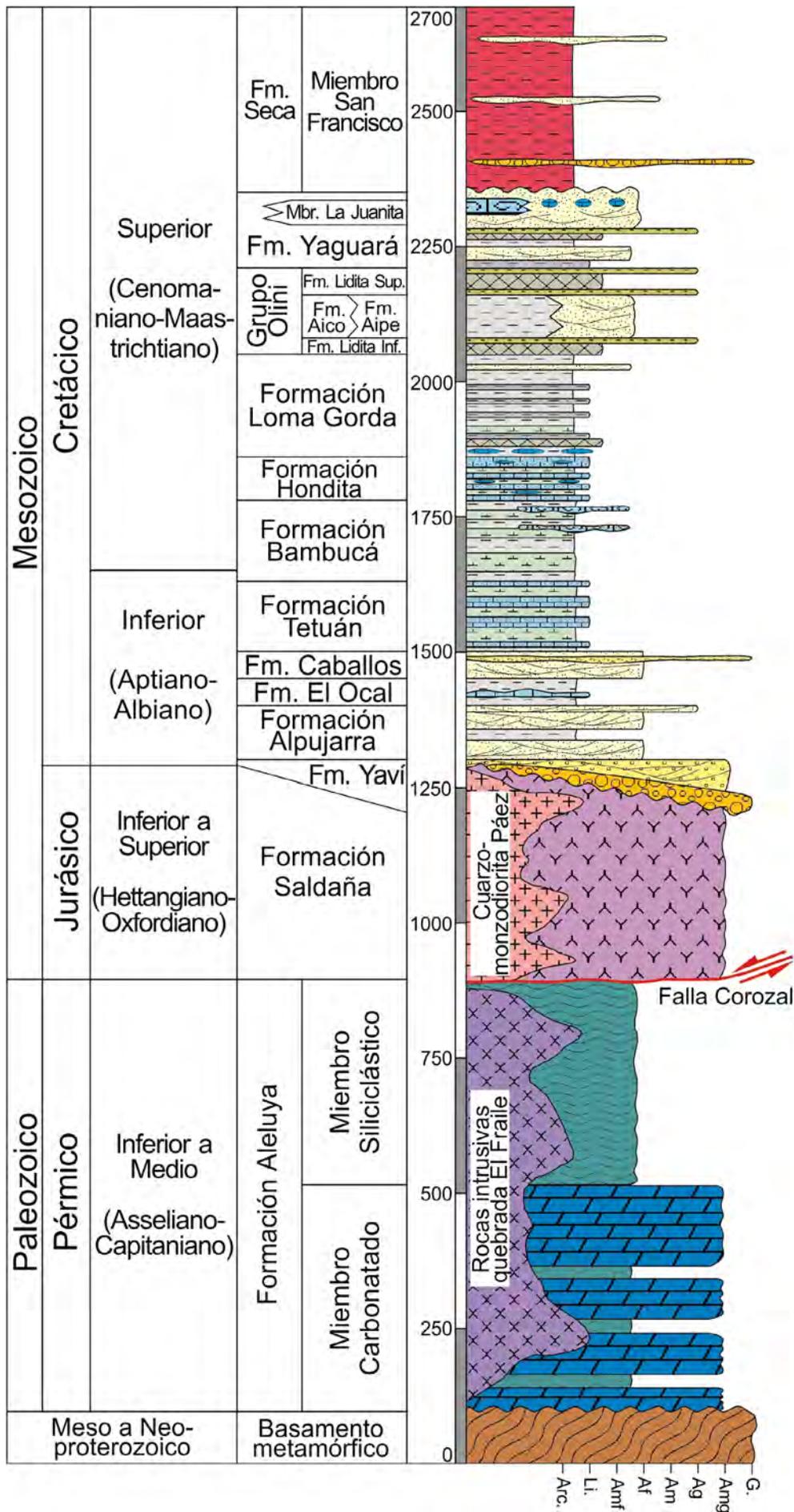
tigráfica estandarizada y completamente formalizada, se consideró pertinente utilizar en el mapa geológico (anexo 1) aquellas unidades litoestratigráficas que más se ajustaran a los requerimientos de la ISG (Salvador, 1994; Murphy y Salvador, 1999). En este sentido, los mapas del SGN (Raasveldt, 1956-plancha L9 Girardot; 1959-plancha N8 Neiva); los trabajos de De Porta (1965, 1966), Cediél *et al.* (1980, 1981), Mojica y Macía (1981, 1982), Guerrero (1993, 1997), la Universidad Nacional de Colombia y Ecopetrol (Estudios Geológicos del VSM, 1994); el trabajo de Guerrero *et al.* (2000); la compilación de la Agencia Nacional de Hidrocarburos sobre la geología y el potencial de hidrocarburos del valle alto del Magdalena (Roncancio y Martínez, 2010); las planchas geológicas del Ingeominas (hoy SGC) 302 Aipe (Fúquen *et al.*, 1993), 322 Santa María (Gómez *et al.*, 2003), 323 Neiva (Ferreira *et al.*, 1998), 344 Tesalia (Marquínez *et al.*, 1999), 345 Campoalegre (Velandia *et al.*, 1999) y 366 Garzón (Rodríguez *et al.*, 1998); y el mapa geológico del Huila (Marquínez y Velandia, 2001; Velandia *et al.*, 2001) sirvieron de base para establecer la nomenclatura estratigráfica recomendada en esta publicación. El mapa geológico del Huila fue otro intento de formalización de la nomenclatura estratigráfica.

En las figuras 3 y 4 aparece la nomenclatura litoestratigráfica sugerida y la columna estratigráfica representativa de las zonas cartografiadas. Las figuras 5 y 6 muestran diferentes propuestas de nomenclatura estratigráfica para el Cretácico y Cenozoico en la sub-cuenca de Neiva y valle alto del Magdalena y su equivalencia con la nomenclatura propuesta en este trabajo.

Mesozoico	Jurásico	Superior	145,0	Oxfordiano-Tithoniano	Inconformidad angular
		Medio	163,5	Aaleniano-Calloviano	Fm. Saldaña
		Inferior	174,1	Toarciano	Cuarzomonzodiorita de Páez
			182,7	Pliensbachiano	
			190,8	Sinemuriano	
			199,3	Hettangiano	
	Trásico	Superior	201,3	Rhaetiano	rocas intrusivas quebrada El Fraile ②
			208,5	Noriano	Disconformidad
			227	Carniano	Fm. Payandé
		Medio	237	Anisiano-Ladiniano	Disconformidad?
			247,2	Induano-Olenekiano	Fm. Luisa
			251,9		
	Paleozoico Pérmico	Lopingiano	Wuchiapingiano-Changhsingiano	Inconformidad angular?	
		Guadalupiano	Roadiano-Capitaniano?	Fm. Aleluya ①	Miembro Siliciclástico
		Cisuraliano	Asseliano-Kunguriano?	Fm. Aleluya ①	Miembro Carbonatado
Neoproterozoico a Paleozoico Superior		Criogeniano a Carbonífero (Pennsylvaniano Superior-Gzheliano)	Inconformidad angular (intervalo de tiempo sin escala)		
Meso a Neoproterozoico		Steniano-Toniano	Basamento metamórfico Precámbrico (intervalo de tiempo sin escala)		
		720			
		1000			

Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Presente	Groenlandiano-Megalayano	Aluviones, coluviones, terrazas aluviales	
		Pleistoceno	0,0117	Chibaniano	Terrazas volcanoclásticas	
	0,129		0,774	Gelasiano-Calabriano	Deposito volcánico Parcol	
	Neógeno	Plioceno	2,58	Piacenziano	Inconformidad angular	
			3,600	Zancleano		
	Mioceno	Tortoniano-Mesiniense	11,63	*Grupo Huila	Fm. Gigante	
		Langhiano-Serravalliano	15,97	Paraconformidad?		
				Grupo Honda	Fm. Villavieja	
		Aquitaniense-Burdigalense	23,03	Fm. Tune		
	Oligoceno	Chattiano	27,82	Gr. Guanday	Miembro Superior	
		Rupeliano	33,9	Fm. Doima	Mbr. Medio	
	Paleógeno	Eoceno	Priaboniano	37,8	Grupo Guanday	Fm. Potrerillo
			Lutetiano-Bartoniano	47,8		Fm. Chicoral
		Ypresiano	56,0	Disconformidad		
		Paleoceno	Daniano-Thanetiano	66,0	Fm. Seca	Miembro Teruel
	Maastrichtiano		72,1	Miembro San Francisco		
	Superior	Campaniano	83,6	Fm. Yaguará	Fm. La Tabla	
		Santoniano	86,3	Fm. Buscavida		
		Coniaciano	89,8	Grupo Olini	Fm. Lidita Superior	
		Turoniano	93,9	Fm. Aico	Fm. Aine	
Cenomaniano		100,5	Fm. Lidita Inferior			
Albiano		113,0	Fm. Loma Gorda			
Inferior	Aptiano	125,0	Fm. Hondita			
	Barremiano	129,4	Fm. Bambucá			
	Hauteriviense	132,6	Fm. Tetúan			
	Valanginiano	139,8	Fm. Caballos			
	Berriasiense	145,0	Fm. El Ocal			
				Fm. Alpujarra		

Figura 3. Nomenclatura estratigráfica estandarizada para el NW de la sub-cuenca de Neiva y sector de Santa María (Huila) en el flanco oriental de la cordillera Central. La edad numérica en los límites de los pisos o periodos se tomó de la Carta Estratigráfica Internacional (Cohen *et al.*, 2013, actualizada al 2020). La Formación Aleluya con edades máximas de deposición del Pérmico temprano a medio ① sufrió metamorfismo regional a finales del Pérmico y metasomatismo sobreimpuesto en el Trásico tardío por la intrusión de las rocas ígneas de la quebrada El Fraile ②. * = El Grupo Huila y Formación Neiva no fueron reconocidos en el área de estudio; sin embargo, se incluyen en la nomenclatura estratigráfica, porque se pueden cartografiar al costado oriental del río Magdalena, en su área tipo, entre los municipios de Hobo, Gigante y El Agrado



Litología

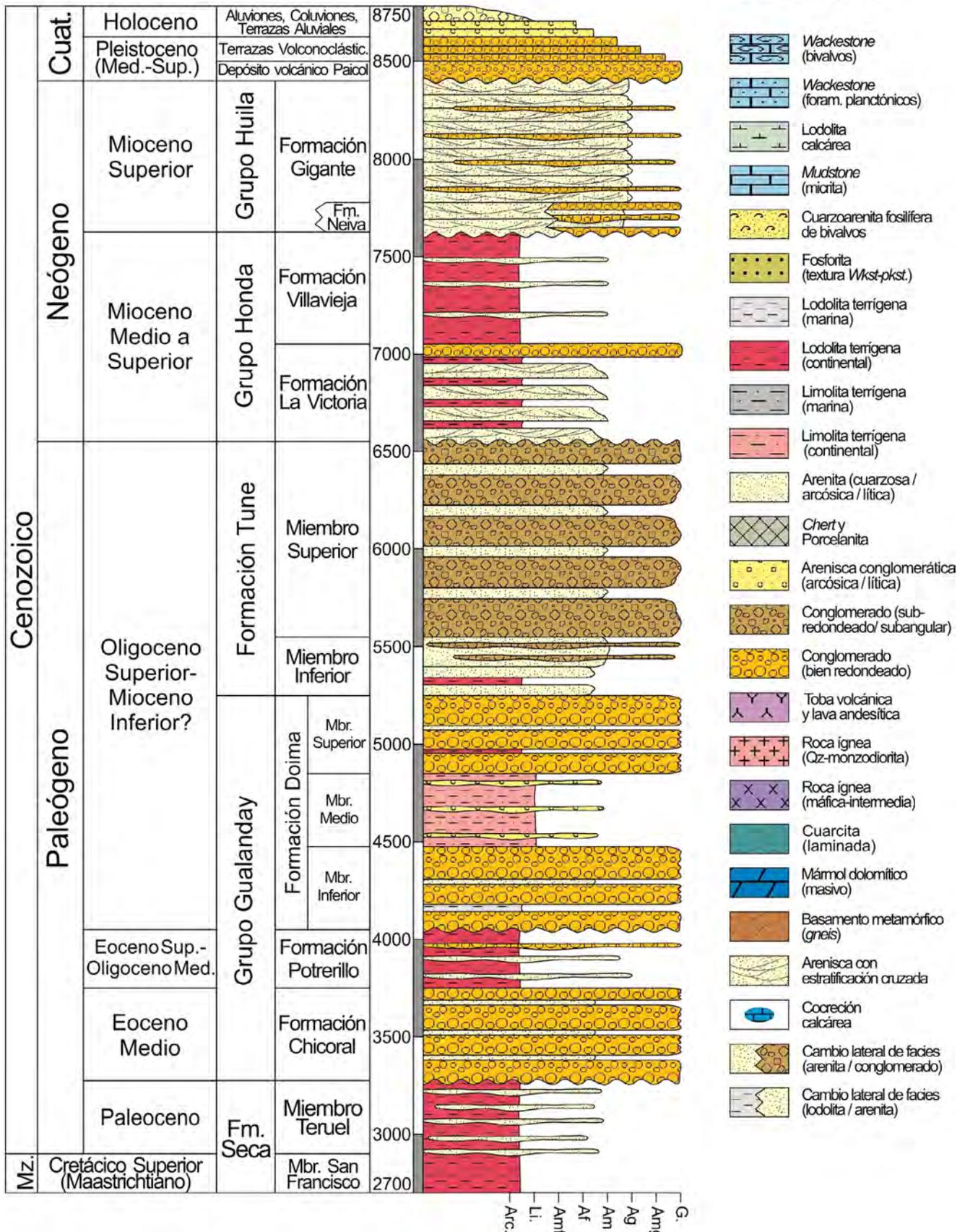
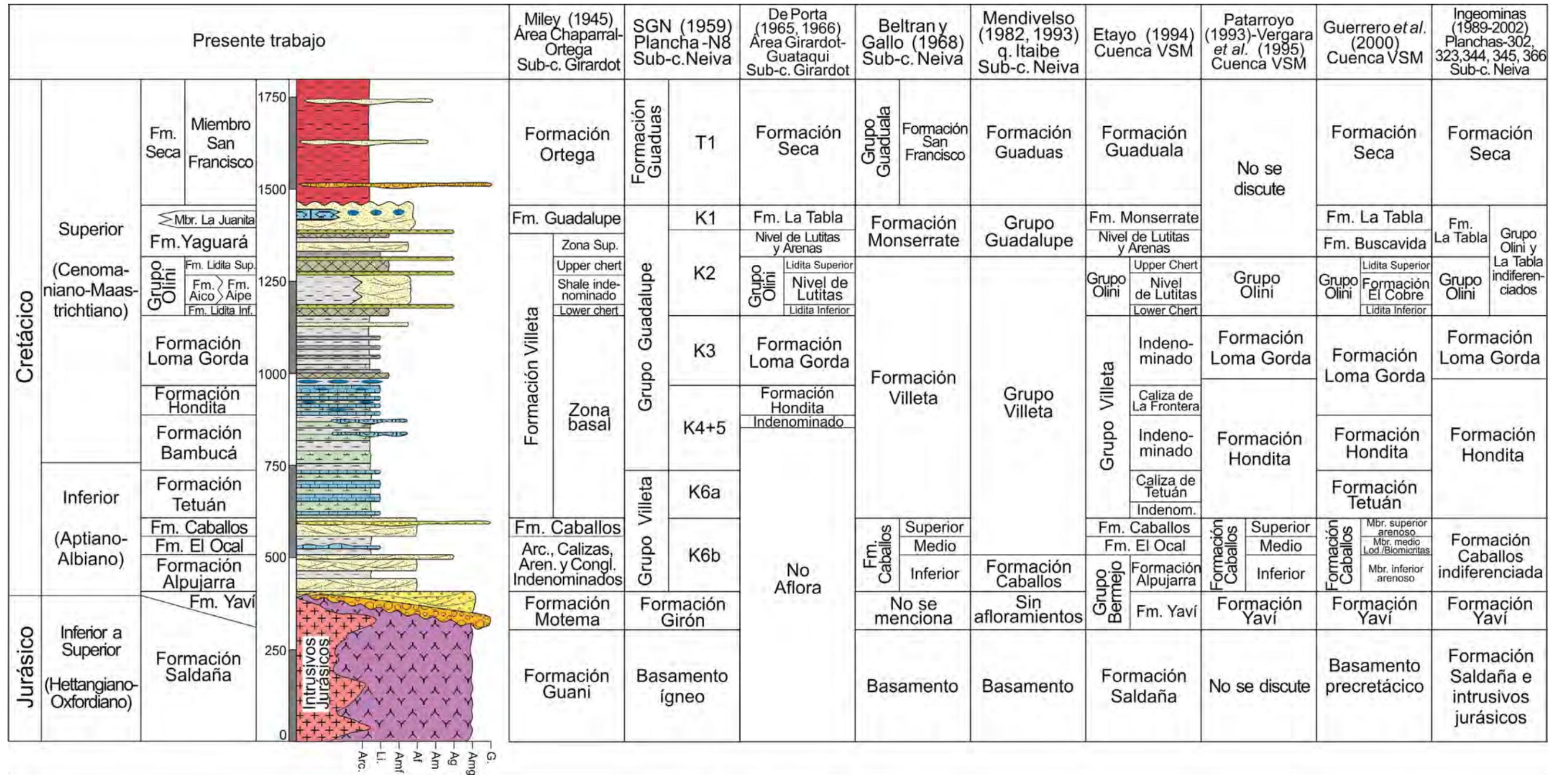


Figura 4. Columna estratigráfica representativa de las áreas estudiadas



Litología

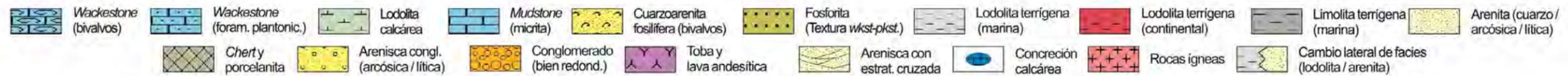
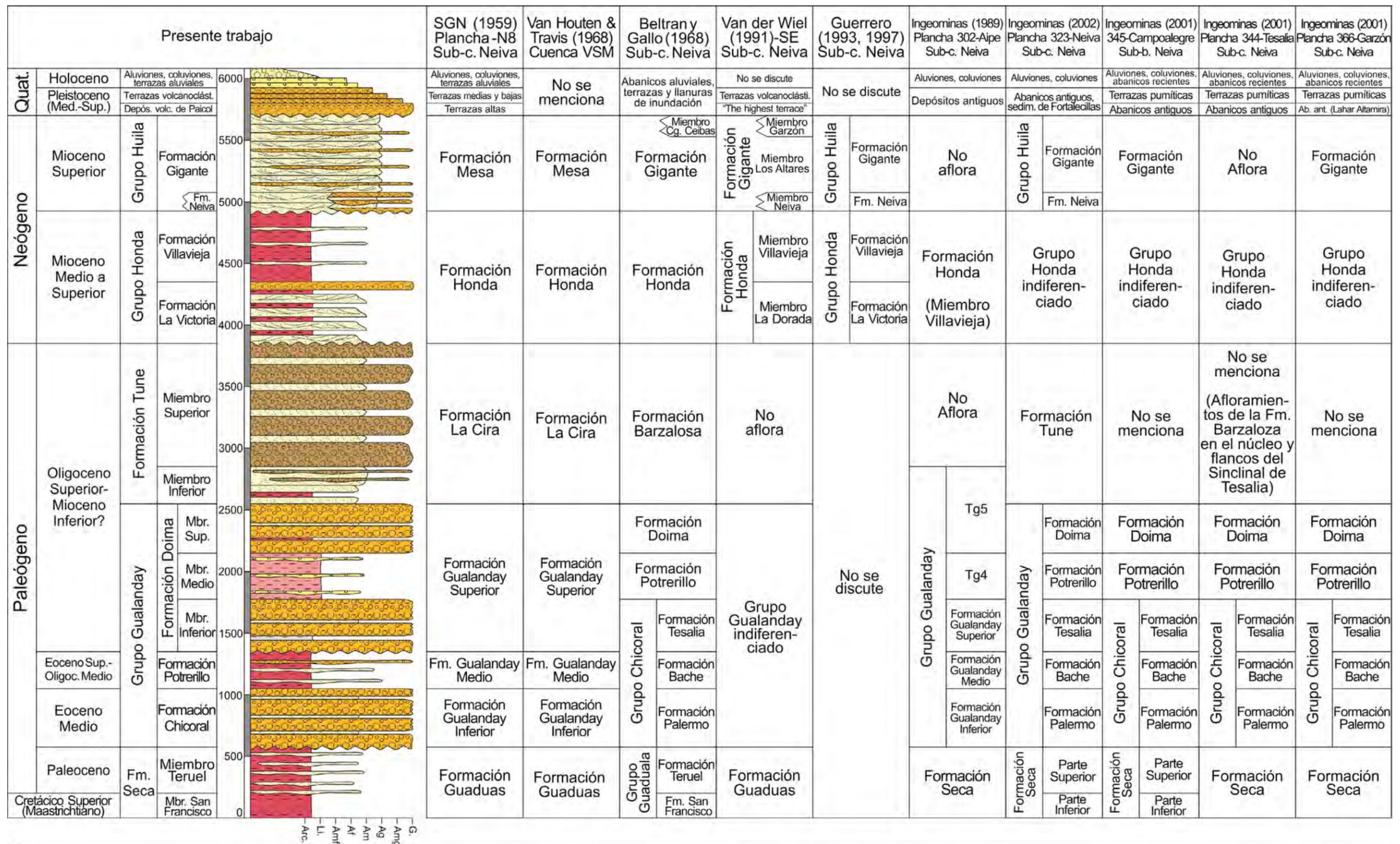


Figura 5. Nomenclatura estratigráfica para el Cretácico empleada por varios autores en la subcuenca de Neiva y valle alto del Magdalena, y su equivalencia con la nomenclatura propuesta en esta publicación. Fuente: en la parte superior de la figura aparecen las fuentes de información



Litología

- Lodolita terrigena (continental)
- Limolita terrigena (continental)
- Arenita (cuarzosa/arcósica/iltica)
- Arenita con estratificación cruzada
- Conglomerado (sub-redondeado/subangular)
- Conglomerado (bien redondeado)
- Arenisca conglomerática (arcósica/iltica)
- Cambio lateral de facies (arenita/conglomerado)

Figura 6. Nomenclatura estratigráfica para el Paleógeno y Neógeno utilizada por diferentes autores en la subcuenca de Neiva y valle alto del Magdalena, y su equivalencia con la nomenclatura sugerida en este artículo. Fuente: en la parte superior de la figura aparecen las fuentes de información

Litoestratigrafía

En la zona de Santa María y sus alrededores, que incluye parte del área rural de municipio de Palermo en el piedemonte oriental de la cordillera Central, afloran rocas del basamento precámbrico metamórfico del sur de la cordillera Central, rocas metamórficas del Paleozoico con protolito sedimentario de la Formación Aleluya intruidas por plutones del Triásico (rocas intrusivas de la quebrada El Fraile) y rocas sedimentarias y volcanoclásticas del Triásico y Jurásico de las formaciones Luisa, Payandé y Saldaña atravesadas por plutones de composición intermedia del Jurásico (Cuarzomonzodiorita de Páez).

Al nororiente del municipio de Santa María, las rocas paleozoicas de la Formación Aleluya reposan en contacto fallado (Falla de Corozal) sobre las rocas volcánicas de la Formación Saldaña (anexo 1). Allí no afloran las formaciones Luisa y Payandé, por lo cual no fueron consideradas en el presente estudio; sin embargo, estas unidades son formales, porque cumplen con las normas de la ISG y deben estar presentes en el subsuelo infra-yacendo a la Formación Saldaña.

En la zona noroccidental de la sub-cuenca de Neiva, la secuencia del Cretácico-Cuaternario reposa discordantemente sobre rocas volcánicas de la Formación Saldaña, la cual fue intruida por varios plutones del Jurásico de tamaño y forma variados, desde cuerpos extensos batolíticos hasta *stocks* (Rodríguez y Fúquen, 1989; Ferreira *et al.*, 2002; Morales *et al.*, 2001; Velandia *et al.*, 2001; Marquínez *et al.*, 2002; Rodríguez, 2018; Rodríguez *et al.*, 2018). La composición de estos intrusivos varía de granítica a diorítica y ellos constituyen el basamento sobre el cual se registran los primeros avances del mar cretácico en la sub-cuenca de Neiva.

Precámbrico

Las rocas precámbricas están restringidas al sector de Santa María (Huila) y sus alrededores. Afloran localmente y no se aprecia la relación con las rocas infrayacentes, por lo cual se decidió denominarlas informalmente como basamento metamórfico.

Basamento metamórfico (Prbm) Mesoproterozoico-Neoproterozoico (Steniano-Toniano)

Autoría y sección tipo: se asigna un nombre informal, debido a que la información geológica es insuficiente para darle un rango estratigráfico formal. Esta unidad representa el basamento más antiguo encontrado en esta parte de la cordillera Central; no obstante, es necesario realizar más estudios cartográficos y geocronológicos para establecer de mejor manera su distribución, extensión geográfica y relación con rocas más antiguas.

Descripción litológica: sus principales afloramientos se encuentran sobre la vía que conduce a Santa María y que comunica las veredas Aleluya y La Lupa del municipio de Palermo, departamento del Huila (K11). Es una roca metamórfica de protolito sedimentario (paragneis) con textura holocristalina fanerítica media, estructura néisica, color gris medio claro y con bandas claras de minerales félsicos compuestas por plagioclasa sódico-cálcica (50-60 %) y cuarzo (<10 %), y bandas de anfíboles y biotita (30-40 %) (figura 7). En general, la roca presenta sulfuros de hierro diseminados.

Posición estratigráfica y edad: el basamento metamórfico infrayace en inconformidad angular al miembro carbonatado de la Formación Aleluya. La edad obtenida por Hernández-González y Terraza (2019), mediante datación U-Pb en circones, presenta poblaciones que oscilan entre el Mesoproterozoico tardío (Steniano) y el Neoproterozoico temprano (Toniano), donde la población más joven corresponde al metamorfismo en facies anfíbolita de la unidad, datos que son inéditos para esta parte de la cordillera Central.

Paleozoico

Se asigna al Paleozoico las rocas aflorantes en las veredas Aleluya y El Mirador del área rural del municipio de Palermo pertenecientes a la Formación Aleluya. La nueva información obtenida en este trabajo muestra que el protolito de la Formación Aleluya es Pérmico (edad máxima de depositación) y sufrió metamorfismo regional y metasomatismo sobreimpuesto entre el Triásico tardío (Noriano) y el Jurásico temprano (Toarciano).

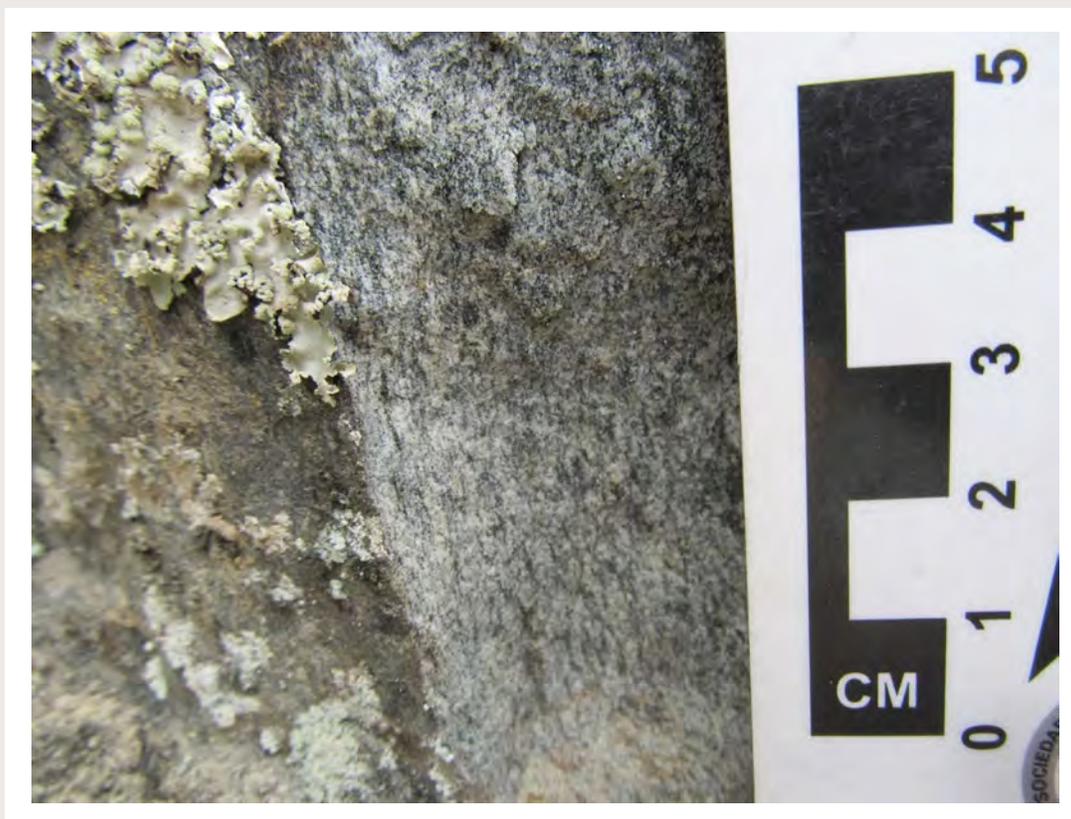


Figura 7. Basamento metamórfico con estructura néisica
Carretera que comunica las veredas Aleluya y La Lupa (N: 821 818, E: 842 570, Z: 1194, Az: 220°)



Figura 8. Capas de mármol (izquierda) y de cuarcita (derecha) en los miembros carbonatado y siliciclástico de la Formación Aleluya Mina La Cima, vereda Versalles, NW de Palermo (N: 827 523, E: 842 442, Z: 1834, Az: 350°) y carretera que comunica las veredas Aleluya y El Mirador, vereda Corozal (N: 822 519, E: 840 700, Z: 1347, Az: 340°)

Formación Aleluya (T3a) Pérmico (Aseliano-Capitaniano)

Autoría y sección tipo: la Formación Aleluya fue denominada inicialmente como “Complejo Aleluya” por Ferreira *et al.* (1998; 2002) para referirse a mármoles, metarenitas, cuarcitas y rocas ígneas que intruyen a las rocas metamórficas, sin ningún orden estratigráfico y sin datos geocronológicos, asumiendo que dichas rocas se formaron durante el Proterozoico en una cuenca pericratónica metamorfoseada en el episodio grenvilliano e intruida en el Jurásico por plutones de composición intermedia, lo que habría generado el metamorfismo de contacto.

Su localidad tipo se encuentra sobre la vía que comunica las veredas Aleluya (vereda que da nombre a la unidad) y El Mirador, ambas pertenecientes al municipio de Palermo. En virtud de que en este trabajo se define su litología, edad, relaciones estrati-

gráficas y extensión geográfica, se propone formalmente esta unidad con el rango de Formación.

Descripción litológica: la Formación Aleluya se presenta como una franja alargada en sentido N-NE constituida por dos miembros informales: uno carbonatado en la base y otro siliciclástico al techo (figuras 8 y 9). El miembro carbonatado (T3amc) está formado por capas tabulares medianas a gruesas de mármol, color gris muy claro, blanco, gris, amarillo verdoso y rosado, macizas, de textura finogranular, compuesto por calcita (>80 %), dolomita (<20 %) y trazas de máficos. El miembro siliciclástico (T3ams) lo conforman capas medianas a gruesas de cuarcita, color gris verdoso, gris azulado, gris claro, macizas, de textura muy fina a fina, con intercalaciones de metaa-

renitas y metalimolitas laminadas. Tanto el miembro carbonatado como el miembro siliciclástico de la Formación Aleluya se encuentran cortados por diques verticales a subverticales, intermedios a máficos, afaníticos, de color gris oscuro en roca fresca y verde grisáceo en roca meteorizada, bien expuestos en las canteras de mármol que se encuentran sobre la vía que comunica las veredas Aleluya y La Lupa y en las canteras de la vereda El Socorro.

Posición estratigráfica, edad y espesor:

la base de la Formación Aleluya (miembro carbonatado) reposa en contacto inconforme angular sobre el basamento metamórfico y el contacto superior es fallado entre cuarcitas del miembro siliciclástico y rocas volcanoclásticas de la Formación Saldaña.

Se presume un contacto intrusivo entre la Formación Aleluya y las rocas intrusivas de la quebrada El Fraile (unidad informal de la cual se hablará más adelante). Zapata *et al.* (2017) reportaron *granofels* y migmatitas como parte del “Complejo Aleluya”, con edades U-Pb en circón que oscilan entre ca. 198 y 169 Ma; estas muestras fueron tomadas de la zona de contacto entre la Formación Aleluya y la Cuarzomonzodiorita de Páez.

De acuerdo con la cartografía geológica y los levantamientos estratigráficos realizados en este trabajo y una revisión de las dataciones reportadas por Zapata *et al.* (2017), se concluyó que estas rocas realmente corresponden a la Cuarzomonzodiorita de Páez, por las siguientes consideraciones:

Los circones datados (muestras GR-6596 y GR-6597 de Zapata *et al.*, 2017) son principalmente euhedrales, siendo algunos subhedrales y prismáticos alargados; sin embargo, no se observan núcleos heredados en las imágenes de cátodoluminiscencia y

no se presentan circones subredondeados, comunes en rocas metamórficas (Zapata *et al.*, 2017, p. 58, 59 y 61). Se observan algunos circones con núcleos sin zonación oscilatoria concéntrica, lo que puede ser interpretado de varias formas como texturas de reequilibrio químico por la interacción con el fundido durante el enfriamiento (Geisler *et al.*, 2007), núcleos xenocrísticos, modificaciones en el estado *subsolidus* a los circones en una etapa posmagmática o una etapa final de cristalización magmática durante un enfriamiento lento (Corfu *et al.*, 2003). Este último proceso se ha registrado en la Cuarzomonzodiorita de Páez, con edades de cristalización magmática que varían entre el Sinemuriano y el Pliensbachiano, en un intervalo de aproximadamente 20 Ma (Hernández-González y Terraza, 2019).

Adicionalmente, la relación Th/U reportada en estos circones (Zapata *et al.*, 2017, p. 62) presenta valores principalmente <1, valor que es común en sistemas magmáticos (Kirkland *et al.*, 2015). Por lo tanto, las edades reportadas por Zapata *et al.* (2017) se interpretan en el presente documento como edades de cristalización magmática de la Cuarzomonzodiorita de Páez. Además, algunas estructuras descritas en el campo (p. e., bandeamiento magmático y recristalización), que fueron observadas en varios afloramientos de la Cuarzomonzodiorita de Páez, quizás fueron interpretadas por Zapata *et al.* (2017) como estructuras de fusión parcial. Sin embargo, estas estructuras están relacionadas posiblemente con la actividad magmática sobreimpuesta que se extendió durante todo el Jurásico (Bustamante *et al.*, 2016). Por lo tanto, estas edades del Jurásico no deben ser tomadas en cuenta como parte de la evolución tectonometamórfica de la Formación Aleluya.

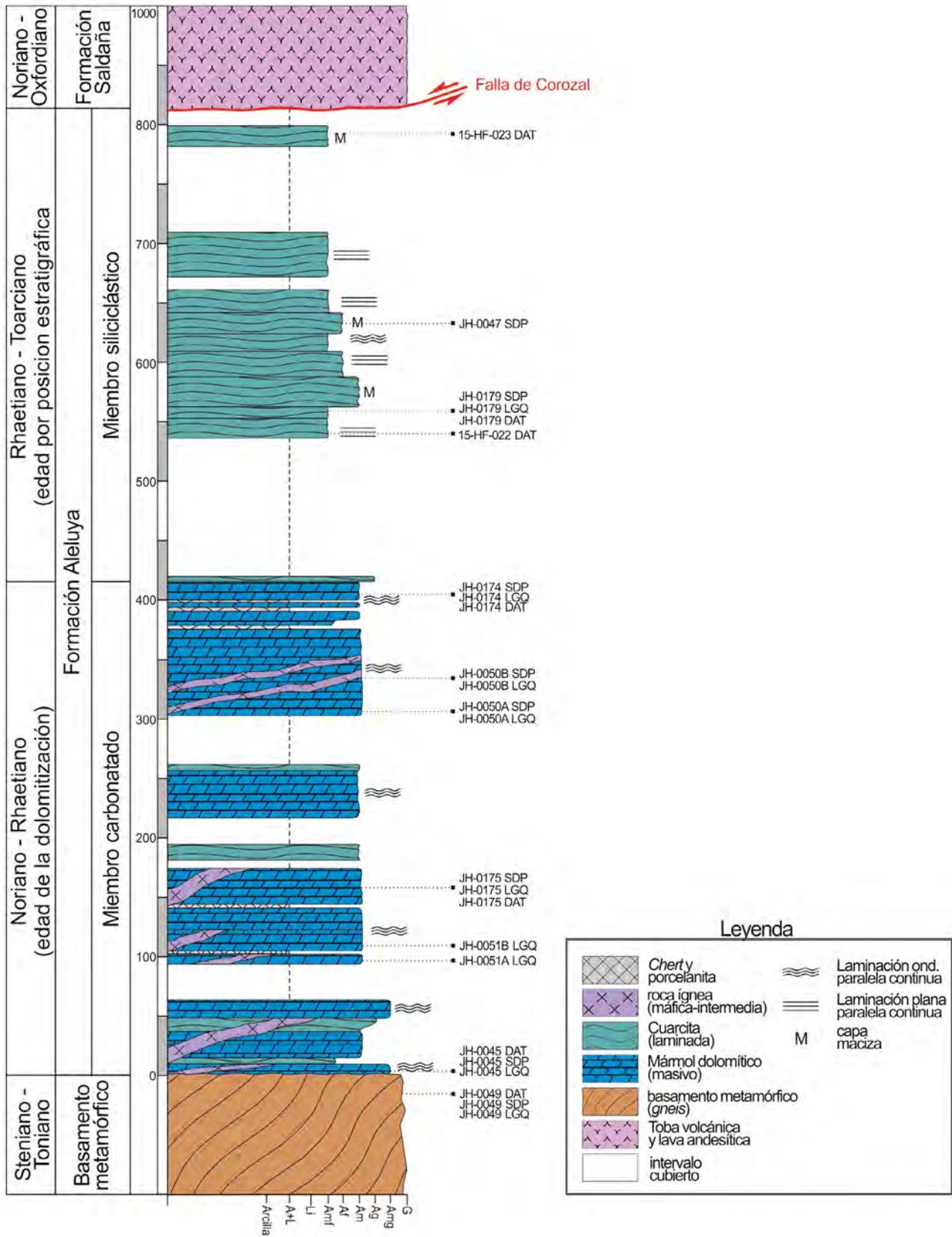


Figura 9. Columna estratigráfica de la Formación Aleluya y sus miembros constitutivos carbonatado y siliciclástico, veredas Aleluya-El Mirador, municipio de Palermo. Los sufijos en las muestras indican el análisis realizado: DAT: datación radiométrica, SDP: sección delgada pulida, LGQ: litogeoquímica

La edad del protolito del miembro carbonatado se estableció por posición estratigráfica con base en geocronología U-Pb en circón en el paragneis del basamento metamórfico (aprox. 864 Ma: edad de metamorfismo) y en una cuarcita del miembro siliciclástico (aprox. 271 Ma: edad máxima de depositación), lo que define un intervalo posneoproterozoico a pérmico para los carbonatos. La edad de la dolomitización fue determinada por el método Ar-Ar en flogopita, edad aproximada de $208 \pm 1,9$ Ma (Noriano), y relacionada con las etapas iniciales del magmatismo del Triásico-Jurásico. Se infiere una edad máxima de depositación del Pérmico para el protolito y una edad entre el Triásico tardío (Noriano) y el Jurásico temprano (Toarciano) para el metamorfismo regional y el metasomatismo sobreimpuesto de la Formación Aleluya. Hernández-González y Terraza (2019) reportan cinco edades del Jurásico temprano a medio (Toarciano a Calloviano) en el lapso 181 ± 2 a 165 ± 1 Ma por U-Pb para los diques que atraviesan a la Formación Aleluya. El espesor es mayor a 420 m para el miembro carbonatado y más de 379 m para el miembro siliciclástico. Los diques presentan espesores entre 0,2 y 2 m.

Triásico-Jurásico

Rocas intrusivas de la quebrada El Fraile (T3iqf) Triásico temprano (Noriano-Rhaetiano)

Autoría y localidad tipo: esta unidad está representada por rocas plutónicas félsicas e intermedias, de poca extensión, las cuales aparentemente intruyen las rocas metasedimentarias de la Formación Aleluya. Debido a que los afloramientos son locales y se desconoce la verdadera extensión geográfica de esta unidad, lo más adecuado es asignarle por el momento un nombre informal. Como la descripción litológica y el muestreo se realizaron en la quebrada El Fraile, se consideró pertinente denominarla "rocas intrusivas de la quebrada El Fraile". Esta es

la unidad intrusiva más antigua de la zona de trabajo; sin embargo, es necesario adelantar un estudio de mayor detalle en los afloramientos descritos y en otras zonas de la cordillera Central.

Descripción litológica: su principal afloramiento se encuentra sobre la quebrada El Fraile, accediendo por la vía que conduce a la mina El Rubí, al sur de la mina Paraguay, unos 13 km al NW del municipio de Palermo (K11). Las rocas intrusivas de la quebrada El Fraile están constituidas por rocas cristalinas, con diferencias texturales y mineralógicas, donde se distinguen dos facies que se encuentran mezcladas: 1) facies de composición intermedia con algunos enclaves máficos y 2) facies de composición félsica a intermedia, cortadas por diques máficos (figura 10). La facies 1 corresponde a una roca holocristalina fanerítica granular de grano fino, color verde azulado oscuro, compuesta por biotita (30 %), anfíboles (30 %), plagioclasa sódico-cálcica (20 %) y cuarzo (<20 %); se presenta de manera puntual y en bandas, embebida en rocas de composición félsica a intermedia, representando el 20 % del cuerpo intrusivo. La facies 2 es una roca holocristalina fanerítica granular de grano medio, color gris claro (N7), compuesta por plagioclasa sódico-cálcica (60 %), feldespato potásico (30 %) y minerales máficos (biotita y anfíbol 5-10 %).

Posición estratigráfica y edad: al SE del área de estudio, las rocas intrusivas de la quebrada El Fraile se encuentran en contacto con la Cuarzomonzodiorita de Páez y al noroccidente con el miembro carbonatado de la Formación Aleluya en un aparente contacto intrusivo. Los contactos no fueron observados en el campo; por lo tanto, son inferidos con base en las edades radiométricas de la Cuarzomonzodiorita de Páez y las unidades geológicas encajantes. Hernández-González y Terraza (2019) reportan dos nuevas edades por el método U-Pb en circón de $209,9 \pm 4$ Ma para la facies de composición félsica a intermedia y $203,3 \pm 2$ Ma para la facies de composición intermedia con algunos enclaves máficos (Noriano-Rhaetiano).



Figura 10. Texturas características de las rocas intrusivas de la quebrada El Fraile. La imagen ilustra facies de composición intermedia (izquierda) y facies félsica embebida en facies de composición intermedia (derecha) Mina El Rubí (N: 822 025, E: 842 825, Z: 997, Az: 320°) y quebrada El Fraile (N: 822 025, E: 842 825, Z: 997, Az: 320°)

Estas edades representan la cristalización magmática y el inicio del enfriamiento de cada una de las intrusiones, y sugieren pulsos locales de recarga de magma. Teniendo en cuenta el intervalo de error de la edad, esta coincide con la edad de dolomitización del miembro carbonatado de la Formación Aleluya ($207,85 \pm 1,87$ Ma), lo que indica que este intrusivo puede ser el causante del metasomatismo de los niveles dolomíticos de la Formación Aleluya. Las rocas intrusivas de la quebrada El Fraile registran probablemente los primeros pulsos de magmatismo del final del Triásico asociados al inicio de la subducción del ciclo Andino (Spikings *et al.*, 2015; Van der Lelij *et al.*, 2016).

Formación Saldaña (T3J3S) Triásico tardío-Jurásico tardío (Noriano-Oxfordiano)

Autoría y sección tipo: la Formación Saldaña fue descrita inicialmente por Renz (en Trumphy, 1943) para referirse a una sucesión de lodolitas rojas con intercalaciones de rocas volcanoclásticas, las cuales denominó Pos Payandé Red Beds. Posteriormente,

Nelson (1957) la denomina Formación Pos-Payandé y Geyer (1973) la nombró Formación Salitre. Finalmente, Cediél *et al.* (1980, 1981) formalizan la unidad como Formación Saldaña, nomenclatura aceptada hasta la fecha y acorde con la ISG. El nombre proviene del río Saldaña. La sección tipo se localiza por la carretera Ataco-Planadas entre el kilómetro 21,8 y 24,8, unos 10 km al S-SW de Ataco en el departamento del Tolima (Cediél *et al.*, 1980, p. 94).

Descripción litológica: en la zona rural del municipio Santa María, la mejor exposición se halla en las veredas El Vergel y El Quebradón (H8-H9), Pinares Alto, Pinares Bajo, El Carmen, Buenos Aires, La Lindosa, El Dorado (I8-I9, J8), Santa Teresa y Guadualito (K7-K8). La Formación Saldaña está constituida principalmente por paquetes de capas tabulares delgadas a gruesas de andesita (figura 11), con matriz afanítica y localmente de vidrio. El color de la matriz es gris verdoso claro y púrpura rojizo grisáceo; los cristales son de tamaño fino a medio de plagioclasa sódico-cálcica (alteradas a minerales arcillosos) y anfíboles (<1 %).

Con las andesitas se intercalan paquetes de capas tabulares delgadas a gruesas de tobas líticocristalinas con matriz soldada de ceniza; es difícil determinar la composición de la matriz, ya que localmente es vítrea (?) y está alterada mostrando coloración verde pálido. Los líticos corresponden a cuarcita (>30 %), los cristales son de plagioclasa sódico-cálcica (>20 %) y clorita (<5 %), producto posiblemente de alteración o metamorfismo (?) de minerales primarios. Además de las tobas, también se presentan intercalaciones de capas tabulares muy delgadas a delgadas de arcillolitas de color púrpura rojizo grisáceo. En algunos sectores, las tobas son verdosas por la presencia de minerales del grupo de la epidota y están soldadas, probablemente por

el metamorfismo de contacto de las rocas intrusivas; también son cortadas por vetas de cuarzo que contienen clorita y otros minerales del grupo de la epidota.

En la subcuenca de Neiva aflora solamente la parte superior de la unidad. Los mejores afloramientos de la Formación Saldaña se ven en el núcleo del Anticlinal de Nátaga por la vía La Plata-Paicol o la vía del distrito de riego Tesalia-Paicol (al oriente de Itaibe entre el cruce a Nátaga y la quebrada La Venta) y en el flanco occidental de esta estructura en la confluencia de los ríos Páez y Negro de Narvaéz (T2). También aflora en los núcleos de los anticlinales de La Hocha (R7, S7, T6-T7) y El Indio (L11-L12, M11-M12, N11-N12).



Figura 11. Capas de andesita en la Formación Saldaña
Afloramiento en la zona rural de Santa María, Huila (N: 824 697, E: 1 166 530, Z: 2559, Az: 20°)

La Formación Saldaña está compuesta por capas medianas hasta muy gruesas, macizas, de tobas cristalinas de tonos predominantemente rojizos, subordinados tonos verdes; la roca es dura, fracturada. Macroscópicamente está constituida por 15-25 % de vidrio y 75-85 % de fragmentos de cristales tamaño *lapilli*. En la confluencia de los ríos Páez y Negro de Narvaéz aparecen intercaladas capas medianas y gruesas onduladas, de una toba de tamaño de grano más fino (ceniza fina), de tonalidad amarillenta y rojiza. En la lámina 1 se ilustran algunas secciones delgadas de esta unidad.

Otros afloramientos de la parte alta de la Formación Saldaña se localizan en los flancos y cierre estructural del Sinclinal de Media Luna (A12-A13, B12-B13), a los cuales se puede acceder por las quebradas Palmarosa (A12) y La Puerta (B-12), y por las vías Aipe-Praga (B-12) y Aipe-río Pata (A13). Hay otros afloramientos por la vía Aipe-vereda Cauchitos y por las quebradas El Berracal

(figura 12), Pipilicua, Las Pavas y Guadual (A11, B11, C11). En estos sitios aflora una toba vitreocristalina lítica con textura de ceniza fina y gruesa, color rojo púrpura grisáceo y rojo oscuro, en capas medianas a muy gruesas, compactas y macizas, con texturas porfídicas, amigdalal y vítrea.

Por la vía Aipe-vereda Cauchitos aparecen lavas de composición intermedia como dacitas y andesitas, y en sectores de las quebradas Pipilicua (C11, B11, B12) y Las Pavas (A11) se observan cuerpos de rocas hipoabísales de textura porfirítica, dacítica y riolítica, de color verde grisáceo y naranja grisáceo, con fenocristales de plagioclasas y en menor proporción piroxenos; también se observan diques métricos de dolerita.

La Formación Saldaña forma escarpes muy pronunciados en el área de estudio y los drenajes que la cortan presentan valles profundos en "V" con cascadas y laderas muy empinadas cercanas a la vertical.



Figura 12. Toba vitreocristalina lítica en la Formación Saldaña Quebrada El Berracal, municipio de Aipe (N: 858 661, E: 852 115, Z: 1106, Az: 245°)



Figura 13. Discordancia angular entre las formaciones Yaví (K1y) y Saldaña (T3J3s)

Las capas de la Formación Saldaña se orientan con azimut del buzamiento $307^{\circ}/36^{\circ}$, mientras que las de la Formación Yaví con $123^{\circ}/46^{\circ}$. En la parte inferior derecha de la figura se localizan, aproximadamente, las rocas volcánicas reportadas por Toro *et al.* (2011, p. 94) en la Formación Yaví; sin embargo, la cartografía geológica realizada demuestra que estas rocas en realidad pertenecen a la parte alta de la Formación Saldaña Vía Aipe-río Pata, vereda San Isidro (N: 863 730, E: 860 118, Z: 1106, Az: 200°)

Posición estratigráfica, edad y espesor:

al noreste del municipio de Santa María, la Formación Saldaña se encuentra en contacto fallado con la Formación Aleluya por intermedio de la Falla de Corozal y está intruida por rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez (anexo 1, J7-J8, I8-I9, H9). En la subcuenca de Neiva, la Formación Saldaña infrayace discordantemente a la Formación Yaví en los flancos y cierre estructural del Sinclinal de Media Luna (figura 13). Al sur de La Plata, oriente de Itaiibe y entre El Pital y Paicol infrayace discordantemente a la Formación Alpujarra.

Para el área de Santa María, Hernández-González y Terraza (2019) reportan dos grupos de edades nuevas de U-Pb en circones heredados provenientes de los niveles tobáceos, una de cristalización magmática y otra de sobrecrecimiento magmático. Las edades promedio de estos niveles varían entre 271 ± 1

Ma, 195 ± 1 Ma, 189 ± 2 Ma, 187 ± 1 Ma y 185 ± 1 Ma. Los núcleos de los cristales son principalmente de 186 Ma con otras fuentes antiguas de 1218-912 Ma (Ectasiano-Toniano), 523-456 Ma (Cámbrico-Ordovícico), 331-300 Ma (Carbonífero-Pérmico) y fuentes jóvenes de 245-200 Ma (Triásico). El sobrecrecimiento magmático es de 176 Ma (Toarciano).

Con base en crinoideos, bivalvos y amonitas encontrados en la base de la unidad en la región de Payandé, se le ha asignado a la Formación Saldaña una edad del Triásico tardío a Jurásico temprano (Cediel *et al.*, 1980, p. 101; Cediel *et al.*, 1981, p. 17).

Toro *et al.* (2011, p. 94) incluyen dentro de la Formación Yaví “tobas, un pequeño domo riolítico y un flujo de lava situado en el límite estratigráfico entre las Formaciones Yaví y Saldaña”; no obstante, el mapeo geológico detallado del flanco occidental del Sinclinal

de Media Luna realizado en este trabajo, específicamente el seguimiento cartográfico del conglomerado poligénico en la base de la Formación Yaví, mostró que estas rocas volcánicas pertenecen a la parte superior de la Formación Saldaña y no a la Formación Yaví (ver figura 13). La datación radiométrica reportada por Toro *et al.* (2011) en el domo riolítico, obtenida con el método K/Ar en roca total, indica una edad de 159 ± 5 Ma, con lo cual la parte superior de la Formación Saldaña alcanzaría una edad del Jurásico tardío.

De hecho, por la vía que conduce de Aipe a Praga, desviando a la vereda San Diego (municipio de Aipe), se observa el contacto discordante Saldaña-Yaví (N: 860 006, E: 859 411, Z: 758). En este punto aparece el nivel conglomerático basal de la Formación

Yaví reposando discordantemente sobre la Formación Saldaña y las tobas de la Formación Saldaña se encuentran intruidas por un dique pequeño riolítico que se interrumpe en la discordancia (figura 14), lo cual confirma que este tipo de magmatismo es común en la Formación Saldaña y no en la Formación Yaví.

En conclusión, la edad de la Formación Saldaña abarca el intervalo Triásico temprano a Jurásico tardío.

El espesor de la Formación Saldaña en la zona de Santa María es difícil de calcular, porque la unidad se encuentra fallada y plegada; sin embargo, podría superar los 200 m. En la subcuenca de Neiva solo afloran unos 200 m de la parte superior de la unidad.



Figura 14. Contacto discordante (línea verde discontinua) entre las formaciones Saldaña (T3J3s) y Yaví (K1y), carretera Aipe-Praga, desvío a la vereda San Diego del municipio de Aipe (N: 860 006, E: 859 411, Z: 758, Az: 285°). En la figura se observa un pequeño dique riolítico (dr) meteorizado que atraviesa tobas de la Formación Saldaña y se interrumpe en la discordancia Cretácico-Jurásico Superior

Cuarzomonzodiorita de Páez (J1cmdp) Jurásico temprano (Pliensbachiano)

Autoría y localidad tipo: este cuerpo intrusivo fue descrito inicialmente por Hubach y Alvarado (1932) y nombrado como Batolito del Páez, para hacer referencia a las rocas graníticas y granodioríticas que afloran sobre el río Páez, entre los departamentos de Huila y Putumayo. Posteriormente, Nelson (1957) propone el nombre de Batolito de Ibagué para las rocas graníticas que afloran en los alrededores de la ciudad de Ibagué, en la parte central y el flanco oriental de la cordillera Central. En los trabajos de cartografía geológica regional del SGC, este nombre fue extendido hacia el sur, incluyendo a las rocas del Batolito del Páez (Morales *et al.* 2001; Velandia *et al.*, 2001; Ferreira *et al.*, 2002; Gómez, 2003; Marquínez *et al.*, 2002).

Zapata *et al.* (2015) restringen geográficamente el Batolito de Ibagué y proponen el nombre de Cuarzomonzodiorita de Páez a las rocas que originalmente Hubach y Alvarado (1932) denominaron Batolito de Páez, nomenclatura acorde a los requerimientos de la ISG. Además, limitan la Cuarzomonzodiorita de Páez al NW de los Neises y Anfibolitas de Tierradentro en un bloque tectónico limitado al occidente por la Falla de Avirama, estructura que la separa del

Batolito de Ibagué, y al E por la Falla de La Plata (Chusma) que lo separa de la sucesión sedimentaria del Paleógeno-Cretácico perteneciente a la subcuenca de Neiva.

Descripción litológica: la Cuarzomonzodiorita de Páez aflora en los alrededores de las veredas La Neira, Baché, Santa Teresa, Guadualito, Ospina Pérez, San José y Pinares Alto (J7), Los Guásimos, El Socorro, Las Mercedes, Aleluya y San Luis (H9, I9) de los municipios de Palermo y Santa María. Las rocas plutónicas varían composicionalmente de sur a norte, entre cuarzomonzodiorita, cuarzomonzonita, granodiorita, monzonita y monzodiorita, siendo la más representativa la cuarzomonzodiorita. La textura general es holocristalina fanerítica granular, color gris claro variando a gris rosáceo, con cristales de tamaño medio compuestos por plagioclasa sódico-cálcica (>60 %), feldespato potásico (10-20 %), cuarzo (5-10 %) y minerales máficos (anfíboles y biotita <20 %) (figura 15). La cuarzomonzonita contiene concentraciones similares de plagioclasa sódico-cálcica y feldespato potásico (aproximadamente 40 % cada uno), cuarzo (5-10 %) y minerales máficos (anfíboles y biotita <20 %). Entre los planos de fractura se presentan minerales del grupo de la epidota y clorita con pirita asociada, principalmente hacia las veredas Santa Teresa y Guadualito; sin embargo, las concentraciones de pirita son mínimas y muy puntuales, sin ser comunes en toda la unidad.



Figura 15. Muestras de mano de cuarzomonzodiorita (izquierda) y cuarzomonzonita (derecha) pertenecientes a la Cuarzomonzodiorita de Páez NW de Palermo (N: 821 325, E: 843 135, Z: 1099) y vereda Santa Teresa-Guadualito, SE de Santa María (N: 812 129, E: 1 164 903, Z: 2028)

Posición estratigráfica y edad: la Cuarzomonzodiorita de Páez se encuentra limitada al oriente de la zona de trabajo por la Falla de La Plata (Chusma), la cual la pone en contacto con las sedimentitas del techo de la sucesión sedimentaria cenozoica. Intruye a las rocas volcanoclásticas de la Formación Saldaña en los alrededores de Santa María y se encuentra en contacto fallado (Falla de Corozal) con las rocas metamórficas de la Formación Aleluya, lo que difiere de las descripciones realizadas en los trabajos previos de cartografía geológica regional donde el contacto se ha tomado como intrusivo (Ferreira *et al.*, 1998; 2002; Gómez, 2002; Gómez *et al.*, 2003; Zapata *et al.* 2015). Hernández-González y Terraza (2019) reportan nuevas edades U-Pb en circón que varían entre 199 ± 4 y 181 ± 1 Ma (Sinemuriano-Pliensbachiano) y representan edades de cristalización magmática e inicio del enfriamiento del cuerpo plutónico, indicando que el enfriamiento del cuerpo se dio en varios pulsos durante aproximadamente 20 Ma.

Cretácico

Las formaciones del Cretácico afloran ampliamente en la subcuenca de Neiva y están representadas por unidades sedimentarias siliciclásticas, calcáreas y mixtas, con diversidad de rocas que incluyen desde conglomerados hasta arcillolitas en las unidades terrígenas y *mudstones* hasta *grainstones* en las unidades calcáreas. En mayor o menor proporción aparecen mezclas de componentes terrígenos y calcáreos, y varias unidades se encuentran enriquecidas con materia orgánica, particularmente las unidades de la parte media de la sucesión cretácica.

En la parte superior del Cretácico aparecen varios niveles de roca fosfórica con espesores centimétricos (<10 cm) hasta métricos (3 m), que se caracterizan por su granulometría arenosa gruesa y modo singular de formación, asociado al transporte y acumulación

por corrientes de fondo inducidas por las tormentas en un medio marino muy somero.

El término “Formación Villeta” o “Grupo Villeta”, utilizado frecuentemente en la nomenclatura del valle alto del Magdalena y que agrupa a las formaciones Tetuán, Bambucá, Hondita y Loma Gorda, no se empleó en el presente estudio debido a las recomendaciones del *Léxico estratigráfico de Colombia* (Julivert, 1968, p. 479-480), que limita el nombre “Villeta” a la Sabana de Bogotá, específicamente a la vertiente occidental de la cordillera Oriental, región de Apulo-Viotá-Villeta. Cáceres y Etayo (1969a, p. 12) lo restringen a la franja que se extiende desde Apulo a Muzo en el cuadrángulo L10 Fusagasugá. Vergara *et al.* (1995) coinciden en que no se debe usar el término “Villeta” en el valle alto del Magdalena. Guerrero *et al.* (2000, p. 58) discuten la inconveniencia de utilizar el “Grupo Villeta” en la nomenclatura del valle alto del Magdalena.

Flórez y Carrillo (1994, p. II-6–II-25) establecen para el Cretácico basal la siguiente nomenclatura litoestratigráfica formal en el valle alto del Magdalena. Primero, el Grupo Bermejo, constituido en la base por la Formación Yaví y el techo por la Formación Alpujarra (correspondiente a la porción inferior arenosa de la “formación Caballos” de Beltrán y Gallo, 1968, p. 259). Encima se sitúa La Formación El Ocal (equivalente a la porción media de “shales” negros con intercalaciones menores de arenita de la “formación Caballos” de Beltrán y Gallo, 1968, p. 259) y en la parte superior la Formación Caballos (igual a la porción superior arenosa de la “formación Caballos” de Beltrán y Gallo, 1968, p. 259 o *sensu stricto* Formación Caballos de McArthur, 1938 en Miley 1945, p. 16-19). En la figura 5 es posible comparar algunas propuestas de nomenclatura estratigráfica para el Cretácico del valle alto del Magdalena y subcuenca de Neiva, y su equivalencia con la nomenclatura sugerida en este trabajo; la nomenclatura de Flórez y Carrillo (1994) fue incluida en Etayo (1994).

Renzoni (1994a, p. 17-20) identifica cinco miembros en la “formación Caballos” en la quebrada Bambucá, lo cual va en contravía a lo cartografiado en el campo y a lo observado en el subsuelo por la industria del petróleo (p. e., Beltrán y Gallo, 1968; Mora, 2003; De Freitas *et al.*, 2006). Las edades asignadas por Renzoni (1994a, p. 17-19) a los distintos miembros sugieren repetición tectónica por fallamiento de los miembros “lodolítico-calcáreo primero” y “arenítico segundo”, es decir que el miembro “lodolítico calcáreo segundo” equivaldría al miembro “lodolítico-calcáreo primero” y el miembro “arenítico tercero” al miembro “arenítico segundo”. En realidad, solo hay tres miembros: el “arenítico primero”, el “lodolítico primero” y el “arenítico segundo”, los cuales corresponden respectivamente a las formaciones Alpujarra, El Ocal y Caballos; esto se verificó con la cartografía geológica realizada en la quebrada Bambucá y sus alrededores (anexo 1, A12-A13; B12-B13).

Algunos investigadores han propuesto abandonar el uso de las formaciones Alpujarra, El Ocal y Caballos (Vergara, *et al.*, 1995; Guerrero *et al.*, 2000; Mora, 2003). Sin embargo, estas propuestas carecen de sustento cartográfico y los datos de soporte son insuficientes para respaldarlas. Por citar un ejemplo, Vergara *et al.* (1995, p. 6, 24) afirman que “El único nivel de la Formación Caballos que se reconoce en todas las localidades donde aflora la unidad es el cuarzoarenítico superior”. Esta afirmación es incorrecta, porque en el área de estudio el nivel que se reconoce muy bien, es persistente y conspicuo geomorfológicamente, es el nivel cuarzoarenítico inferior (equivalente a la Formación Alpujarra) que suprayace discordantemente a la Formación Saldaña. Los niveles intermedio y superior (correspondientes a las formaciones El Ocal y Caballos), por el contrario, son delgados y en algunas zonas difíciles de identificar.

De igual manera, Vergara *et al.* (1995), Guerrero *et al.* (2000) y Mora (2003) plantean que las formaciones Alpujarra, El Ocal y Ca-

ballos tendrían posiciones estratigráficas diferentes de una localidad a otra en el valle alto del Magdalena, debido a que se confunden con niveles areníticos en la base de la “formación Hondita” (*sensu* Patarroyo, 1993 y Vergara, 1994, 1997), “formación Tetuán” (*sensu* Guerrero *et al.*, 2000) o “grupo Villeta”. Este postulado es incorrecto si se conoce la posición cronoestratigráfica de estos niveles y se mapean sistemáticamente para observar los cambios laterales de facies.

En la definición original de la “formación Caballos” de Corrigan (1967, p. 231), se indica que el límite superior de la unidad debe colocarse en el techo de la primera unidad de arenita maciza por debajo de los *shales* del “Villeta”. Si por variaciones en los ambientes de depósito se desarrollan facies arenosas en la base del “Villeta”, o la parte superior del “Caballos” cambia lateralmente a facies tipo “Villeta”, este límite tendría que subir o bajar estratigráficamente y, por lo tanto, sería variable en edad y posición estratigráfica. En concordancia con lo expuesto por Vergara *et al.* (1995), Guerrero *et al.* (2000) y Mora (2003), habría también que abandonar la “formación Caballos” de Corrigan (1967) en el valle alto del Magdalena.

Se considera que las formaciones Alpujarra, El Ocal y Caballos fueron bien definidas y cumplen con las normas internacionales de estratigrafía de la ISG (Salvador, 1994; Murphy y Salvador, 1999), por lo cual se pueden reconocer y cartografiar en campo. De hecho, el mapeo geológico realizado sustenta esta nomenclatura (ver anexo 1). En consecuencia, la “formación Caballos” de Corrigan (1967) y Beltrán y Gallo (1968) debe ser abandonada y los miembros informales de Beltrán y Gallo (1968) deben sustituirse por las formaciones Alpujarra, El Ocal y Caballos.

Con relación al Grupo Bermejo, este quedaría en sinonimia con la Formación Alpujarra en las áreas donde no aparezca la Formación Yaví, por lo cual lo más conveniente sería abandonarlo.

El problema de fondo está en reconocer con certeza la litología y posición cronoestratigráfica de los distintos cuerpos rocosos y de entender e identificar sus variaciones laterales de facies y discontinuidades estratigráficas (hiatos, paraconformidades, disconformidades, etc.), lo cual se logra cartografiando y estudiando las unidades litoestratigráficas de una región.

De acuerdo con Mora (2003, p. 311-312), el llenado de la cuenca del valle alto del Magdalena se realizó de N-NE a S-SW, con mayor espacio de acomodación en dirección N-NE, y las arenitas basales cretácicas ("Caballos inferior" de Vergara *et al.*, 1995, equivalente a la Formación Alpujarra de este trabajo) se depositaron por traslape progresivo contra el basamento precretácico, igualmente en dirección N-NE a S-SW y de manera diácrona. Esto causó adelgazamiento de la secuencia cretácica en dirección S-SW y una edad más joven para la Formación Alpujarra en esta dirección; también, posiblemente, una edad más joven para las suprayacentes formaciones El Ocal y Caballos (equivalentes a las unidades "Caballos medio" y "superior" de Vergara *et al.*, 1995) concordante con el sentido de avance del mar cretácico para el intervalo Aptiano-Albiano (Etayo *et al.*, 1976; Sarmiento-Rojas, 2019), lapso durante el cual se acumularon estas unidades en el valle alto del Magdalena.

En la figura 16 se muestra una correlación de secciones estratigráficas de superficie en las quebradas Itaibe, El Ocal y Bambucá, que ilustra como la secuencia cretácica en la subcuenca de Neiva se va adelgazando en dirección S-SW, concordante con lo observado por Mora (2003) en el subsuelo del valle alto del Magdalena.

El límite Caballos-Tetuán es heterócrono en el valle alto del Magdalena (Patarroyo, 2017), siendo más antiguo al norte (secciones de Aipe, Ataco, Chaparral y Ortega) y más joven al sur (sector de Oporapa, El Pital, El Agrado, La Plata, Paicol, Tesalia y Yaguará), lo cual valida la hipótesis de la edad más joven para las formaciones El Ocal y Caballos hacia el sur de la subcuenca de Neiva.

Formación Yaví (K1y) Aptiano temprano

Autoría y sección tipo (Bernal *et al.*, 1976):

el nombre proviene de la quebrada Yaví, municipio de Dolores, departamento del Tolima. La sección tipo se estableció en los afloramientos de la parte superior de la quebrada Yaví, al sur de Prado en el departamento del Tolima (Bernal *et al.*, 1976, p. 14; Mojica y Macia, 1981, p. 11; Renzoni, 1994b, p. 6-7). Mojica y Macia (1981) proponen formalmente la Formación Yaví en el valle alto del Magdalena en la región entre Prado y Dolores en el departamento del Tolima.

Descripción litológica: la Formación Yaví aflora únicamente en los flancos del Sinclinal de Media Luna (A12-A13; B12-B13). Se observan afloramientos de esta unidad en las quebradas Palmarosa (A12) y La Puerta (B12), en un tramo de la vía Aipe-Planadas (B12) y en las veredas Pavas y San Diego (A11-A12). Por la vía Aipe-río Pata se corta la unidad por el flanco occidental del sinclinal.

La Formación Yaví está constituida por capas medianas a muy gruesas, subtabulares y cuneiformes, de conglomerados poligénicos arenosos con clastos subredondeados de rocas volcánicas, tobas, cuarcitas y en menor proporción fragmentos de cuarzos, color marrón oliva claro, naranja amarillento oscuro y gris verdoso claro, textura entre guijarro y guijo (de 3 a 20 cm), mal seleccionados, aspecto macizo. Ocasionalmente se presentan lentes de arena gruesa y capas medianas a gruesas de litoarenitas ligeramente conglomeráticas a conglomeráticas con textura arena gruesa y muy gruesa, color marrón amarillento moderado y amarillo oscuro, mal seleccionadas, con laminación inclinada y en artesa, con lechos conglomeráticos (figura 17). Estas arenitas se intercalan con conjuntos gruesos de lodolitas arenosas y arcillolitas de color amarillo moderado y rojo púrpura moderado, sin laminación visible.



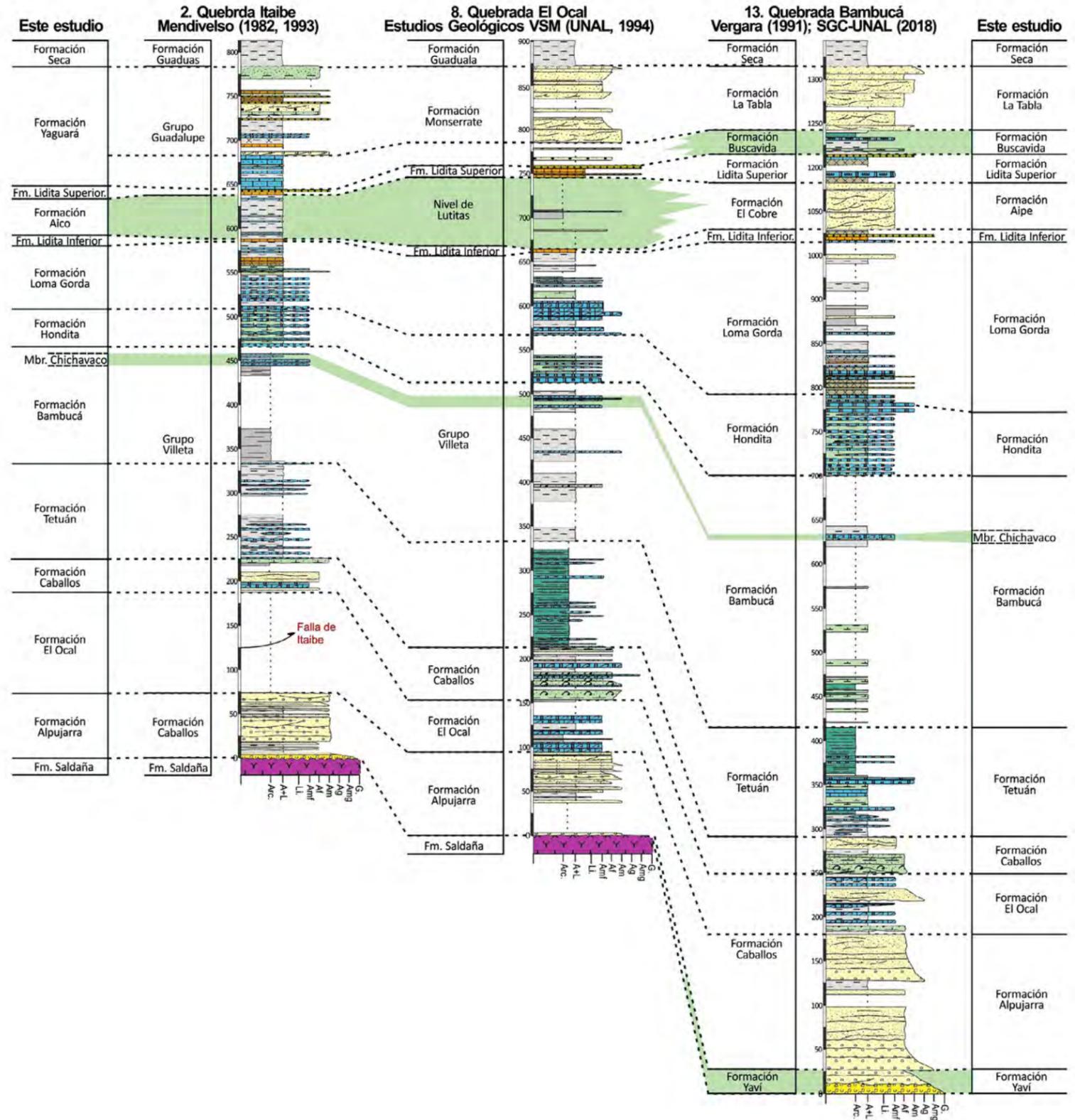
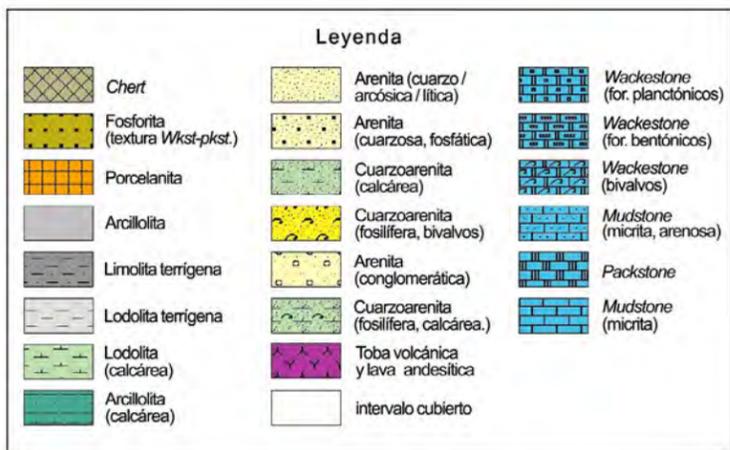
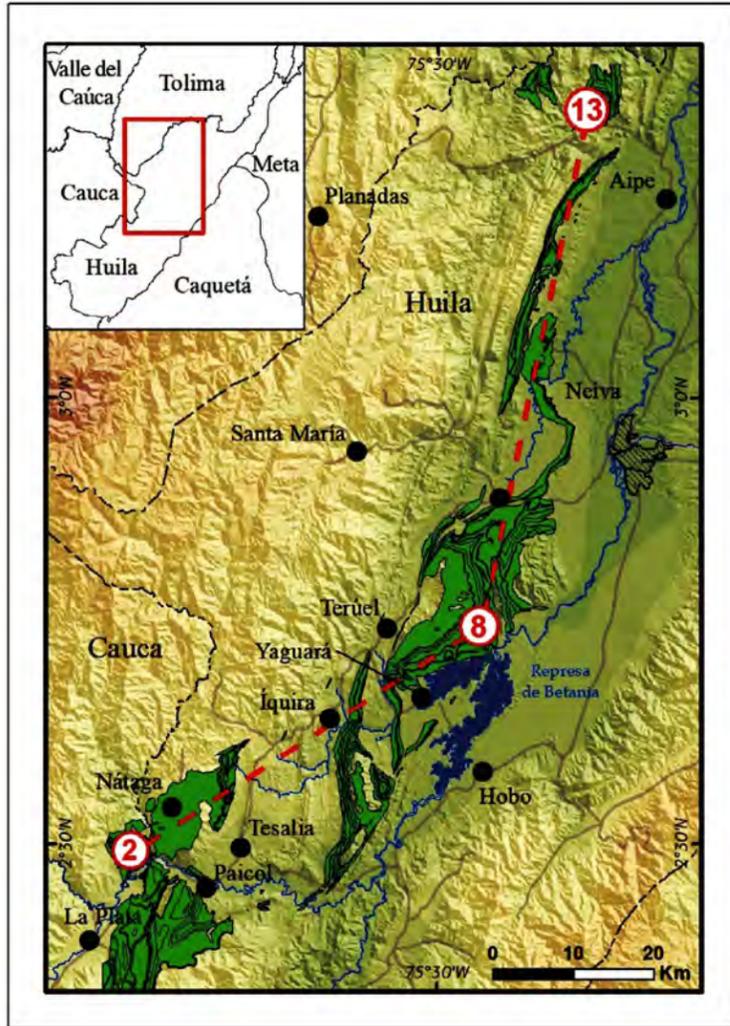


Figura 16. Línea de correlación de secciones estratigráficas de superficie en las quebradas Itaibe, El Ocal y Bambucá. La figura ilustra un adelgazamiento hacia el S-SW de la secuencia cretácica en la subcuenca de Neiva. La nomenclatura estratigráfica previa se compara con la nomenclatura propuesta en este trabajo. Fuente: Mendivelso (1982, 1993); Estudios Geológicos del VSM (UNAL, 1994); Vergara (1991); Convenio SGC-UNAL (2018)

Una característica de esta unidad es que en la fracción conglomerática de la parte inferior se encuentren guijarros bien redondeados (de 1 a 4 cm de diámetro) compuestos por cuarzo calcedónico microcristalino con bandeamiento en diferentes tonalidades de color rojo (águas).

Figura 17. Conglomerados (Cg) con interposiciones de litoarenitas conglomeráticas en la Formación Yaví. Margen derecha de la quebrada La Puerta, municipio de Aipe (N: 858 774, E: 859 119, Z: 626, Az: 190°)



En la parte media y alta de la Formación Yaví se observan xilópalos de tamaño centimétrico (10 a 35 cm). Junto con la suprayacente Formación Alpujarra, la Formación Yaví forma escarpes pronunciados y cuevas escalonadas en el área de estudio. Cuando las dos unidades afloran, su diferenciación cartográfica se basa en la composición litológica de las arenitas, pues son más cuarzosas las de la Formación Alpujarra. En la lámina 2 se ilustran algunas secciones delgadas de la Formación Yaví.

Posición estratigráfica, edad y espesor: en la región del Sinclinal de Media Luna, la Formación Yaví suprayace discordantemente a la Formación Saldaña e infrayace concordantemente a la Formación Alpujarra. La edad asignada por palinología es Cretácico

temprano (Aptiano temprano), según Vergara y Prössl (1994, p. XVIII-10), por una datación realizada en la quebrada Palmarosa (flanco occidental del Sinclinal de Media Luna). Se ratifica que la Formación Yaví no presenta niveles de riolitas del Jurásico tardío como indica Toro *et al.* (2011). En este trabajo no se levantaron columnas estratigráficas de esta unidad, por lo cual se reporta el espesor de 128 m obtenido por Vergara y Prössl (1994, p. XVIII-2–XVIII-6) en la quebrada Palmarosa.

Formación Alpujarra (K1a) Aptiano temprano

Autoría y sección tipo (Carrillo y Flórez, 1992): el nombre proviene del municipio

de Alpujarra, departamento del Tolima. La sección tipo se encuentra aproximadamente 2 km al NW del municipio de Alpujarra, en donde la quebrada Matadero corta al cerro Loma Mangafalsa (Flórez y Carrillo, 1994, p. 11-12).

Flórez y Carrillo (1994) redefinen la Formación Caballos de Corrigan (1967) y Beltrán y Gallo (1968) y proponen formalmente la Formación Alpujarra en el valle alto del Magdalena que sustituye a la unidad inferior arenosa (“Caballos inferior”) de Beltrán y Gallo (1968).

Descripción litológica: aflora ampliamente en varios sitios. Entre ellos se incluyen el núcleo del Anticlinal de Nátaga, especialmente en su flanco occidental donde se localiza

el municipio homónimo; en el río Yaguaracito que corta el flanco oriental del anticlinal en mención (R2-R3, S2-S3, T2-T3); al sur de Paicol en el flanco suroriental del Sinclinal de La Cumbre (V3-V4, W2-W3, X1-X2); en el núcleo del Anticlinal de La Hocha (R7, S7-S8, T6-T7); al norte de Yaguará hasta Palermo en los flancos del Sinclinal de Nazareth y los anticlinales de El Indio y de La Guagua (L11-L12, M9-M11, N9-N12, O8-O9); en los flancos del Sinclinal de Media Luna (A12, B12-B13) sobre las quebradas Palmarosa (A12) y La Puerta (B12); en el filo El Masón, la loma San Agustín y filo El Cogote (A11-A12, B11); y por la vía Aipe-río Patá (A13, B13). La Formación Alpujarra morfológicamente genera una cresta homoclinal de buzamientos suaves como ocurre en el flanco occidental del Anticlinal de Nátaga donde aflora discordantemente sobre la Formación Saldaña (figura 18).

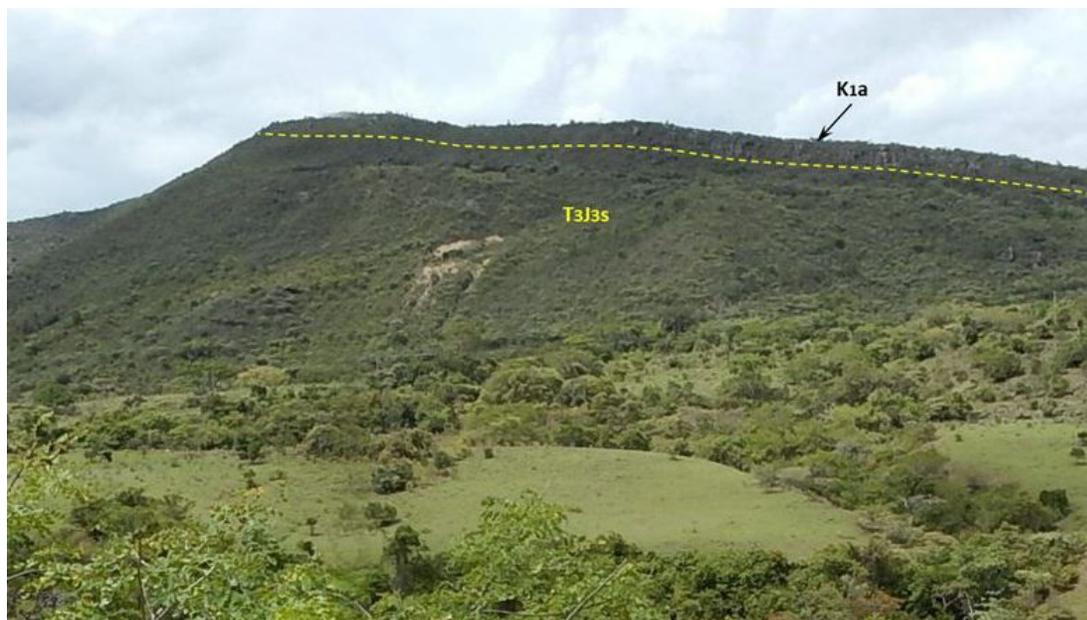


Figura 18. Geoforma de cresta homoclinal originada por las arenitas de la Formación Alpujarra (K1a) que reposan discordantemente sobre vulcanitas de la Formación Saldaña (T3J3s) Loma de Potrerito, vereda Las Mercedes, municipio de Paicol (N: 766 685, E: 1 140 850, Z: 890, Az: 200°)

De la Formación Alpujarra se levantó una columna estratigráfica por la vía La Plata-Paicol, en la vereda Las Mercedes del municipio de Nátaga, con punto de inicialización cerca al cruce vial a esta población. Las coordenadas del punto de inicio con origen Bogotá son N: 765 935, E: 806 662, Z: 950 y las del punto de finalización son N: 765 989, E: 806 415, Z: 954. En la lámina 3 se ilustran algunas secciones delgadas de esta unidad.

La sección inicia aproximadamente a 5 m del contacto entre las últimas capas de vulcanitas de la infrayacente Formación Saldaña y las capas basales de cuarzoarenitas de la Formación Alpujarra (figura 19). Los primeros 5 m están cubiertos. En este sitio, la Formación Alpujarra está constituida en la base (metro 5,0 a metro 10,2) por capas medianas de arenitas con estratificación ondulada y curvada no paralela continua; muestran laminación delgada plana paralela continua y discontinua y laminación gruesa a muy gruesa ondulada no paralela discontinua. Con las arenitas se intercalan capas gruesas cuneiformes de lodolita de color gris medio claro. Las arenitas son de color gris rosáceo, cuarzosas, con 2-5 % de opacos y óxidos de hierro, con textura muy fina, fina y media; las arenitas de grano muy fino presentan nódulos de tamaño centimétrico (10-15 cm) ligeramente calcáreos.

Desde el metro 10,2 hasta el metro 32,4 predominan capas muy gruesas, gruesas y medianas de cuarzoarenitas con gradación inversa, tamaño de grano grueso y muy grueso, levemente conglomeráticas, con estratificación plana no paralela continua y laminación inclinada planar, mediana a muy gruesa; el color es anaranjado muy pálido, gris rosáceo o gris muy claro. Presentan conchas de bivalvos con diámetros de 1-3 cm, y con la lupa de 10x se alcanza a observar trazas de muscovita y cemento caolinítico.

Entre el metro 32,4 al metro 52,4 se encuentran capas gruesas, muy gruesas o medianas de cuarzoarenitas con estratificación plana no paralela continua, cuneiforme y ondulada

no paralela continua; la laminación es mediana, delgada o gruesa, plana paralela y plana no paralela, continua y ondulada paralela continua. Se encuentran intercalaciones de lodolitas y limolitas en capas gruesas y delgadas con estratificación plana no paralela continua y laminación delgada, mediana y gruesa, plana paralela continua y discontinua y laminación plana no paralela discontinua. Las lodolitas y limolitas son de color anaranjado muy pálido y gris oliva claro; las cuarzoarenitas son de color rosado moderado, rojo claro y anaranjado muy pálido. Este segmento presenta lentes y fragmentos de materia orgánica carbonosa y concreciones elipsoidales de siderita de 5-15 cm de diámetro en los niveles blandos.

Del metro 52,4 al metro 72,8 se presentan capas gruesas, medianas y delgadas de cuarzoarenitas con estratificación cuneiforme en la parte inferior y plana no paralela continua en la parte superior; la laminación interna es inclinada planar y ondulada no paralela discontinua. Texturalmente, las arenitas son de grano grueso, muy grueso y medio, color anaranjado muy pálido, rojo pálido y rosado anaranjado medio con cemento caolinítico (observable con lupa de 10x), líticos y muscovita en baja proporción; hacia la base las cuarzoarenitas son ligeramente conglomeráticas.

En la parte media de la unidad (metro 42 a metro 62 aproximadamente) se observan restos de plantas y algunos fragmentos de madera en las arcillolitas.

Posición estratigráfica, edad y espesor:

la Formación Alpujarra suprayace discordantemente a las vulcanitas de la Formación Saldaña e infrayace concordantemente a las rocas finogranulares de la Formación El Ocal, excepto en el área del Sinclinal de Media Luna donde suprayace en contacto neto concordante a las arenitas de la Formación Yaví.

Por posición estratigráfica, la edad de la Formación Alpujarra debe corresponder a una

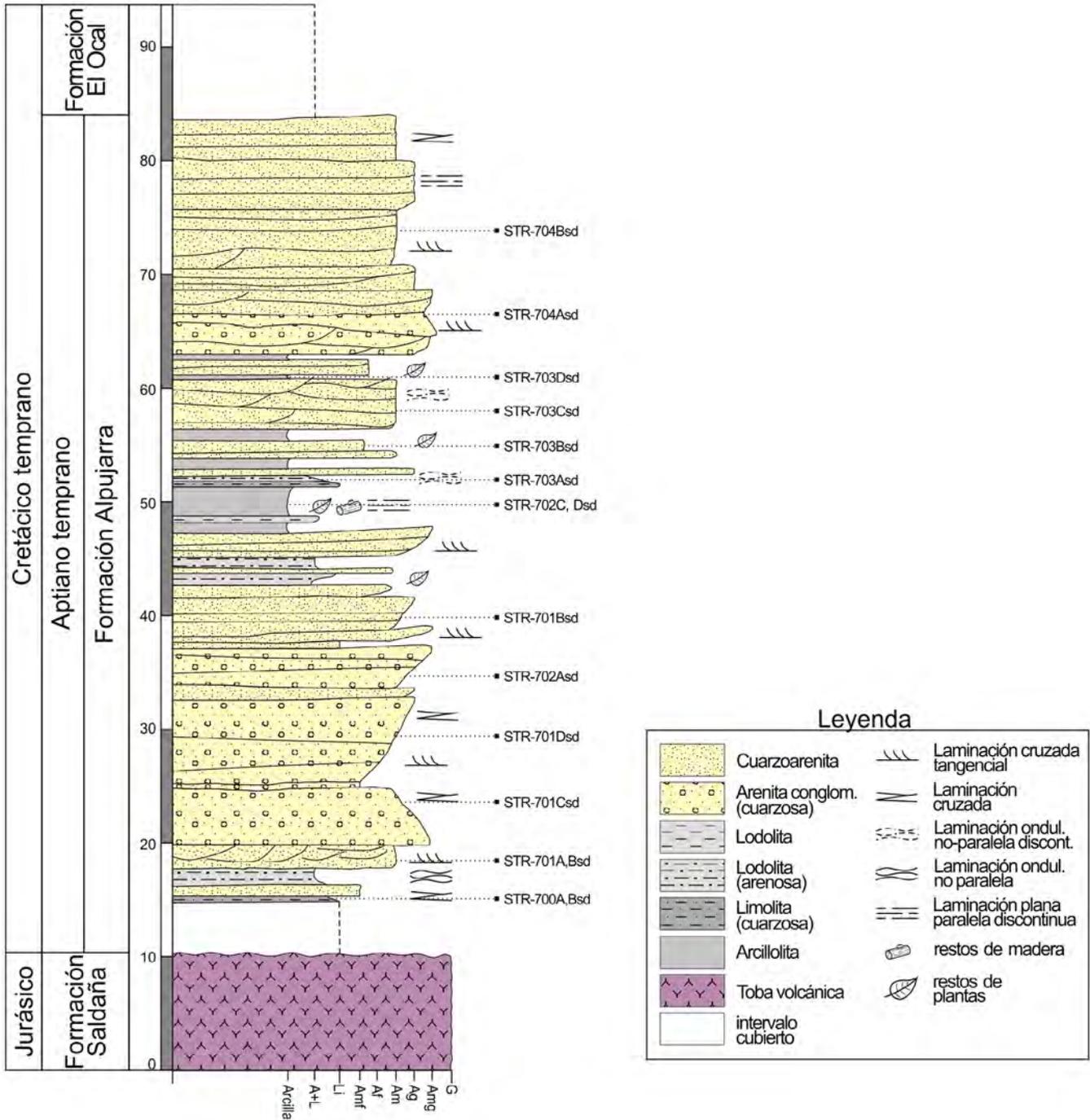


Figura 19. Columna estratigráfica de la Formación Alpujarra
Vía La Plata-Paicol, vereda Las Mercedes, municipio de Paicol

parte del Aptiano temprano?, si se considera que la base de la suprayacente Formación El Ocal es de edad Aptiano tardío en la sección tipo de la quebrada El Ocal (Etayo y Carrillo, 1996, p. 86) y teniendo en cuenta la edad Aptiano temprano asignada a la infra-yacente Formación Yaví por Vergara y Prössl (1944, p. XVIII-10) en la quebrada Palmorosa.

El espesor en la sección levantada por la vía La Plata-Paicol fue de 73 m; no obstante, hicieron falta los primeros 4 a 5 m de la porción más inferior de la unidad. Mendivelso (1993, figura 3) asigna un espesor aproximado de 84 m a la Formación Alpujarra en la sección estratigráfica de la quebrada Itaibe; en ese trabajo, la Formación Alpujarra corresponde a la "formación Caballos" localizada en los niveles N-28 a N-23 de la columna estratigráfica. En la quebrada o río Yaguaracito, Renzoni (1994a, p. 26-27, figura 13) reporta un espesor de 30 m para la parte inferior de la "formación Caballos", intervalo equivalente a la Formación Alpujarra.

Formación El Ocal (K1o) Aptiano tardío- Albiano temprano

Autoría y sección tipo (Carrillo y Flórez, 1992): el nombre proviene de la quebrada El Ocal, municipio de Yaguará, departamento del Huila. La sección tipo se localiza en la quebrada El Ocal (N10), 10 km al N-NE de la cabecera municipal de Yaguará (ver figura 6 de Flórez y Carrillo, 1994, p. 11-17). Flórez y Carrillo (1994) redefinen la "formación Caballos" de Corrigan (1967) y Beltrán y Gallo (1968) y proponen formalmente la Formación El Ocal en el valle alto del Magdalena que sustituye a la unidad intermedia de "shales" negros con intercalaciones menores de arenita ("Caballos medio") de Beltrán y Gallo (1968). En la figura 20 se compila una sección estratigráfica de la Formación El Ocal. En la lámina 4 se ilustran algunas secciones delgadas de esta unidad.

Descripción litológica: la Formación El Ocal aflora en el flanco oriental del Anticlinal de Nátaga, sector del río Yaguaracito (R3-R4, S3-S4) y en el núcleo de esta estructura al SE de Itaibe (T2, U2). También, aparece en los flancos del Sinclinal de Itaibe (T1-T2); al sur de Paicol en el flanco suroriental del Sinclinal de La Cumbre (V3-V4; W2-W3; X1-X2); en los flancos del Anticlinal de La Hocha (R7, S7-S8, T6-T7); al norte de Yaguará hasta Palermo en los flancos de los anticlinales de El Indio y de La Guagua; en los flancos del Sinclinal de Nazareth (L11-L12, M9-M11, N9-N11, O8-O10); en las quebradas Timbilla y El Salado (A11-A12); en los flancos del Sinclinal de Media Luna sobre las quebradas Palmarosa y La Puerta (A12-A13, B12-B13) y en un tramo de la vía Aipe-río Patá (A13, B13).

La Formación El Ocal en las quebradas La Puerta y Palmarosa está constituida por conjuntos de capas delgadas, tabulares, de lodolitas terrígenas y calcáreas, color gris parduzco y laminación plana paralela discontinua, intercaladas con capas gruesas y medianas de *wackestone* de fragmentos de bivalvos, *wackestone* de foraminíferos planctónicos y *packstone* de fragmentos grandes de bivalvos, color gris medio oscuro, gris medio claro y gris parduzco, sin laminación visible. Ocasionalmente, aparecen capas delgadas, tabulares, de lodolitas calcáreas ferruginosas, color marrón rojizo oscuro y aspecto homogéneo (figura 21).

En la base de la unidad se presentan capas delgadas y medianas, subtabulares, de subarcosas de grano muy fino, ocasionalmente ferruginosas, con laminación muy delgada ondulosa no paralela y abundante materia orgánica en láminas irregulares. Muestra intercalaciones de lodolitas y limolitas ferruginosas de color rojo pálido y rojo moderado. También, aparecen concreciones ferruginosas y silíceas con cristales de calcita y pirita, de tamaño centimétrico (10 a 15 cm de diámetro) y forma subesférica.



Figura 21. Lodolitas calcáreas ferruginosas intercaladas con *wackestone* de fragmentos de bivalvos en la Formación El Ocal; las capas de color más claro que resaltan topográficamente corresponden a los *wackestones* Margen derecha de la quebrada Palmarosa (N: 860 388, E: 859 976, Z: 584, Az: 115°)

Al norte del municipio de Yaguará, en la quebrada La Nube (O9), la Formación El Ocal se compone principalmente de capas muy gruesas de lodolitas negras, con laminación muy delgada plana no paralela discontinua, físlas, ocasionalmente fosilíferas. Con las lodolitas se intercalan bioesparitas arenosas con textura *packstone* (que dan resalte topográfico entre las lodolitas), color gris verdoso, glauconíticas (25 %), con moteado indistinto y restos de bivalvos de 1-8 cm; cuarzoarenitas calcáreas de grano fino, color gris verdoso, maduras, con granos de cuarzo bipiramidal, oolitos (2 %), restos de bivalvos, moteado indistinto, en capas gruesas y muy gruesas con estratificación plana paralela y no paralela continua. Cuarzoarenitas glauconíticas (30-50 %), lodosas, de textura muy fina, color verde pálido, inmaduras, cemento calcáreo, laminación delgada ondulosa no paralela discontinua, que gradan a lodolitas laminadas de color gris medio, físlas, en capas gruesas y muy gruesas con estratificación plana no paralela continua.

La Formación El Ocal genera en el paisaje depresiones y valles en el terreno, debido a su carácter litológico finogranular y que está suprayacida e infrayacida por unidades resistentes a la erosión (formaciones Caballos y Alpujarra, respectivamente).

Posición estratigráfica, edad y espesor: en el área de estudio, la Formación El Ocal suprayace e infrayace de manera concordante y neta a las formaciones Alpujarra y Caballos, respectivamente.

Etayo *et al.* (1994, p. XIII-14) reportan amonitas del Aptiano medio, porción tardía, en la base de la Formación El Ocal en la quebrada Palmarosa (A13), cerca de la confluencia con la quebrada Bambucá en el sector del Sinclinal de Media Luna. En la sección tipo de la Formación El Ocal (quebrada El Ocal), Etayo y Carrillo (1996, p. 85-86) citan amonitas del Aptiano tardío en las primeras capas de la unidad. También, reportan amonitas del Albiano temprano 10 m por encima estratigráficamente en la porción inferior de la Formación El Ocal y mencionan amoni-

tas del Albiano medio, porción temprana, en la parte superior del segmento inferior de la suprayacente Formación Caballos; por lo tanto, la edad de la Formación El Ocal abarcaría desde el Aptiano medio tardío al Albiano temprano.

En la quebrada El Tigre (V3), que desemboca en la quebrada La Caja de Agua y se ubica 3 km al SW de Paicol, se identificó el género *Epichenolicerias* en una capa de arenitas fosilíferas calcáreas con disolución kárstica, en la parte media de la Formación El Ocal. Este género de amonitas indica el Aptiano tardío (determinación del dr. Fernando Etayo-Serna), dato concordante con el intervalo de edad asignado a esta unidad. Renzoni (1994a, p. 26-27), en una sección de referencia suplementaria en la quebrada o río Yaguaracito, reporta polen y esporas en la porción intermedia de la “formación Caballos” (equivalente a la Formación El Ocal de este estudio) que asigna al Albiano temprano a medio, edad que es más joven a la definida con amonitas, por lo cual es necesaria una calibración entre estos dos métodos de datación.

No se levantaron secciones estratigráficas de la Formación El Ocal, por lo cual se cita el espesor de 60 m reportado en la sección tipo de la quebrada El Ocal por Etayo y Carrillo (1996, p. 85). Flórez y Carrillo (1994, p. 11-16) indican espesores variables de 30 y 165 m en la quebrada La Nube (al norte de Yaguará, O9) y en la quebrada Olini (al oriente del municipio de Chaparral), respectivamente. Mendivelso (1993) asigna un espesor aproximado de 116 m a la Formación El Ocal, unidad representada por el nivel N-22 en la base del “Grupo Villeta”, nivel que aparece cubierto en la columna estratigráfica de este autor. Posiblemente, este espesor esté duplicado, ya que por ese sitio pasa la Falla de Itaiibe, de carácter inverso, de acuerdo con la cartografía geológica realizada en este trabajo (anexo 1, T2). En la quebrada o río Yaguaracito, Renzoni (1994a, p. 26-27) reporta un espesor de 85 m para la parte intermedia de la “formación Caballos”, intervalo equivalente a la Formación El Ocal.

Formación Caballos (K1c) Albiano temprano a medio

Autoría y sección tipo (McArthur, 1938 [en Miley, 1945, p. 16]): el nombre proviene del cerro Caballos, en el municipio de Ortega, departamento del Tolima (Miley, 1945, p. 16; Corrigan, 1967, p. 231). La sección tipo se ubica en los afloramientos de la quebrada Urapa en el cerro Caballos, cerca de Ortega (Corrigan 1967, p. 231; Miley, 1945, p. 16) aproximadamente 6 km al norte del municipio de Olaya Herrera. En la figura 22 se compila una sección estratigráfica de la Formación Caballos. En la lámina 5 se ilustran algunas secciones delgadas de esta unidad.

Flórez y Carrillo (1994) redefinen la “formación Caballos” de Corrigan (1967) y de Beltrán y Gallo (1968) y formalmente proponen la Formación Caballos en su denominación y sentido original de Miley (1945, p. 16) en el valle alto del Magdalena. La Formación Caballos sustituye a la unidad superior arenosa de Beltrán y Gallo (1968).

Descripción litológica: la Formación Caballos aparece en los mismos lugares donde aflora la Formación El Ocal en el área de estudio (ver Formación El Ocal).

En la vereda Upar, quebrada Chichavaco del municipio de Yaguará, la unidad está constituida en su porción inferior por cuarzoarenitas calcáreas fosilíferas de grano medio, color naranja amarillento y gris naranja, bien seleccionadas, maduras, con bioclastos (6-15 %) y glauconita (2 %), en capas gruesas a muy gruesas con estratificación plana no paralela continua que resaltan en la topografía. Estas arenitas pasan gradualmente a cuarzoarenitas de grano medio, color gris marrón, bien seleccionadas, maduras, composicionalmente pueden tener hasta 20 % de líticos e impregnaciones de hidrocarburo, en capas medianas y delgadas con estratificación plana no paralela continua y laminación inclinada planar.

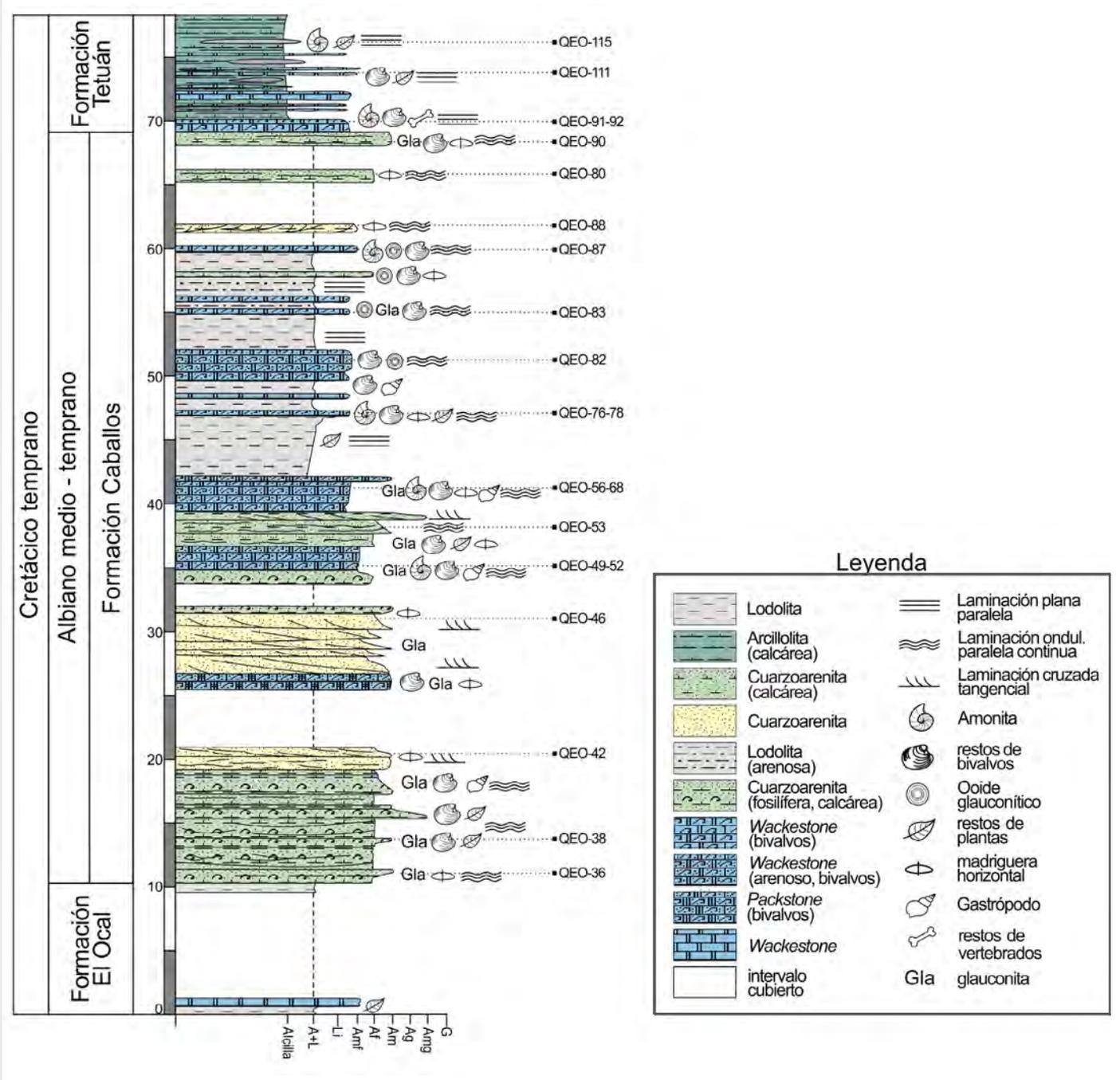


Figura 22. Columna estratigráfica de la Formación Caballos Quebrada El Ocal, municipio de Yaguará
Fuente: Carrillo y Flórez (1992)

Hacia el techo se observan cuarzoarenitas de grano grueso y medio, color naranja amarillento y marrón, bien seleccionadas, macroscópicamente maduras, deleznable, en capas gruesas a muy gruesas con estratificación plana no paralela continua y laminación gruesa y mediana inclinada planar. En la parte superior aparecen bioesparitas arenosas fosilíferas (lumaquéllicas) con textura *grainstone*, con restos de bivalvos desarticulados, cuarzo (5-10 %), color gris amarillento, dispuestas en capas gruesas y muy gruesas, macizas, con estratificación plana paralela continua; las cuarzoarenitas texturalmente se vuelven mal seleccionadas y con tamaño de grano arena muy gruesa y gránulo.

Por su litología más resistente a la erosión respecto a las unidades que están por en-

cima y por debajo, la Formación Caballos forma escarpes pronunciados y largas pendientes estructurales en el área de estudio (figura 23).

Posición estratigráfica, edad y espesor: la Formación Caballos suprayace e infrayace concordantemente y en contacto neto a las formaciones El Ocal y Tetuán, respectivamente. Etayo (1994, p. XX-3, figura 2) muestra un contacto discordante local con la infrayacente Formación El Ocal que atribuye al levantamiento del margen occidental del valle alto del Magdalena acompañado por un descenso del nivel del mar que dio lugar a la acumulación de las arenitas de la Formación Caballos, evento que Sarmiento y Rangel (2006, p. 374) atribuyen a un levantamiento tectónico leve del área.

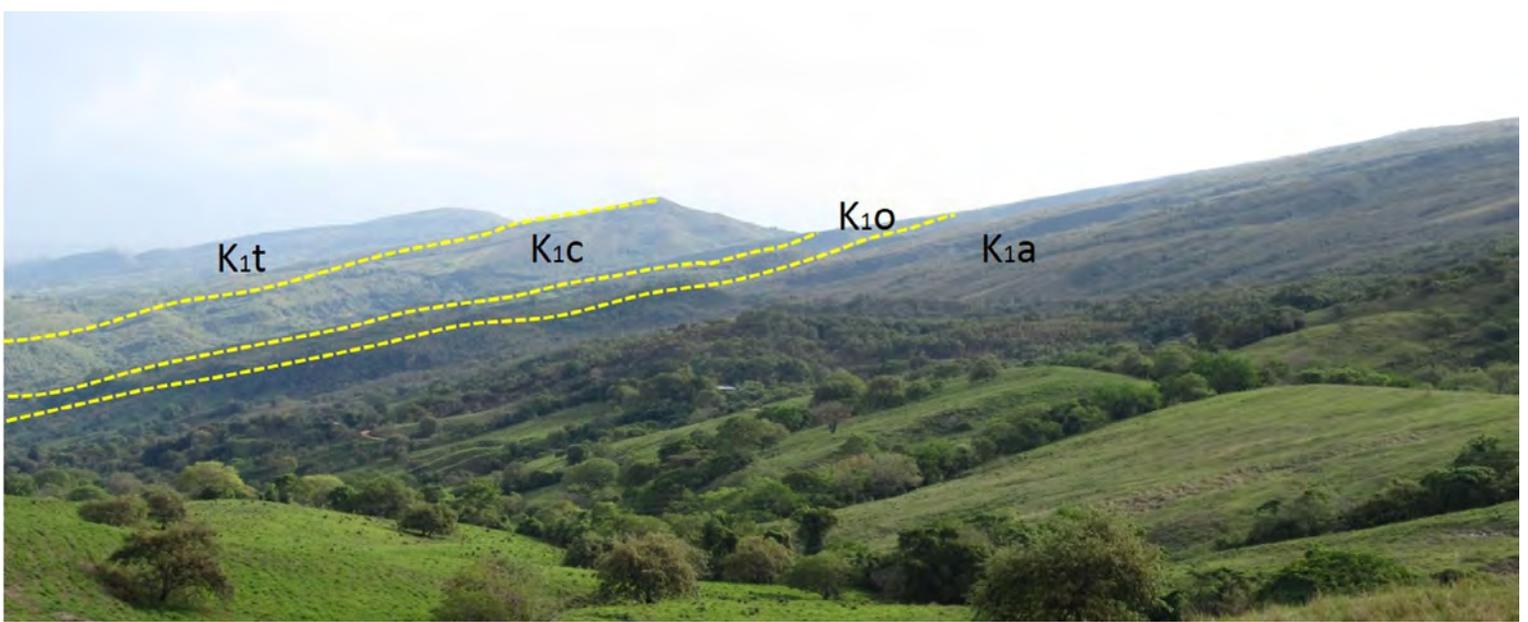


Figura 23. Escarpes y pendientes estructurales extensas en la Formación Caballos (K1c). Esta morfología contrasta con las geoformas deprimidas expresadas por la suprayacente Formación Tetuán (K1t) e infrayacente Formación El Ocal (K1o); K1a: Formación Alpujarra Vereda Nazaret, municipio de Palermo (N: 850 218, E: 801 759, Z: 3116, Az: 197°)

La edad reportada para esta unidad es Albiano medio, porción temprana, a partir de una datación realizada con amonitas halladas en la parte superior del segmento inferior de la unidad en la quebrada El Ocal (Etayo y Carrillo, 1996, p. 85, 89). En el Convenio SGC-UNAL (2018, p. 104), con base en amonitas encontradas en la parte baja de la suprayacente Formación Tetuán en la quebrada Bambucá, se asigna al Albiano temprano la parte más alta de la Formación Caballos. Mendivelso (1993) asigna una edad principalmente Albiano medio a la Formación Caballos (ver niveles N-21 a N-19 de la columna estratigráfica de este autor), gracias a una datación realizada con amonitas y bivalvos.

En este estudio no se levantaron columnas estratigráficas completas de la Formación Caballos, por lo cual se reporta el espesor aproximado de 60 m obtenido por Etayo y Carrillo (1996, p. 85) en la quebrada El Ocal al norte de Yaguará. Flórez y Carrillo (1994, p. 11-21) indican que el espesor de la Formación Caballos es variable: en la sección tipo es de 110 m, en la quebrada Calambé (3 km al norte de la sección tipo) es de 70 m y en la quebrada Olini es de 60 m. En la sección estratigráfica de la quebrada Itaibe, Mendivelso (1993) reporta un espesor aproximado de 37 m para esta unidad, correspondiente a los niveles N-21 a N-19 de la parte baja del "Grupo Villeta" en su columna estratigráfica. En la quebrada o río Yaguaracito, Renzoni (1994a, p. 26-27) mide un espesor de 60 m para la parte superior de la "formación Caballos", intervalo equivalente a la Formación Caballos del presente escrito.

Formación Tetuán (K1t) Albiano medio-Albiano tardío bajo

Autoría y sección tipo: Barrio y Coffield (1992, p. 126) mencionan la "*Tetuan Limestone*" e indican que esta unidad fue reconocida en el subsuelo por la compañía Texas Petroleum Company en 1962 en el campo Ortega, subcuenca de Girardot, donde comprende 48 m de caliza fosilífera interestratificada con *shales*. De la referencia bibliográfica citada por Barrio y Coffield (1992, p. 139) se puede inferir que la autoría de la unidad es debida a P. D. Maher y H. T. Corrigan. La "*Tetuan Limestone*" o "Caliza de Tetuán" es el nombre informal utilizado por las compañías de petróleo en el valle alto del Magdalena para la Formación Tetuán. Barrio y Coffield (1992) no indican sección tipo; se presume que la localidad tipo se ubique en el campo Ortega (municipio de Ortega, departamento del Tolima) donde fue recocida la unidad en el subsuelo.

Guerrero *et al.* (2000, p. 56) formalizan la "*Tetuan Limestone*" de la industria del petróleo y proponen la Formación Tetuán como nueva unidad litoestratigráfica para el valle alto del Magdalena, ubicándola entre la Formación Caballos (*sensu* Corrigan, 1967) y la "formación Hondita" (*sensu* Guerrero *et al.*, 2000, p. 58-62). Se aclara que la "formación Hondita" de Guerrero *et al.* (2000) representa a la Formación Bambucá del presente estudio, como se verá más adelante (ver figura 5). Guerrero *et al.* (2000, p. 50, 56) indican que el nombre aparentemente proviene del río Tetuán y proponen como localidad tipo el área de Ortega, citando una sección estratigráfica compuesta como sección tipo en el Anticlinal de Chicumbe y quebrada Chicumbe.

Peña *et al.* (2002) redefinen la Formación Tetuán de Guerrero *et al.* (2000) y modifican su nombre a Formación Calizas de Tetuán. Proponen como holoestratotipo la sección aflorante en la quebrada El Ocal y allí hacen una descripción detallada; postulan como paraestratotipos las secciones aflorantes en la quebrada Itaibe y El Tobo (al sur de las poblaciones de Pitalito y Timaná en el departamento del Huila) y las describen minuciosamente. Identifican la unidad en el subsuelo en 31 pozos de la subcuenca de Neiva, interpretan sus ambientes sedimentarios y redefinen sus límites estratigráficos, ubicándola entre la Formación Caballos (*sensu* Flórez y Carrillo, 1994) y el “*Shale de Bambucá*” (Allen, 1989, p. 41, 49) o Formación Bambucá como se propone posteriormente en este trabajo.

En la presente publicación se acepta la Formación Calizas de Tetuán de Peña *et al.* (2002) en virtud de que su definición es más clara y se ajusta mejor a la estratigrafía y cartografía geológica del área de estudio y también a las normas internacionales estratigráficas; no obstante, se recomienda mantener el nombre de Formación Tetuán según las recomendaciones de la ISG (5.F.3, p. 41).

Descripción litológica: la Formación Tetuán se encuentra en los siguientes lugares: flanco oriental del Anticlinal de Nátaga en el río Yaguaracito (Q4, R3-R4, S3-S4) y en el núcleo de esta estructura al SE de Itaibe (T2, U2); en los flancos del Sinclinal de Itaibe (T1-T2); al sur de Paicol en los flancos del Sinclinal de La Cumbre y Anticlinal de Paicol (U3, V2-V3, W2, X1-X2); en los flancos del Anticlinal de La Hocha (Q7, R7, S7-S8, T6-T7, U7-U8); al norte de Yaguará hasta Palermo en la terminación NE del Anticlinal de La Guagua y la continuación al SW de su flanco oriental y en los núcleos de los sinclinales de Nazaret y Betania (L9-L11, M9-M11, N9-N11, O8-O10); en los flancos del Sinclinal de Media Luna

(A13, B12-B13); en las quebradas Las Pavas y Tambilla (A11-A12); y por la carretera Aipe-río Patá (A13-B13).

En la quebrada Bambucá, la Formación Tetuán se levantó entre el metro 20,5 y 148,5 con un espesor total de 128,0 metros (figura 24). En la lámina 6 se ilustran imágenes de secciones delgadas de esta unidad.

Entre el metro 20,5 y 95,0 se encuentra una intercalación de capas medianas, gruesas y muy gruesas de lodolitas fisiles levemente calcáreas y calcáreas con estratificación y laminación plana paralela discontinua, lo cual se puede observar por los cambios de coloración en la roca; se intercalan con capas medianas a gruesas de biomicritas de textura *wackestone* con estratificación y laminación plana paralela continua (figura 25).

Las lodolitas son de color negro parduzco, gris parduzco y negro, presentan partición tipo *flaggy* y *shaly*. Las biomicritas son de color negro parduzco y marrón oscuro, presentan formas tabulares y lenticulares, partición tipo *slaby* y un grado de bioperturbación bajo, donde se observan láminas regulares. Entre los 97,5 y 149,2 metros predominan las capas de lodolitas calcáreas con estratificación y laminación plana paralela discontinua, ocasionalmente interdigitadas con capas medianas a gruesas de biomicritas con textura *wackestone* con estratificación y laminación plana paralela continua.

Por su carácter litológico, donde alternan rocas competentes y duras (biomicritas) e incompetentes y menos resistentes a la erosión (lodolitas calcáreas), la Formación Tetuán genera crestas poco pronunciadas de baja altitud y de menor prominencia que la infrayacente Formación Caballos, pero de mayor resalte topográfico que la suprayacente Formación Bambucá.

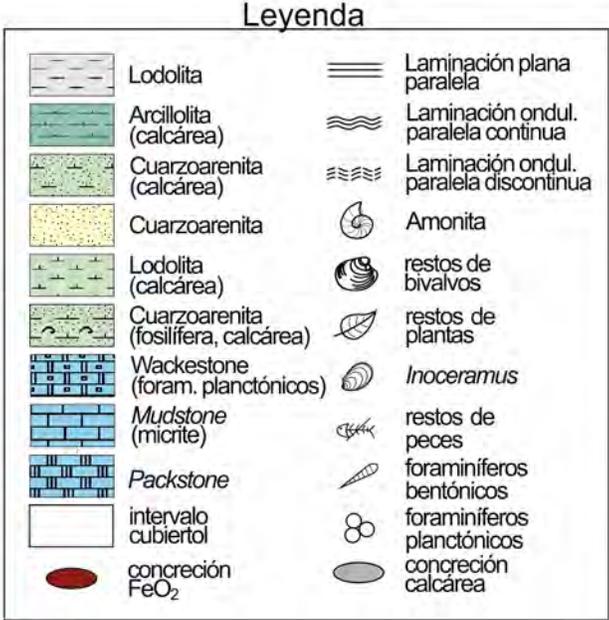
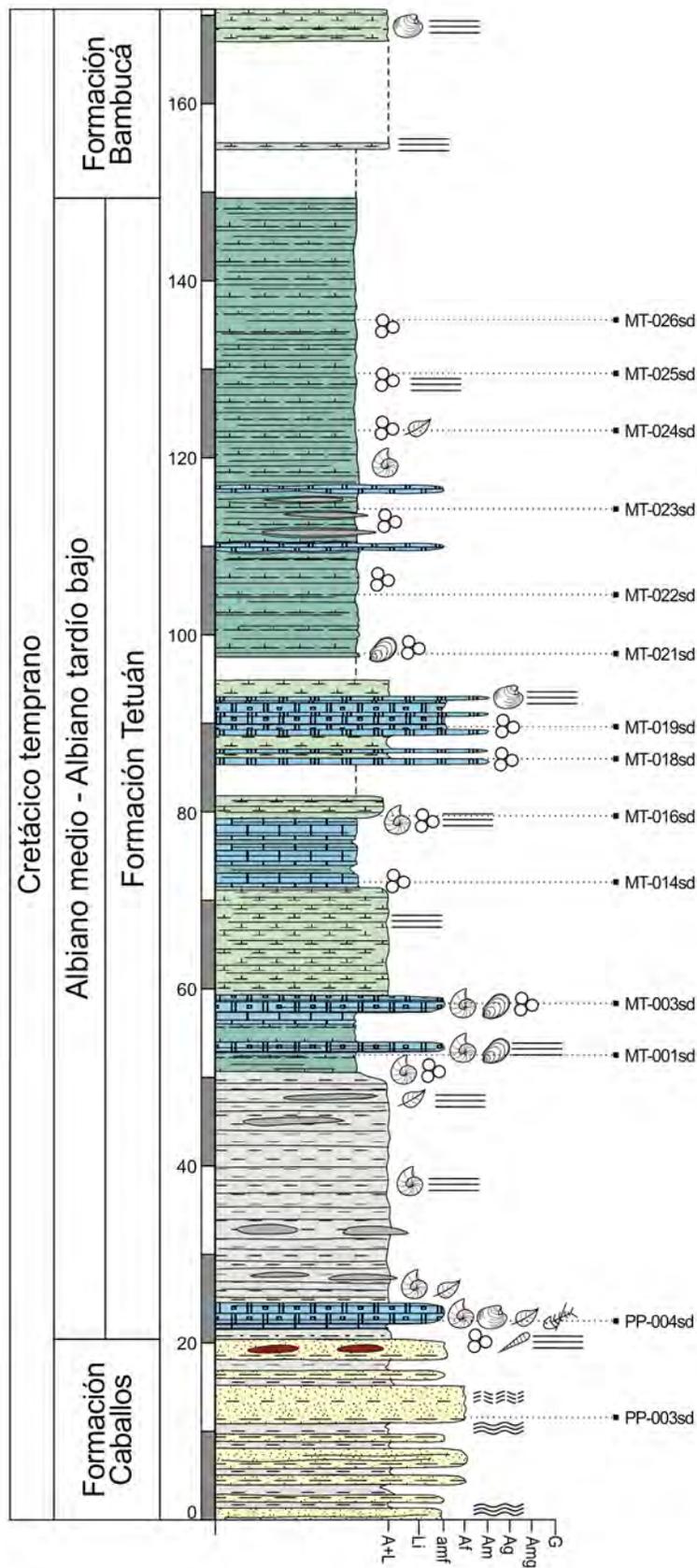


Figura 24. Sección estratigráfica de la Formación Tetuán Quebrada Bambucá, municipio de Aipe
Fuente: Convenio SGC-UNAL (2018)



Figura 25. Lodolitas físis levemente calcáreas y calcáreas intercaladas con biomicritas de textura *wackestone* en la Formación Tetuán; las capas que resaltan topográficamente corresponden a las biomicritas Quebrada Bambucá, municipio de Aipe (N: 860 051, E: 860 084, Z: 541, Az: 20°)

Posición estratigráfica, edad y espesor: el contacto inferior de la Formación Tetuán con la Formación Caballos y el contacto superior con la Formación Bambucá son concordantes y netos.

El rango geocronológico de la Formación Tetuán abarca desde parte del Albiano temprano hasta el Albiano tardío, con base en amonitas encontradas en la quebrada Bambucá (Convenio SGC-UNAL, 2018). En la sección de la quebrada El Ocal, al norte de Yaguará, Etayo y Carrillo (1996, p. 85, 89), en lo que estos autores identifican como “Calizas del Tetuán” en la base del “Villete” (equivalente a la Formación Tetuán de este trabajo), indican una edad que abarca desde el Albiano medio temprano hasta el Albiano tardío bajo. En la quebrada Itaibe, Mendivelso (1993) asigna una edad Albiano tardío a la Formación Tetuán (datación realizada con bivalvos y amonitas), representada por el nivel N-18 y la parte baja del nivel N-17 de la columna estratigráfica de este autor.

El espesor medido en la quebrada Bambucá fue de 129 m aproximadamente (Convenio SGC-UNAL, 2018, p. 104). En la quebrada El Ocal se estiman unos 47 m (deducidos de la columna estratigráfica de Etayo y Carrillo, 1996, p. 85), espesores muy disímiles que en parte se pueden explicar por posibles cambios laterales de facies de las capas superiores de biomicritas de la Formación Tetuán a lodolitas o arcillolitas (calcáreas y no calcáreas), las cuales quedarían involucradas en la base de la suprayacente Formación Bambucá. Otra posible explicación es que haya tasas de subsidencia y aporte de sedimentos diferenciales entre un sitio y otro. Según la sección estratigráfica de Mendivelso (1993) en la quebrada Itaibe, la Formación Tetuán tendría un espesor aproximado de 101 m, representados por 47 m del nivel N-18 y por 54 m de la parte baja del nivel N-17.

Formación Bambucá (K1ba) Albiano tardío alto- Cenomaniano tardío (nueva unidad litoestratigráfica)

Autoría y sección tipo: Allen (1989, p. 41, 49) hace referencia al “*Bambucá Shale*” en la zona de Ortega, sub-cuenca de Girardot, departamento del Tolima, cuando describe la geología estructural de la región citada. Ubica estratigráficamente la unidad en la parte baja del “Grupo Villete”, entre la “*Tetuán Limestone*” (equivalente a la Formación Tetuán) y “*La Luna Limestone*” (correspondiente con las formaciones Hondita y Loma Gorda *sensu* De Porta, 1965, y de la presente publicación). La describe como una unidad del Cenomaniano, de 152-183 m de espesor, compuesta por *shale* fácilmente reconocible, laminado y de color gris acero. No se indica la procedencia del nombre ni se señala una sección tipo; se especula que el nombre provenga de la quebrada Bambucá. El “*Bambucá Shale*” o “*Shale de Bambucá*” es el nombre informal utilizado por las compañías de petróleo en el valle alto del Magdalena para la Formación Bambucá.

En este trabajo se propone formalmente la Formación Bambucá para el intervalo estratigráfico ubicado entre las formaciones Tetuán (*sensu* Peña *et al.*, 2002) y Hondita (*sensu* De Porta, 1965, p. 12) en el área de estudio. Desafortunadamente, la Formación Bambucá generalmente se encuentra muy cubierta y no se logró una sección completa, por lo cual se propone como sección tipo los afloramientos que aparecen en la quebrada El Ocal, donde aflora la parte inferior de la unidad (ver columna estratigráfica de Etayo y Carrillo, 1996, p. 85) y se observa el contacto inferior con la Formación Tetuán en las coordenadas N: 795 820, E: 847 780, Z: 600 con origen Bogotá-MAGNA.

El techo de la unidad aflora en la quebrada Chichavaco y allí se puede apreciar el contacto superior con la Formación Hondita (*sensu* De Porta, 1965) en las coordenadas N: 790 720, E: 839 260, Z: 669 (con origen Bogotá-MAGNA), de tal manera que la sección tipo sería compuesta entre sitios que distan 11 km entre sí en dirección NE-SW. El amarre estratigráfico entre estas dos localidades se establece en el techo o base del Miembro Chichavaco con lumaquelas (este nuevo miembro se tratará más adelante) ubicado en la parte media a superior de la Formación Bambucá. En la publicación de Etayo y Carrillo (1996, p. 85, 86), el Miembro Chichavaco aparece en la fotografía 5 y en la columna estratigráfica de la figura 3 (entre el metro 390 y 400) y se referencia como “Bancos de caliza con *Costagyra dúplex*”, cuya edad asignada es Cenomaniano tardío.

La Formación Bambucá propuesta se correlaciona con la “formación Hondita” de Guerrero *et al.* (2000, p. 60) (ver figura 5). Las características litológicas y la edad asignada a la “formación Hondita” por Guerrero *et al.* (2000, p. 60) en la sub-cuenca de Girardot muestran similitud con la edad y litología de la Formación Bambucá del presente estudio.

Se considera que la redefinición dada a la Formación Hondita (*sensu* De porta, 1965) por Guerrero *et al.* (2000, p. 60) es inconveniente y confusa, ya que se aparta mucho del sentido original establecido por De Porta (1965, p. 12), que la define como una unidad calcárea del Turoniano compuesta por “calizas arenosas, dispuestas en bancos cuyo espesor oscila entre unos centímetros y un metro, con lutitas y *shales*”. La “formación Hondita” de Guerrero *et al.* (2000, p. 60) es una unidad de naturaleza terrígena del Cenomaniano, con litología completamente diferente, donde se presentan arenitas líticas de grano muy fino, limpias y lodosas, con cemento calcáreo, abundantes forami-

níferos, algunos restos de huesos de peces y algo de glauconita, donde son muy comunes las lodolitas terrígenas arenosas y fósilíferas (interestratificadas con las arenitas, según la figura 3 de Guerrero *et al.*, 2000, p. 59). Por lo expuesto anteriormente, la “formación Hondita” de Guerrero *et al.* (2000, p. 60) debe ser abandonada en la sub-cuenca de Girardot y del valle alto del Magdalena.

Descripción litológica: la Formación Bambucá aparece en los mismos sitios de afloramiento de la Formación Tetuán (ver Formación Tetuán). En la quebrada Bambucá, la unidad se levantó entre los metros 148,5 y 435,5, con un espesor total de 287,0 metros (figura 26).

Entre los metros 148,5 y 309,3 se presentan niveles muy extensos, de hasta 18 metros de espesor, de lodolitas calcáreas con estratificación plana paralela continua y láminas medianas plano paralelas discontinuas. Entre el metro 183,0 y 206,0 aparecen intercaladas con arcillolitas negras y algunas capas de biomicritas con textura *wackestone* (figura 27). En la lámina 7 se ilustran imágenes de secciones delgadas de esta unidad.

Las lodolitas son de color negro, negro grisáceo, marrón oscuro gris parduzco, contienen foraminíferos y tienen partición tipo *papery a shaly*; algunos niveles presentan intraclastos lodosos y clastos fosfáticos. Entre el metro 309,3 y 354,0 hay un cubierto en arcillolita. Entre el metro 354,0 y 377,0 se hallan capas muy gruesas de arcillolitas físilas, negras, con laminación plana paralela discontinua. En el metro 362,8 se encuentra un nivel de 1,5 metros de espesor con capas delgadas a medianas de biomicritas con textura *wackestone* de bivalvos y fósiles rotos. En los metros 367,8 y 370,5 aparecen ocasionalmente capas delgadas a medianas de limolitas silíceas. Entre el metro 377,3 y 428,0 hay otro cubierto en arcillolita. En esta unidad se encuentran ejemplares de inocerámidos y amonoideos.

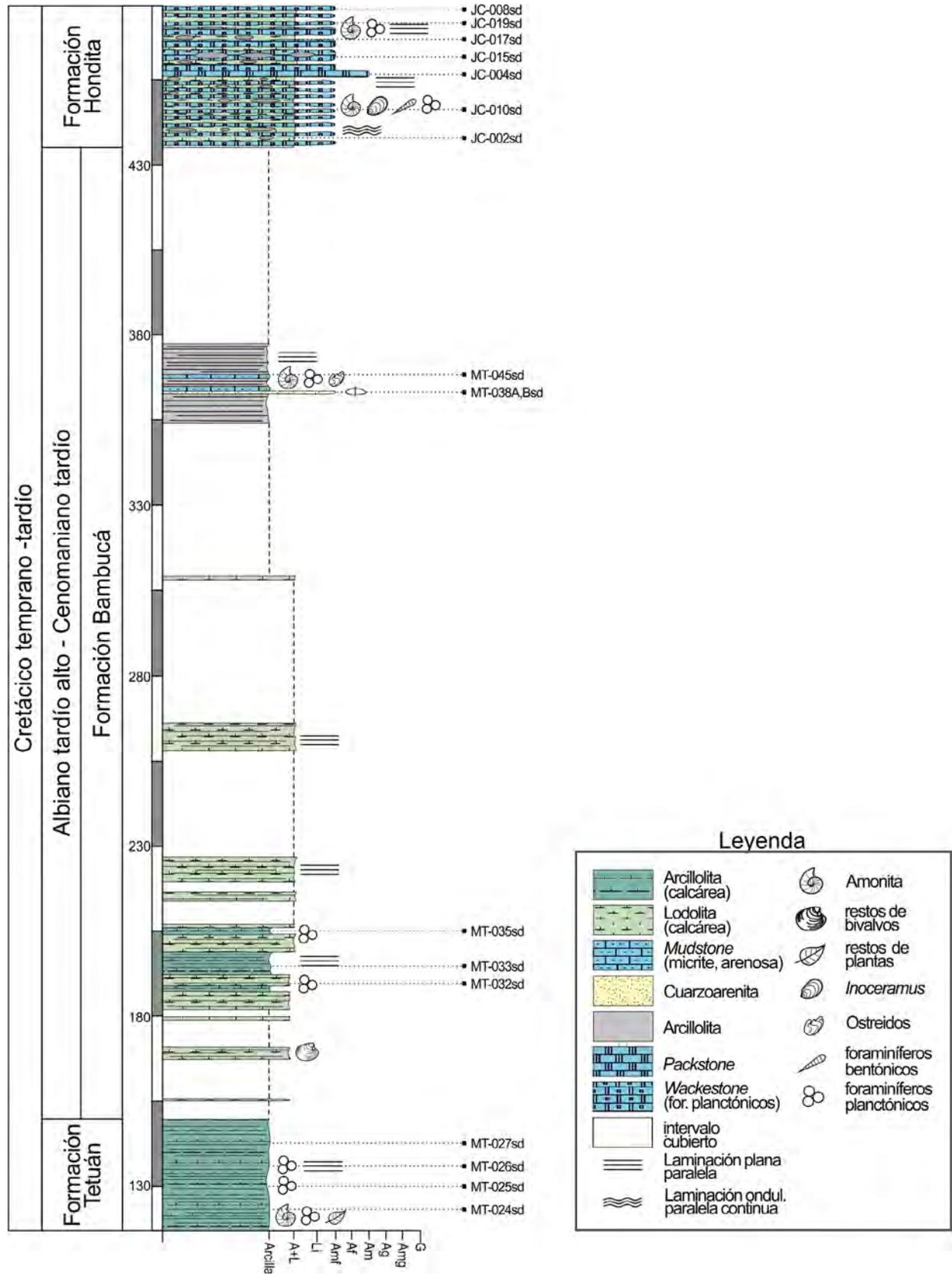


Figura 26. Columna estratigráfica de la Formación Bambucá Quebrada Bambucá, municipio de Aipe
Fuente: Convenio SGC-UNAL (2018)



Figura 27. Arcillolitas negras en capas muy gruesas con algunas intercalaciones medianas de biomicritas con textura *wackestone* de bivalvos Quebrada Bambucá, municipio de Aipe (N: 859881, E: 860333, Z: 560, Az: 201°)

Miembro Chichavaco

En el sector comprendido entre el embalse de Betania y el cierre estructural del Anticlinal de La Guagua, al sur del municipio de Palermo (M10, N10, O10), aparece un nivel de calizas lumaquéllicas (probablemente tormentitas) en la parte media a superior de la Formación Bambucá. Este genera en el paisaje un escarpe cartografiable a escala 1:25 000, por lo cual se consideró conveniente separarlo como un miembro litoestratigráfico que se denominó Miembro Chichavaco (K2bc), en virtud de que en la quebrada homónima aflora adecuadamente.

En el cauce de la quebrada Chichavaco (O8), en las coordenadas N: 790 850, E: 839 300, Z: 670 (origen Bogotá-MAGNA), el

Miembro Chichavaco está constituido por intercalaciones de bioesparitas empaquetadas y cuarzoarenitas fosilíferas, ambas litologías dispuestas en capas gruesas con estratificación plana no paralela continua (figura 28) y con laminación mediana plana paralela continua. Las bioesparitas presentan textura *grainstone*, color gris oliva, con 40-90 % de bivalvos desarticulados e imbricados, 5-10 % de glauconita, 3 % de cuarzo y pirita diseminada.

Las cuarzoarenitas son de textura fina, color gris oliva y gris rosáceo, con 3-5 % de bioclastos, texturalmente maduras y en capas macizas. En menor proporción se intercalan lodolitas de color gris medio en capas muy



Figura 28. Capas gruesas de bioesparitas empaquetadas intercaladas con cuarzoarenitas calcáreas y lodolitas grises en el Miembro Chichavaco; las capas que resaltan topográficamente corresponden a las bioesparitas Quebrada Chichavaco, municipio de Yaguará (N: 791 211, E: 838 934, Z: 676, Az: 228°)

gruesas y gruesas con estratificación plana paralela continua y laminación delgada plana paralela continua, que morfológicamente forman depresiones topográficas. En la columna estratigráfica compuesta publicada en la figura 2 de Etayo (1994), en el metro 700 aproximadamente, aparecen tres capas de caliza con forma lenticular, textura *rudstone* (*sensu* Embry y Klovan, 1971), ricas en escombros de bivalvos, que representarían al Miembro Chichavaco propuesto.

Por su naturaleza litológica finogranular e incompetente y por estar entre formaciones competentes y resistentes a la erosión, la Formación Bambucá genera depresiones o valles en el paisaje. El Miembro Chichavaco con lumaquelas se expresa en el relieve con escarpes medianamente pronunciados.

Posición estratigráfica, edad y espesor: los contactos de la Formación Bambucá con la suprayacente Formación Hondita (*sensu* De Porta, 1965) y con la infrayacente Formación Tetuán son concordantes y netos.

En la quebrada El Ocal, Etayo y Carrillo (1996, p. 85, 89), mediante amonitas y bivalvos, establecen un intervalo geocronológico que oscila entre el Albiano tardío (porción tardía) a Cenomaniano tardío, para lo que ellos denominan informalmente como “*Shale* y bancos de *Costagyra*”, nivel equivalente a la Formación Bambucá de este trabajo; no obstante, allí la sucesión está incompleta.

El Convenio SGC-UNAL (2018, p. 137) reporta la amonita *Turrilites* cf. *costatus* Lamarck (1801) del Cenomaniano, obtenida de la parte

alta de la unidad en la quebrada Bambucá. Terraza *et al.* (2002, p. 48) en la plancha 264 Espinal, departamento del Tolima, reportan buen recobro palinológico de la parte inferior de la Formación Bambucá, circunscribiendo la unidad al Cenomaniano o al Albiano-Cenomaniano. Guerrero *et al.* (2000, p. 62), con base en foraminíferos, consideran a su “formación Hondita” del Cenomaniano principalmente; como ya se indicó, esta unidad equivale a la Formación Bambucá del presente estudio.

En la sección estratigráfica de la quebrada Itaibe, Mendivelso (1993) asigna una edad Albiano tardío a Turoniano en parte a la Formación Bambucá, datación realizada con bivalvos y amonitas. Allí la Formación Bambucá corresponde a la parte media y superior del nivel N-17, al nivel N-16 y los primeros 8 m del nivel N-15 de la columna estratigráfica mostrada en la figura 3 de este autor. El Miembro Chichavaco estaría representado por el nivel N-16 asignado al Cenomaniano.

Concluyendo, la edad asignada a la Formación Bambucá es Albiano tardío alto a Cenomaniano tardío con base en los fósiles de amonitas y bivalvos citados previamente.

El espesor de la unidad en la quebrada Bambucá fue de 287 metros (Convenio SGC-UNAL, 2018, p. 125); no obstante, el tramo correspondiente a la Formación Bambucá está muy cubierto y las capas en algunos puntos se verticalizan o invierten, por lo cual el espesor debe estar sobrestimado por replegamiento local. El espesor se verificó en el flanco occidental del Sinclinal de Media Luna (anexo 1, A13) con la cartografía geológica a escala 1:25 000 y se obtuvo un espesor aproximado de 185 metros. En la quebrada El Ocal, al norte de Yaguará, Etayo y Carrillo (1996, p. 85) midieron parcialmente 135 m; sin embargo, probablemente faltó la parte superior de la Formación Bambucá. En la sección estratigráfica de la quebrada Itaibe, la Formación Bambucá tendría un espesor aproximado de 156 m (intervalo entre la parte media del nivel N-17 y los primeros 8 m

del nivel N-15 de la columna estratigráfica de Mendivelso, 1993).

El Miembro Chichavaco mide 17 m de espesor en la quebrada El Ocal al norte de Yaguará (N10), 10 m en la quebrada El Caney en el flanco occidental del Anticlinal de La Hocha (T6-T7) y 7 m en la quebrada Chichavaco (O8). En la quebrada Itaibe, este miembro tiene 21 m de espesor y está representado por el nivel N-16 de la columna estratigráfica de Mendivelso (1993) que describe como “lutitas grises en capas de 0,8 a 3,5 m alternando con capas de calizas lumaquéllicas de 0,15 a 1,25 m de espesor”.

Formación Hondita (K2h) Cenomaniano tardío en parte-Turoniano

Autoría y sección tipo (De Porta, 1965, p. 12-13): el nombre proviene de la quebrada Hondita en el municipio de Piedras, departamento del Tolima. La sección tipo se localiza por el camino real que conduce del municipio de Piedras al caserío La Tabla.

Descripción original:

El conjunto de la formación se caracteriza por la alternancia de calizas arenosas, dispuestas en bancos cuyo espesor oscila entre unos centímetros y un metro, con lutitas y shales. Son frecuentes las concreciones calcáreas de forma discoidal cuyo diámetro máximo llega a 2 m. El espesor de los sedimentos es aproximadamente de 90 m... El límite entre la formación Hondita y la formación Loma Gorda coincidiría con el límite turoniense-coniaciense de estos autores. Sin embargo, la falta de una sucesión faunística completa no permite por el momento actual precisar estos límites. Si bien la presencia de una fauna de cefalópodos citada por Bürgl y Dumit en los sedimentos litológicamente equivalentes a la formación Hondita hablarían en favor de una edad turoniense para esta formación [*sic*]. (De Porta, 1965, p. 12).

Es importante precisar que las “calizas arenosas” mencionadas por De Porta (1965, p. 12) en la descripción original de la Formación Hondita se refieren a rocas calcáreas con abundancia en foraminíferos planctónicos (biomicritas y bioesparitas con textura *wackestone* y *packstone*) de los géneros *Globigerina* y *Gümbelina*, y no a rocas que tienen componentes terrígenos tamaño arena, lo cual se infiere cuando este autor cita lo siguiente: “...En algunos casos estas formas llegan a ser tan abundantes que son los constituyentes principales de las calizas [sic]”. (De Porta, 1966, p. 32). Esta aclaración es válida, porque se ha interpretado la Formación Hondita *sensu* De Porta (1965, p. 12) como una unidad que incluye abundantes litologías terrígenas arenosas, criterio equívocamente utilizado para redefinirla y reconocerla en el campo (p. e., Guerrero *et al.*, 2000, p. 58-60).

La “formación Lomagorda” redefinida por Guerrero *et al.* (2000, p. 62-66) involucra estratigráficamente a las formaciones Hondita y Loma Gorda en su sentido original, nomenclatura previamente establecida por De Porta (1965) y aceptada en este trabajo. Por esta razón, constituye un sinónimo inválido que debe ser abandonado en el valle alto del Magdalena.

Como se pretende estandarizar la nomenclatura litoestratigráfica en la sub-cuenca de Neiva, es pertinente indicar que algunos geólogos han introducido la Formación La Frontera (Villamil, 1998; Montes *et al.*, 2005) y la Formación Hiló (Villamil, 1998), unidades características de la región central y flanco occidental de la cordillera Oriental, en la posición estratigráfica de las formaciones Hondita *sensu* De Porta (1965) y Tetuán del presente estudio, lo cual es incorrecto.

La Formación La Frontera es una unidad del Cenomaniano tardío al Turoniano medio caracterizada en la base por 70 m de intercalaciones de biomicritas *wackestone* con lodolitas y lodolitas calcáreas y al techo

por 39 m de intercalaciones de porcelanitas, porcelanitas calcáreas y arcillolitas (Blanco *et al.*, 2004). La Formación Hiló del Albiano medio está constituida por lutitas con varios paquetes de limolitas silíceas y a veces lechos de *chert* con *Oxytropidoceras* e *Inoceramus* (Cáceres y Etayo, 1969b). Como se puede ver, la edad, litología y relaciones estratigráficas de estas unidades no son comparables con las de las formaciones Tetuán y Hondita de este trabajo, por lo cual no deben ser utilizadas en el valle alto del Magdalena.

Descripción litológica: en el área estudiada, la Formación Hondita aflora en los mismos lugares donde aflora la infrayacente Formación Bambucá (ver Formación Bambucá). También, aparece al occidente de Yaguará en una franja angosta orientada N-S (P8). En la lámina 8 se ilustran imágenes de secciones delgadas de esta unidad.

En la quebrada Bambucá, la Formación Hondita aparece entre el metro 435,5 y 510,5 con un espesor total de 75,0 m. Se presentan intercalaciones de capas medianas a gruesas de lodolitas fosilíferas calcáreas con estratificación y laminación ligeramente ondulosa paralela continua y capas gruesas de biomicritas con formas tabulares y lenticulares, estratificación y laminación plana paralela continua y con textura *wackestone* de foraminíferos.

Las lodolitas fosilíferas calcáreas son de color negro grisáceo, gris oscuro, negro, negro parduzco y marrón claro; presentan bajo grado de bioperturbación, exhibiendo láminas regulares y partición tipo *papery*. En estas rocas se encuentran clastos fosfáticos de hasta 2 cm de diámetro. Las biomicritas presentan textura *wackestone* a *packstone* de foraminíferos planctónicos, exhiben mayor competencia (resaltan topográficamente sobre las lodolitas calcáreas fosilíferas) y son de color gris claro medio, negro parduzco y gris medio, con un bajo grado de bioperturbación presentando láminas regulares y en

algunos sectores un grado de bioperturbación alto, mostrando un moteado distinto; tienen láminas internas delgadas y medianas de entre 1 mm hasta 5 cm de espesor y partición tipo *shaly* y *flaggy*.

Entre el metro 452,2 y 498,3, las capas de lodolitas calcáreas aumentan su espesor hasta 5 metros y disminuye la frecuencia de biomicritas. Desde el metro 466,0 al 504,0, las biomicritas se encuentran silicificadas. A partir del metro 498,3 y hasta el metro 510,5 vuelve a aumentar la frecuencia de biomicritas. Hacia la base de la unidad, entre los metros 437,0 y 439,5 se encuentran nueve capas delgadas de bentonitas. En los metros 480,2 y 480,8 aparecen igualmente varias capas muy delgadas a delgadas de bentonitas. La Formación Hondita presenta una gran cantidad de concreciones calcáreas con tamaños entre 9 cm de alto por 15 cm de largo hasta de 50 cm de alto y 170 cm de largo. Se encontraron ejemplares fósiles de inocerámidos, ostreidos, otros bivalvos, fragmentos de peces y amonoideos.

En el río Iquirá, 4 km al SW del municipio de Yaguará (Q7, R7), se levantó una sección estratigráfica de la Formación Hondita, la cual se describirá a continuación. En este sitio se levantaron 74,7 m de espesor; sin embargo, faltaron unos pocos metros de la base de la unidad (figura 29).

En el río Iquirá, la Formación Hondita está constituida por *wackestone* (biomicrita rala) de color gris parduzco y gris claro, rico en materia orgánica, duro, con 10-30 % de foraminíferos planctónicos de textura arena fina, estratificación mediana y gruesa plana paralela continua, ocasionalmente ondulosa debido al crecimiento de concreciones que deflecan la estratificación (figura 30).

La laminación es delgada plana paralela continua, acentuada por la acumulación de foraminíferos; se intercalan capas delgadas hasta medianas planas paralelas continuas de *packstone* (biomicrita empaquetada) de color gris oscuro a gris medio con abundan-

te materia orgánica, foraminíferos planctónicos (50-70 %) y laminación interna muy delgada plana paralela discontinua.

Entre los metros 0,3 y 5,9 predominan lodolitas calcáreas de color gris parduzco y marrón medio con foraminíferos planctónicos (15-20 %). Estas lodolitas están bien estratificadas y laminadas con partición *papery*, en capas medianas a delgadas de forma plana paralela continua, y laminación muy delgada y delgada plana paralela discontinua. Entre los metros 7,7 y 10,1 se presenta un intervalo cubierto.

Entre el metro 44,8 y 52,5, el *wackestone* es arcilloso, color gris parduzco, con foraminíferos planctónicos (10-25 %) flotantes o dispuestos en láminas finas, rico en materia orgánica, en capas delgadas hasta medianas de forma plana paralela continua. Entre los metros 52,5 y 64,3 predominan lodolitas calcáreas fosilíferas de color gris medio, gris oscuro y gris parduzco, con foraminíferos planctónicos (5-20 %) y laminación delgada y gruesa plana paralela discontinua. La secuencia finaliza entre los metros 64,3 y 74,7 con un *wackestone* arcilloso rico en materia orgánica, color gris parduzco y gris oscuro con intraclastos fosfáticos tamaño gránulo a guijo (1-5 %) y foraminíferos planctónicos (10-25 %) flotantes o dispuestos en láminas planas paralelas discontinuas; presenta estratificación delgada hasta mediana plana paralela continua.

En la Formación Hondita son comunes las concreciones micríticas con pirita de color gris medio, forma elipsoidal o subesférica y tamaño decimétrico (50 cm hasta 90 cm) que hacia el techo son de tamaño métrico (entre 1 y 3 m); además, son frecuentes amonitas en volumen, madera petrificada, restos de peces e impresiones de bivalvos (*Anomia* sp. e *Inoceramus* sp.).

Por estar conformada por biomicritas competentes y resistentes a la erosión con alternancias de lodolitas calcáreas de mediana resistencia y competencia, la Formación

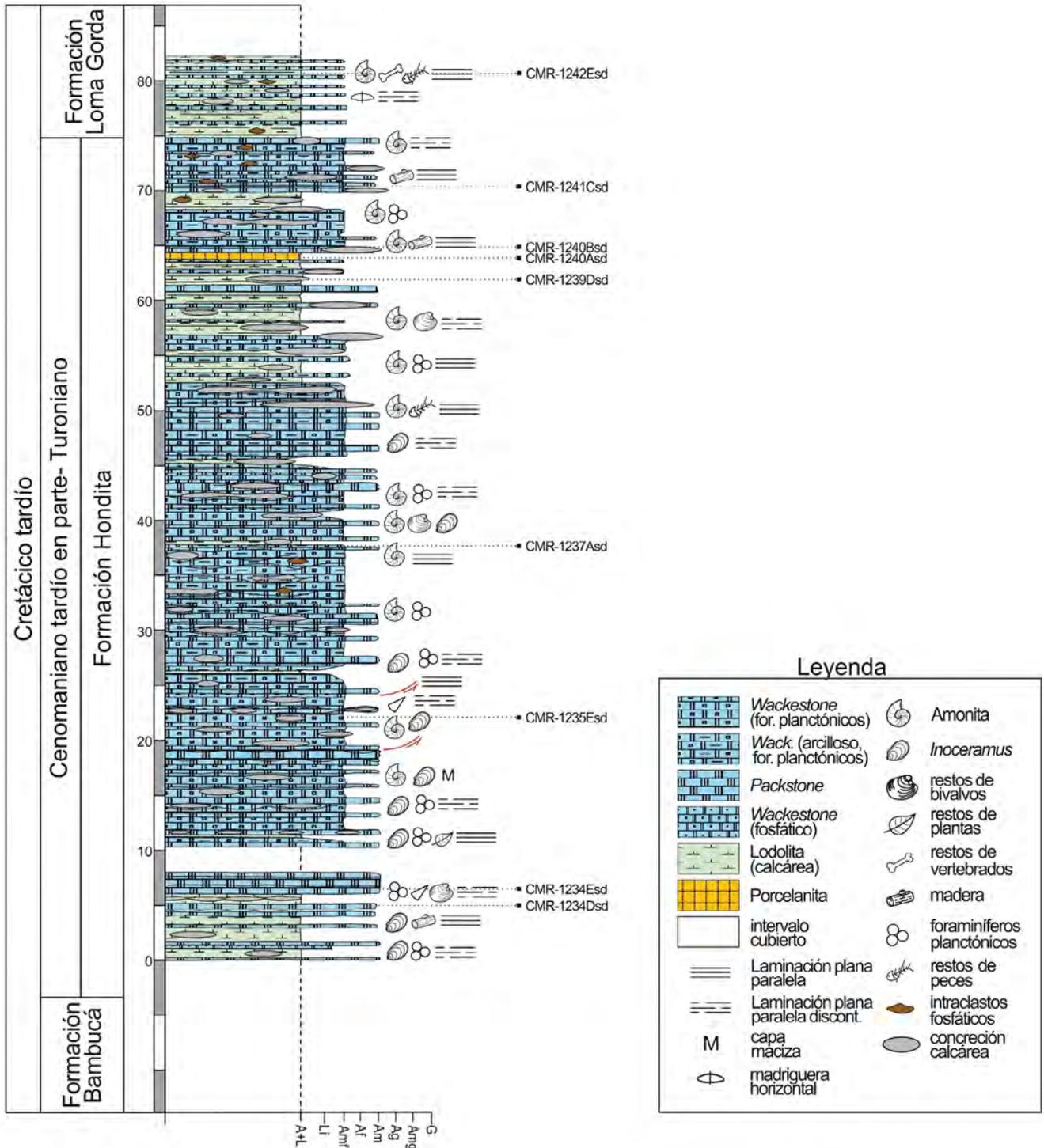


Figura 29. Columna estratigráfica de la Formación Hondita Río Iquira, vereda La Floresta, municipio de Iquira



Figura 30. Capas gruesas de *wackestone* arcilloso intercaladas con *packstones*. Nótese las grandes concreciones elipsoidales de tamaño métrico típicas de la Formación Hondita Río Yaguará, municipio de Iquira (N: 782 807, E: 1165 452, Z: 661, Az: 48°)

Hondita se expresa en el paisaje, en general, como un escarpe moderadamente pronunciado.

Posición estratigráfica, edad y espesor: el contacto inferior con la Formación Bambucá y el superior con la Formación Loma Gordá son concordantes y netos. En la sección de la quebrada Bambucá, el contacto inferior se estableció en la base de la primera capa de caliza *wackestone* de foraminíferos que suprayace a unas arcillolitas negras del techo de la Formación Bambucá en el metro 435,5. El contacto superior se definió en el techo de un banco de caliza *wackestone* de foraminíferos, maciza, de 0,9 m de espesor en el metro 510,5 que suprayace a una secuencia de lodolitas-limolitas calcáreas fosilíferas con lentes o grandes concreciones de caliza con textura *wackestone-packstone* de foraminíferos planctónicos.

El rango de edad establecido en la quebrada Bambucá es Cenomaniano tardío alto a

Turoniano con base en amonitas y bivalvos (anexo 3). A 2,0 m estratigráficos de la base de la Formación Hondita se dataron radiométricamente circones en una capa delgada de bentonita por el método U-Pb y se obtuvo una edad de $94,6 \pm 1,6$ Ma (Jiménez *et al.*, 2011); es decir, Cenomaniano tardío alto o Turoniano temprano bajo. No obstante, la primera aparición de *Anomia colombiana* a 4 m por encima de la capa de bentonita anterior sugiere que el límite Cenomaniano-Turoniano se localiza allí, por lo cual las bentonitas datadas corresponderían al Cenomaniano tardío alto. En la sección estratigráfica de la quebrada Itaibe, Mendivelso (1993) asigna una edad Turoniano a la Formación Hondita, datación realizada con bivalvos y amonitas; allí, la Formación Hondita corresponde a la parte baja del nivel N-15 de la columna estratigráfica de este autor.

El espesor medido en la quebrada Bambucá fue de 75 m y de 74,7 m en el río Iquira, aunque faltaron unos pocos metros de la base de

la Formación Hondita. En la sección estratigráfica de la quebrada Itaibe, la unidad tendría un espesor aproximado de 45 m, representada en la parte inferior del nivel N-15 de la columna estratigráfica de Mendivelso (1993).

Formación Loma Gorda (K2lg) Coniaciano

Autoría y sección tipo (De Porta, 1965, p. 13-14; 1966, p. 35-37): el nombre deriva de un cerro conocido como Loma Gorda situado entre los caminos de Lomalarga y La Tabla en el municipio de Piedras, departamento del Tolima. La sección tipo se localiza por el camino real que conduce del municipio de Piedras al caserío La Tabla.

Descripción original:

Encima de las calizas arenosas de la formación Hondita descansan en posición normal unos 20 m de shales y lutitas grises que contienen grandes y abundantes concreciones calcáreas de forma discoidal. A continuación, viene una alternancia de shales y lutitas con intercalaciones de cherts dispuestos en bancos que oscilan entre 2 y 10 cm de espesor. Siguen 8 m de arenitas bien estratificadas en bancos de 2 m y una sucesión de shales y lutitas negras que en la base contienen grandes concreciones calcáreas. A partir de aquí empieza una alternancia de lutitas con bancos de arenitas. Hacia el techo de la formación aparecen con más frecuencia las concreciones calcáreas. El límite superior de la formación Loma Gorda con la Lidita Inferior del grupo Olini es muy nítido. Se ha colocado donde empiezan los bancos de cherts alternando regularmente con lutitas y shales negras. El conjunto de los sedimentos descritos aquí tiene un espesor de 167m [sic]. (De Porta, 1965, p.13).

La Formación Loma Gorda equivale a la unidad K6 de la plancha geológica L9 Girardot de Raasveldt (1956) que en su parte media incluye un nivel de “esquistos calcáreo-arcillosos” con grandes concreciones que él denominó “ruedas de carreta”.

Como se indicó anticipadamente, la “formación Lomagorda” de Guerrero *et al.* (2000, p. 62-66) es un sinónimo inválido que involucra estratigráficamente a las formaciones Hondita y Loma Gorda, previa y formalmente definidas por De porta (1965) en la sub-cuenca de Girardot, por lo cual debe ser abandonada en todo el valle alto del Magdalena.

En trabajos anteriores se ha pretendido extender la Formación La Luna (Hedberg y Sass, 1937) por todo el noroccidente de Suramérica, desde el occidente de Venezuela (donde se encuentra su localidad tipo) hasta el centro de Ecuador (Villamil, 2002, en Liborius, 2019, p. 3). Esto implica que esta unidad estaría presente en la sub-cuenca de Neiva y valle alto del Magdalena en la posición estratigráfica de las formaciones Hondita y Loma Gorda, lo cual es erróneo.

Morales y *The Colombian Petroleum Industry* (1958) introdujeron la “formación La Luna” al valle medio del Magdalena; sin embargo, el intervalo del Turoniano al Santoniano, representado por la “formación La Luna” de Morales y *The Colombian Petroleum Industry* (1958), está constituido por tres unidades originalmente designadas por Wheeler (1929) como formaciones Salada, Pujamana y Galembo, litológicamente conformadas por calizas con textura *wackestone-mudstone*, ricas en foraminíferos planctónicos, materia orgánica y concreciones micríticas (formaciones Salada y Galembo) y por arcillolitas y lodolitas terrígenas con intercalaciones de cuarzoarenitas y limolitas de cuarzo bioper-turbadas (Formación Pujamana) (Terraza, 2019). Similar al caso de las formaciones La Frontera e Hiló, la edad, relaciones estratigráficas y litología de la “formación La Luna” son muy disímiles a la edad, relaciones estratigráficas y litología de las formaciones Hondita y Loma Gorda de este trabajo, por lo cual no deben ser utilizadas en el valle alto del Magdalena.

Los “20 m de shales y lutitas grises que contienen grandes y abundantes concreciones

de forma discoidal” que están encima de la Formación Hondita y están suprayacidos por un nivel de 12 m aproximadamente, constituido por una “alternancia de shales y lutitas con intercalaciones de *cherts* dispuestos en bancos que oscilan entre 2 y 10 cm de espesor”, pertenecientes a la base de la Formación Loma Gorda y referenciados por De Porta (1965, p. 13) en la descripción original de la unidad, se constituyen en niveles de referencia para la cartografía geológica, ya que se reconocen en toda el área de estudio desde el municipio de Aipe al

norte hasta la población de La Plata al sur, cartografiables a escala 1:25000. Por esta razón, este nivel ameritaría el rango de Formación, especialmente las capas que contienen los *cherts* (figura 31), porque resalta topográficamente dando escarpes medianamente pronunciados, mientras que el nivel infrayacente de *shales* y lutitas grises con grandes concreciones produce un valle que permite delimitar muy bien el techo de la infrayacente Formación Hondita que genera escarpes topográficos.



Figura 31. Interposición de *cherts*, limolitas silíceas levemente calcáreas y lodolitas calcáreas en la base de la Formación Loma Gorda; las capas que forman un valle representan las lodolitas calcáreas y las capas que resaltan topográficamente corresponden a *cherts* y limolitas silíceas Quebrada Bambucá (N: 859 834, E: 860 543, Z: 552, Az: 20°)

Fuente: Convenio SGC-UNAL (2018)

Descripción litológica: la Formación Loma Gorda aflora en el flanco oriental del Anticlinal de Nátaga, sector del río Yaguaracito (R4, S4) y entre las fallas de Itaibe y Pacarní (U1-U2, V1, W1). También, aparece en los flancos del Sinclinal de Itaibe (T1-T2); al sur

de Paicol en los flancos del Sinclinal de La Cumbre (U3, V3); al occidente de la Falla de Teruel y en los flancos del Anticlinal de La Hocha (O7, P7, Q6-Q7, R6-R7, S7, T6-T7, U6); al norte de Yaguará hasta Palermo en la terminación NE del Anticlinal de La Guagua y

la continuación al SW de su flanco oriental (L9-L10, M9-M10, N10, O8-O10); al norte del Sinclinal de Nazaret (K11, L11-L12, M10); al occidente de Yaguará en una franja angosta orientada N-S (P8, Q8, R8); y en los flancos del Sinclinal de Media Luna (A13, B12-B13).

En la quebrada Bambucá, la Formación Loma Gorda aflora entre el metro 510,5 y 700,0, con un espesor total de 189,5 metros (figura 32). La base de la formación, entre el metro 510,5 y 527,0 (16,5 m), está constituida por una secuencia de limolitas calcáreas fosilíferas en capas medianas planas paralelas y laminación interna plana paralela por color, partición *papery* y *shaly*, con algunas capas gruesas y muy gruesas lenticulares. Se intercalan calizas *wackestone-packstone* de foraminíferos planctónicos internamente finamente laminadas de forma plana paralela a macizas que resaltan topográficamente sobre las limolitas calcáreas; presencia de grandes concreciones calcáreas métricas de composición y laminación similar a la de las calizas. El color de la roca es gris parduzco a gris medio. En el metro 526,2 se halla un nivel de capas medianas de 80-100 cm de espesor, de arenitas fosfáticas calcáreas con laminación plana paralela continua, compuesto por tres capas de 20 cm cada una de arenitas alternando con dos capas de 20 cm arcillolitas negras no calcáreas laminadas.

Los primeros 16,5 m de la Formación Loma Gorda generan un valle geomorfológicamente similar al valle que forma el nivel de "20 m de shales y lutitas grises que contienen grandes y abundantes concreciones de forma discoidal" descrito por De Porta (1965, p. 13, lámina 1) en la base de la Formación Loma Gorda en la sección tipo de Piedras, que se reconoce y se puede cartografiar en toda el área de estudio.

Entre el metro 527,0 y 559,0 se presenta una intercalación de capas delgadas a medianas de *cherts*, capas medianas de limolitas silíceas y capas delgadas de lodolitas calcáreas (ver figura 31). Estas rocas presentan estra-

tificación y laminación plana paralela continua. Los *cherts* son levemente calcáreos, de color negro y presentan partición tipo *flaggy* y *slaby*. Las limolitas silíceas son levemente calcáreas, de color negro grisáceo y gris oscuro y tienen partición en panelita tipo *shaly*. Las lodolitas calcáreas son de color negro grisáceo y presentan partición tipo *papery* a *shaly*. Estas rocas presentan un grado de bioperturbación bajo donde se observan láminas regulares, y es posible reconocer foraminíferos planctónicos y nódulos fosfáticos.

Entre el metro 559,0 y 576,3 se presenta una sucesión granodecreciente, compuesta de capas delgadas a medianas de limolitas silíceas con laminación plana paralela continua y grado de bioperturbación moderado (láminas irregulares), que varían a capas gruesas de lodolitas negras físciles con partición tipo *shaly* y grado de bioperturbación bajo (láminas regulares).

Entre el metro 576,3 y 586,7 se encuentran capas medianas a gruesas de lodolitas negras, físciles, con laminación plana paralela continua a discontinua. Entre el metro 594,5 y 623,2 predomina una sucesión capacreciente, heterolítica, compuesta de capas muy delgadas a delgadas de lodolitas con laminación plana paralela continua y grado de bioperturbación bajo, donde se observan láminas regulares que varían a capas delgadas de limolitas silíceas con laminación plana paralela continua y grado de bioperturbación muy alto, la laminación es moteada indistinta. En el metro 615,0 aflora una capa mediana de arenita de grano muy fino que contiene glauconita y amonitas. Las rocas son de color negro grisáceo, gris oscuro medio y gris medio, y presentan partición tipo *shaly* y *slaby*.

Entre el metro 623,2 y 684,8 se presentan intercalaciones de capas delgadas de lodolitas color gris oscuro, con estratificación y laminación plana paralela continua con partición tipo *shaly* con esporádicas apariciones de limolitas color marrón moderado,

con laminación plana paralela continua y partición tipo *flaggy*. Entre el metro 684,8 y 700,0 hay un intervalo cubierto.

En los metros 532,0; 533,8; 534,9 y 547,4 aparecen capas medianas a gruesas de fosforitas, color negro grisáceo con textura *packstone* de fragmentos fosfáticos de peces tamaño arena muy fina a mediana; no muestran laminación debido al alto grado de bioperturbación (moteado distinto). En el metro 615,0 aparece una capa mediana de 30 cm de espesor, de arenita de grano muy fino con madrigueras.

En la Formación Loma Gorda se encuentran concreciones calcáreas con dimensiones entre 15 cm de ancho y 25 cm de largo, hasta 45 cm de ancho y 80 cm de largo. En esta unidad se encontraron ejemplares de amonoideos, fragmentos de peces, foraminíferos e icnofósiles.

En el río Iquira se levantaron 148 m de la Formación Loma Gorda, los cuales se describen a continuación (figura 33). En la lámina 9 se ilustran imágenes de secciones delgadas de esta unidad.

La base, metro 74,7 a 82,2, está constituida por lodolitas calcáreas de color gris parduzco y marrón medio con foraminíferos planctónicos (5-10 %), intraclastos fosfáticos flotantes (2-5 %), bien estratificadas y laminadas con partición *papery* ("hojosa"), en capas medianas a delgadas de forma plana paralela continua, laminación muy delgada y delgada plana paralela discontinua. Se intercalan con capas tabulares de 20 a 30 cm de *wackestone* fosilífero (biomicrita rala) con 10-40 % de foraminíferos planctónicos, color marrón grisáceo a marrón pálido con laminación muy delgada plana paralela continua, que resaltan topográficamente con respecto a las lodolitas. Son frecuentes concreciones micríticas con pirita de color gris parduzco, forma elipsoidal o subesférica y tamaño decimétrico (desde 20 hasta 70 cm).

Entre los metros 91,0 y 120,1 se presentan porcelanitas de color gris parduzco claro y

marrón amarillento pálido, ligeramente calcáreas, con foraminíferos planctónicos (2-7 %), estratificadas en capas medianas a delgadas planas paralelas continuas, laminación muy delgada y delgada plana paralela discontinua y continua. Ocasionalmente se intercalan capas delgadas de arcillolitas silíceas de color gris parduzco. Entre los metros 94,5 y 99,3 se presentan capas tabulares medianas de *wackestone* fosilífero (biomicrita rala) con foraminíferos y restos óseos, exhibiendo laminación muy delgada plana paralela continua. En el metro 92,3 se presenta una capa tabular de 25 cm de fosforita con textura *packstone*, color marrón amarillento oscuro, espesor irregular, textura arena fina hasta guijo, moderadamente calibrada con intraclastos fosfáticos que alcanzan los 20 mm de diámetro localizados en la base de la capa. Entre los metros 112,5 y 121,8 se intercalan lodolitas silíceas, color gris oscuro y gris claro, con estratificación gruesa a mediana plana paralela continua y laminación muy delgada plana paralela continua.

En la parte media a superior, entre los metros 121,8 y 219,1, se observan secuencias granocrecientes de arcillolitas a limolitas o arenitas con predominio de arcillolitas de color gris oscuro gris parduzco y gris oscuro medio, blandas y físciles, con menos del 1 % de muscovita de textura limo grueso, estratificación y laminación delgada plana paralela continua (figura 34). Las arcillolitas pasan gradualmente a lodolitas de color gris oscuro y gris oscuro medio, muscovíticas (1 %), con estratificación delgada plana paralela discontinua; muestran laminación muy delgada plana paralela discontinua y laminación mediana ondulosa paralela discontinua. Las lodolitas gradan a capas delgadas y medianas de limolitas cuarzosas, color gris parduzco, ligeramente calcáreas, con laminación ondulosa no paralela discontinua. Finalmente, las limolitas gradan a cuarzoarenitas de color gris parduzco claro, textura muy fina, con estratificación mediana y gruesa levemente ondulada paralela continua y laminación heterolítica ondulosa, donde alternan láminas delgadas de arcillolita con láminas medianas de arenita muy fina.



Figura 34. Sucesión granocreciente de arcillolitas a cuarzarenitas en la Formación Loma Gorda Río Yaguará, municipio de Iquira (N: 783 210, E: 1 164 343, Z: 680, Az: 42°)

En la Formación Loma Gorda se presentan concreciones micríticas con pirita de color gris oscuro, forma elipsoidal o subesférica, decimétricas (desde 20 hasta 60 cm); además, se encuentran escamas de peces e impresiones de amonitas y bivalvos (*Inoceramus* sp.).

En general, la Formación Loma Gorda genera depresiones topográficas en el paisaje, por estar constituida predominantemente por rocas finogranulares incompetentes; solo el nivel inferior que contiene los *cherts* en la base de la formación genera escarpes medianamente empinados, como ya se indicó previamente.

Posición estratigráfica, edad y espesor: los contactos de la Formación Loma Gorda con la infrayacente Formación Hondita y con la suprayacente Formación Lidita Inferior son concordantes y netos.

Mediante amonitas se estableció como coniaciana la edad de la Formación Loma Gorda en la quebrada Bambucá (Convenio SGC-UNAL, 2018, p. 179). Con base en foraminíferos planctónicos, Guerrero *et al.* (2000, p. 66) cita una edad para su “formación Lomagorda” de Turoniano a Santoniano temprano, con la salvedad de que dicha formación corresponde a las formaciones Hondita y Loma Gorda del presente estudio.

En la sección estratigráfica de la quebrada Itaibe, la edad de la Formación Loma Gorda está en el rango Coniaciano-Santoniano con base en foraminíferos planctónicos y bentónicos, sin precisar el límite entre estos dos pisos; allí, la Formación Loma Gorda está representada por la parte superior del nivel N-15 y la parte inferior del nivel N-14 (ver columna estratigráfica en la figura 3 de Mendivelso, 1993).

El espesor de la Formación Loma Gorda en la quebrada Bambucá es de 190 m y en el río Iquira es de 148 m. En la quebrada Itaibe, la Formación Loma Gorda tendría un espesor aproximado de 73 m, representados por 40 m de la parte superior del nivel N-15 y por 33 m de la parte baja del nivel N-14 (ver columna estratigráfica de Mendivelso, 1993).

Grupo Olini (K2o) Santoniano-Campaniano temprano

Autoría y sección tipo: el nombre Olini fue creado por la compañía petrolera *International Petroleum Company (Colombia) Ltd.*, Bogotá, de acuerdo con la publicación de Petters (1954, p. 37). El nombre aparece publicado en el trabajo de Petters (1954, p. 38-39) que describe varias especies de foraminíferos del terciario y Cretácico superior de Colombia, específicamente en el “*Upper Chert*” y “*Upper Sandstone member*” del Grupo Olini por la carretera El Valle-Chicoral, al sur del puente sobre el río Luisa, y a 4 km al SE de Ortega sobre la vía a El Guamo (departamento del Tolima). No hay descripción litológica y se especula que el nombre provenga de la quebrada Olini localizada al oriente de Chaparral (esto se infiere de la referencia que hace Miley, 1945, p. 19, sobre la sección estratigráfica de la “formación Villeta” levantada en la quebrada Olini, en su reporte geológico del área de Chaparral-Ortega).

Las unidades que conforman el Grupo Olini se mencionan y describen en el reporte geológico de Miley (1945, p. 18) de la compañía *Texas Petroleum Company* del área Chaparral-Ortega. La parte concerniente a la “formación Villeta” se subdivide en tres unidades, una zona superior, un horizonte medio y una zona basal. Igualmente, el horizonte medio se subdivide en tres zonas, una zona de *chert* superior e inferior (“*upper chert zone*” y “*lower chert zone*”) separadas por un *shale* negro muy calcáreo, bien laminado, con ocasionales concreciones de caliza (ver nomenclatura de Miley, 1945, en la figura 5). Posiblemente, desde aquella época, las unidades superior e inferior del Grupo Olini se vienen designando como “*Upper Chert*” y “*Lower Chert*” por la industria del petróleo en el valle alto del Magdalena, previo a que De Porta (1965) las propusiera informalmente en el área de Piedras como Lidita Superior y Lidita Inferior.

De Porta (1965, p. 14-16) redefine el Grupo Olini manteniendo el nombre asignado por Petters (1954). De esta manera, queda conformado por la Lidita Superior en el techo, el Nivel de Lutitas en la parte media y la Lidita Inferior en la base. Cáceres y Etayo (1969b, p. 7) le asignan rango de Formación a la Lidita Inferior y a la Lidita Superior, más no al nivel entre estas dos formaciones que permanece informal como Nivel de Lutitas.

Descripción original del Grupo Olini:

El grupo Olini consta de dos niveles silíceos con una intercalación de lutitas que los separa. Queda limitado en la base por la formación Loma Gorda y en el techo por el Nivel de Lutitas y Arenas. Los dos límites son nítidos y vienen determinados por la aparición de las primeras capas de *chert* correspondientes a la Lidita Inferior en la base y por la desaparición de las capas de *chert* que corresponden a la Lidita Superior en el techo [sic]. (De Porta, 1965, p. 14).

Descripción original de la Formación Lidita Inferior:

La sucesión estratigráfica (figura 2) consta de una alternancia de chert de tipo porcelanita y cherts carbonáceos, en capas delgadas de 2 a 20 cm, con lutitas y shales negros cuyos espesores oscilan entre 2 y 10 cm. El espesor de la Lidita Inferior es en esta sección de unos 30-35 m, aunque Bürgl y Dumit le asignan en la sección de Girardot-Nariño unos 70 m, de espesor. Téllez y Navas (1962) le dan un espesor de 30 m en la región de Gualanday Coello [sic]. (De Porta, 1965, p. 15).

Bürgl y Dumit (1954, p. 35) la denominan "primera lidita". Bürgl (1961, p. 27) utiliza el término Lidita Inferior para esta unidad.

Descripción original del Nivel de Lutitas:

Queda perfectamente determinado por estar intercalado entre la Lidita Inferior y la Lidita Superior. Sus límites son muy nítidos por el cambio litológico que tiene lugar. En la base del Nivel aparecen unas lutitas grises, localmente arenosas. Hacia la parte media se intercalan entre las lutitas algunos bancos de chert, pero siempre se encuentra un predominio de las capas de lutitas. El techo de la sucesión presenta unas shales muy estratificadas. El espesor de la sección es de 65 m. Este nivel se extiende por toda la barrera de Girardot-Guataquí y presenta algunas variaciones de facies. Según Petters debe ser bastante arenoso a juzgar por el nombre que le asignó. La potencia es también otro carácter que se presenta muy variable: Téllez y Navas (1962) le dan una potencia de 40 m, en la región de Gualanday-Coello; Bürgl y Dumit (1954), le asignan un espesor de 120 m, entre Girardot-Nariño [sic]. (De Porta, 1965, p. 15).

Descripción original de la Formación Lidita Superior:

La Lidita Superior representa el techo del grupo Olini. A ella se refirió Petters (1954) bajo el nombre de Upper Chert. Bürgl y Dumit (1954) la denominan Primera Lidita, pero Bürgl (1961a) cambia esta nomenclatura por la de Lidita Superior.

El límite inferior con el Nivel de Lutitas es nítido y está representado por la aparición de las capas de chert que alternan con lutitas y shales. Los chert están representados por porcelanitas y cherts carbonáceos en bancos que pueden alcanzar hasta los 40 cm de espesor. Intercaladas entre las capas de lutitas y shales son frecuentes las láminas de yeso que a veces llegan a tener un espesor de dos cm. Por término medio la Lidita Superior tiene una potencia de 60 m, aunque este valor varía de unas localidades a otras. Así para Bürgl y Dumit (1954) alcanza los 110 m en la sección de Girardot-Nariño, mientras que Téllez y Navas (1962) encuentran un espesor de 50 m en el área de Gualanday-Coello [sic]. (De Porta, 1965, p. 15-16).

La sección tipo del Grupo Olini y sus unidades constitutivas, de base a techo Lidita Inferior, Nivel de Lutitas y Lidita Superior (*sensu* De Porta, 1965), se localiza por el camino real que del municipio de Piedras conduce al caserío de La Tabla en el departamento del Tolima.

En un intento por formalizar la unidad intermedia del Grupo Olini (Nivel de Lutitas *sensu* De Porta, 1965, p. 15), Guerrero *et al.* (2000, p. 71-74) acude a la estratigrafía informal utilizada por la industria del petróleo y a las descripciones litológicas que aparecen en Barrio y Coffield (1992, p. 133) en la región entre Payandé y Chaparral (localizada al W y SW, contigua a la sección tipo de De Porta, 1965, en el departamento del Tolima) donde hacen referencia a "El Cobre Sandstone".

Guerrero *et al.* (2000, p. 71-74) denominan la unidad intermedia del Grupo Olini de igual forma que Barrio y Coffield (1992, p. 133), y obvian el término "sandstone" (Formación El Cobre) argumentando que la unidad no está compuesta en su totalidad por arenitas. Indican que la localidad tipo es la misma que la del Grupo Olini en el área de Piedras, presenta 140 m de espesor y su litología dominante son arenitas fosilíferas glauconíticas de grano muy fino con una proporción inferior de bioesparitas arenosas.

De acuerdo con lo expuesto, se considera que la definición fue ambigua, porque no se precisa con exactitud la composición de las arenitas, no se sabe si predominan las cuarzoarenitas, las arenitas líticas o las arcósicas, y en ese escenario cualquier tipo de arenita quedaría incluido en la Formación El Cobre. Además, “*El Cobre Sandstone*” de Barrio y Coffield (1992, p. 133) corresponde únicamente a los últimos 15-20 m de arenitas finas a medias de color gris a amarillo con estratificación cruzada, pobre a bien seleccionadas, que están en contacto neto erosivo con una sucesión infrayacente de 360-365 m de espesor, donde dominan calizas micríticas de color gris a marrón finamente laminadas y arenitas calcáreas de color gris a verde claro con concreciones, bivalvos y amonitas, que se presentan entre los municipios del Valle de San Juan y San Luis.

Un poco más al SW del sitio anterior (quebrada El Loro), Barrio y Coffield (1992) muestran que la sección entre los dos *cherts* (equivalente a la Formación El Cobre *sensu* Guerrero *et al.*, 2000) está compuesta por arenitas verdes con abundante estratificación lenticular y *flasser* deformada por compactación. Un poco más al sur de la quebrada El Loro (zona de Ortega), Barrio y Coffield (1992, p. 133) reportan que la sección entre los *cherts* (correspondiente a la Formación El Cobre *sensu* Guerrero *et al.*, 2000) consiste de caliza marrón y negra finamente laminada, con abundante microfauna; el techo está dominado por margas amarillentas laminadas con capas de coquina y capas delgadas de arenitas calcáreas.

Como se puede ver, el intervalo estratigráfico entre las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior es muy variado litológicamente con cambios laterales de facies entre sitios relativamente cercanos. Por esta razón, Barrio y Coffield (1992, p. 125, 133) interpretan a “*El Cobre Sandstone*” como una unidad lenticular que cambia lateralmente de facies y está localizada al norte del área de Payandé-Chaparral. Ellos la interpretan

paleoambientalmente como el producto de un flujo de arena marina que se originó desde la cordillera Central, parcialmente levantada, y que se acumuló en el depocentro de la cuenca sobre sedimentos de “agua profunda”, indicando que es un buen ejemplo de afluencia terrígena sobre una plataforma de carbonatos.

Caicedo *et al.* (2000) muestran que la “Arenisca del Cobre” (equivalente a la Formación El Cobre de Guerrero *et al.*, 2000) aflora en un sector muy restringido del valle alto del Magdalena (<200 km²), en el área del municipio del Valle de San Juan y sus alrededores en el departamento del Tolima, lo cual confirma la interpretación local restringida que le da Barrio y Coffield (1992, p. 125, 133) a “*El Cobre Sandstone*” en la zona de Payandé-Chaparral. Caicedo *et al.* (2000) también muestran con cartografía geológica y estratigrafía detalladas que la “Arenisca del Cobre” (correspondiente a la Formación El Cobre de Guerrero *et al.*, 2000, p. 71-74) está constituida por sublitoarenitas con líticos de *chert*, vulcanitas y metamorfitas (Q: 81,5-88,8 %, F: 0-3 %, L: 11,2-17,5 %), cuya procedencia es la ancestral cordillera Central, similar a la interpretación de procedencia que Barrio y Coffield (1992, p. 133) le dan a “*El Cobre Sandstone*”.

La unidad “*Upper Sandstone member*” de Peters (1954, p. 39), que aflora 4 km al SE de Ortega por la carretera a El Guamo en la porción media del Grupo Olini, posiblemente representa otro cuerpo arenoso geográficamente diferente a “*El Cobre Sandstone*” de Barrio y Coffield (1992, p. 133) y a la “Arenisca del Cobre” de Caicedo *et al.* (2000) por las siguientes razones:

1) Hacia el SW y S-SE de Ortega, el “*Upper Sandstone member*” desaparece, y prevalecen las facies terrígenas finogranulares en la parte media del Olini como ocurre en la quebrada Calambé (13 km aproximadamente al SW de Ortega), en las quebradas Aico y Umbala (a 15 km al S-SE de Ortega

cerca de Coyaima) y en la quebrada Paipa (42 km al S-SW de Ortega y 2 km al SE de Ataco). En la quebrada Calambé, Etayo y Flórez (1994, p. XII-13) reportan lodolitas limosas a limoarenosas, un poco calcáreas, macizas, de color gris oscuro, en la unidad intermedia del Grupo Olini. En las quebradas Aico y Umbala, Jaramillo y Yepes (1994, p. XVII-9–XII-10) dataron palinológicamente el Grupo Olini y muestran en la columna estratigráfica al Nivel de Lutitas de De Porta (1965). Más al sur, en Ataco y quebrada Paipa, la parte media del Olini está constituida por lodolitas terrígenas negras con algunos niveles intercalados de biomicritas de color negro parduzco (Convenio SGC-UNAL, 2018, p. 430-431).

2) A 12 km al NE de Ortega, en inmediaciones del río Cucuana, Terraza *et al.* (2002, p. 54) reportan el Nivel de Lutitas en la parte intermedia del Grupo Olini entre las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior.

De igual manera, la “Arenisca del Cobre” de Caicedo *et al.* (2000) (equivalente a la Formación El Cobre de Guerrero *et al.*, 2000, p. 71-74), aflorante en el Valle de San Juan y sus alrededores, cambia facialmente al “Nivel de Lutitas” de De Porta (1965, p. 15) a 18 km al NE de esta población, en cercanías a Chicoral. Al norte y NE de Chicoral también dominan ya las facies finogranulares descritas por De Porta (1965, p. 15) en la sección tipo del Olini en el área de Piedras (aproximadamente a 34 km en línea recta desde Chicoral) y en el área denominada por De Porta (1965) como la barrera de Guataquí-Girardot, localidad tipo de esta unidad.

En este contexto litológico y estratigráfico, tanto “*El Cobre Sandstone*” como el “*Upper Sandstone member*” pueden interpretarse como lóbulos deltaicos independientes (“*braid deltas*” o “*fan deltas*”), depositados sincrónicamente, pero en regiones distintas; no obstante, pueden agruparse en la Formación El Cobre de Guerrero *et al.* (2000) (figura 35). Salazar (1992, p. 163-164) interpreta “*El Cobre Sandstone*” y las forma-

ciones “Monserrate”, La Tabla y Cimarrona de forma similar. Indica que su origen está relacionado con pulsos tectónicos de corta duración o episodios de levantamiento en el arco, cerca del margen occidental de la cuenca (refiriéndose al valle alto del Magdalena), que produjeron una gran afluencia de sedimentos de grano grueso y originaron un “*braid delta*” o una progradación de la línea costera influenciada por las mareas, sobre sedimentos hemipelágicos predominantemente silíceos y sedimentos de grano fino de plataforma mixta, siliciclástica y calcárea, resultantes de períodos prolongados de sedimentación de lodos silíceos y calcáreos de baja energía.

Por lo anteriormente expuesto, no se debe extender la Formación El Cobre (*sensu* Guerrero *et al.*, 2000, p. 71-74) a todo el valle alto del Magdalena y se debe restringir únicamente a la porción occidental más norte del mismo, a la región de Chaparral-Payandé (ver figura 35). En la figura 5 se pueden comparar las distintas nomenclaturas utilizadas en el valle alto del Magdalena y la que se propone en este trabajo.

A medida que la Formación El Cobre de Guerrero *et al.* (2000) vaya cambiando lateralmente de facies y las arenitas queden subordinadas a otras litologías finogranulares, el nombre de la unidad deberá ser sustituido por el Nivel de Lutitas de De Porta (1965), que aún no ha sido formalizado. Tchegliakova y Mojica (2001, p. 47) proponen la “Formación Lutitas y Areniscas” como unidad formal para la parte media del Grupo Olini en sustitución del Nivel de Lutitas de De Porta (1965) en el área de la barrera de Girardot-Guataquí, nombre basado en el principio de prioridad y de la tradición en las publicaciones anteriores y porque el conjunto intermedio del Olini “tiene composición muy variable, entre lutitas predominantes con alternancia de areniscas, cintas de *chert* y calizas, o bancos de areniscas cuarzosas grises, medio a fino granulares”, argumentos que son válidos.

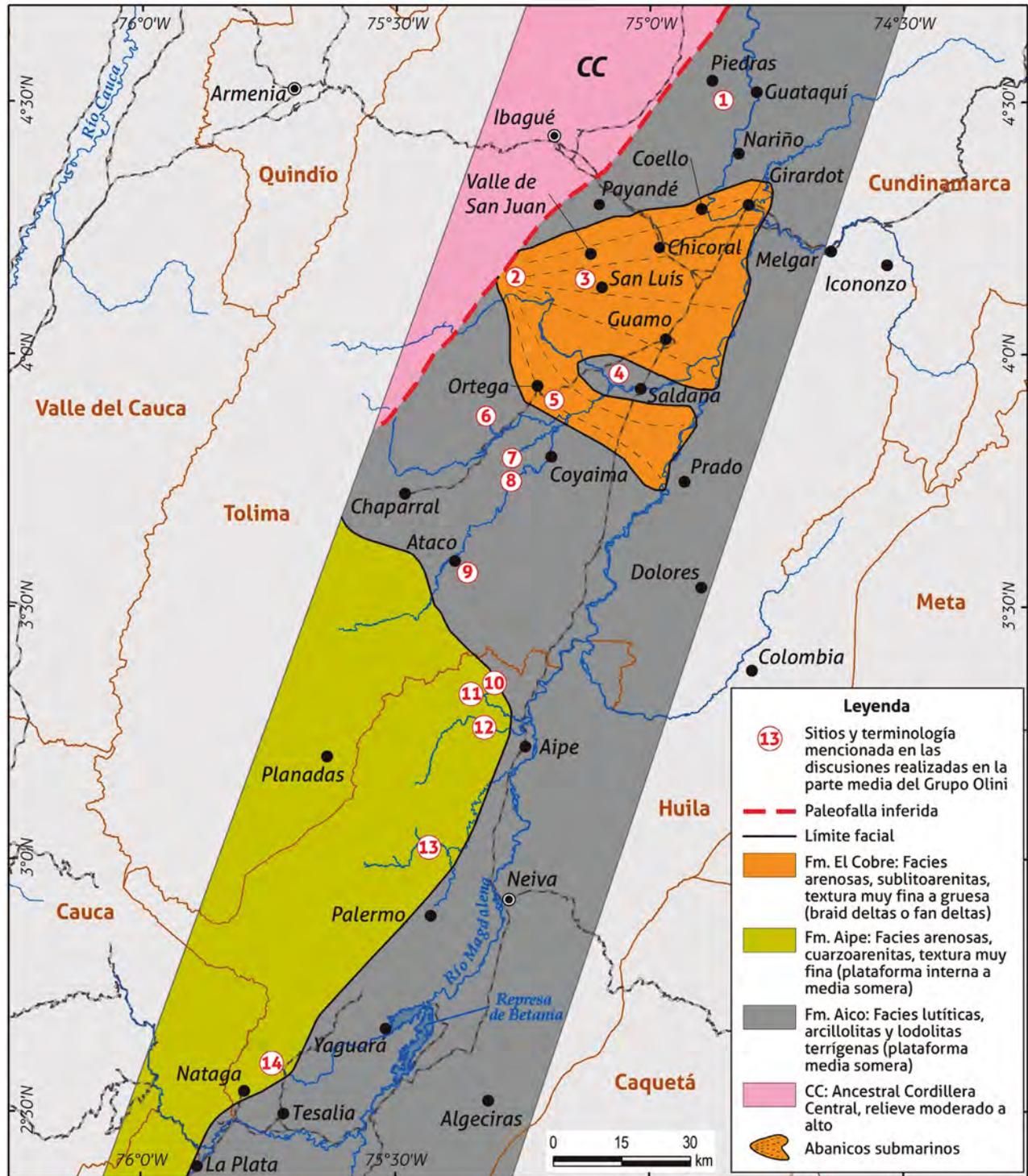


Figura 35. Esquema que muestra la posible distribución de facies arenosas (formaciones El Cobre y Aipe) y lutíticas (Formación Aico) al costado occidental del valle alto del Magdalena, sub-cuencas de Neiva y Girardot. La figura muestra la localización geográfica de los sitios y terminología mencionados en las discusiones realizadas en la parte media del Grupo Olini, entre las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior: 1: Sección tipo Grupo Olini, Piedras-La Tabla, 2: quebrada El Loro, 3: El Cobre Sandstone (Barrio y Coffield, 1992; Caicedo *et al.*, 2000), 4: río Cucuana, 5: Upper Sandstone Member (Peters, 1954), 6: quebrada Calambé, 7: quebrada Aico, 8: quebrada Umbalá, 9: quebrada Paipa, 10: Sinclinal de Media Luna, 11: quebrada Bambucá, 12: río Aipe, 13: río Yaya y 14: río Yaguaracito. **Fuente:** Peters (1954), De Porta (1965), Barrio y Coffield (1992), Jaramillo y Yepes (1994), Etayo y Flórez (1994), Etayo *et al.* (1997), Caicedo *et al.* (2000), Guerrero *et al.* (2000), Terraza *et al.* (2002)

No obstante, tal denominación es inconveniente. Primero, porque se confunde con el nivel de Lutitas y Arenas que suprayace a la Formación Lidita Superior (De Porta, 1965, p.18-20), por lo cual el principio de prioridad y de la tradición en las publicaciones anteriores no sería válido. Segundo, porque este intervalo litológicamente varía ampliamente como ya se indicó, dominando las arenitas en unos sectores (Formación El Cobre de Guerrero *et al.*, 2000, p. 71-74, en el Valle de San Juan, sub-cuenca de Girardot, o la Formación Aipe del presente estudio, en el río Aipe, sub-cuenca de Neiva, discutida más adelante), y en otras áreas prevalecen las lutitas (como en la quebrada El Caney, sub-cuenca de Neiva, donde se propone formalmente la Formación Aico que se tratará posteriormente). Tercero, porque no cumple con las normas de la ISG (Salvador, 1994; Murphy y Salvador, 1999).

Un nivel constituido predominantemente por arenitas terrígenas cuarzosas de grano muy fino aparece entre las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior en el área de estudio, en los siguientes lugares de norte a sur: Sinclinal de Media Luna, quebrada Bambucá, río Aipe y de este río hacia el sur en dirección S-SW por más de 35 km (hasta el sur del río Yaya) (ver figura 35), donde es interrumpido por la falla de San Francisco. En el sector del río Yaguaracito también dominan las arenitas cuarzosas en la parte media del Grupo Olini, aunque también hay limolitas de cuarzo hacia la base de este nivel intermedio. Para los sitios mencionados, se propone formalmente la nueva Formación Aipe que se describirá luego.

En las zonas restantes del área de estudio, en la parte intermedia del Grupo Olini, dominan las facies finogranulares con predominio de arcillolitas y lodolitas terrígenas sobre las demás litologías, por lo cual en esos sitios se propone formalmente la nueva Formación Aico que se tratará más adelante (ver figura 35).

Descripción litológica: el Grupo Olini aflora en el flanco oriental del Anticlinal de Nátaga en el río Yaguaracito (R4, S4) y en ambos flancos de esta estructura al sur del municipio de Itaibe (U1-U2, V1-V2, W1); en los flancos del Sinclinal de Itaibe (T1-T2, U1); al norte y oriente de Paicol en inmediaciones del río Páez (T3, U3); al occidente de la Falla de Teruel y en los flancos del Anticlinal de La Hocha (O7, P7, Q6-Q7, R6-R7, S6-S7, T6-T7, U6); al norte de Yaguará hasta Palermo en la terminación NE del Anticlinal de La Guagua y continuación al SW de su flanco oriental (L10, M10, N10, O9-O10, P8); al occidente de Yaguará en una franja angosta orientada N-S (P8, Q8, R8); al norte del Sinclinal de Nazaret (K11, L11-L12, M10); en una franja angosta con dirección NE y NW localizada al occidente y NW de Neiva (I11-I12, J12, K11-K12); en otra franja angosta con dirección N-NE-S-SW al occidente de la Falla de San Francisco (C12-C13, D12 E11, E12, F11, G11, H11, I10, I11); en los flancos del Sinclinal de Media Luna y en la quebrada Bambucá (A13, B12-B13). En las láminas 10, 11 y 12 se ilustran imágenes de secciones delgadas del Grupo Olini.

Las nuevas formaciones del Grupo Olini son las formaciones Aipe y Aico. La primera está constituida predominantemente por cuarzoarenitas de textura muy fina y color amarillo o marrón; la segunda, por arcillolitas y lodolitas grises; estas unidades tienen edad Santoniano tardío y se sitúan estratigráficamente en la parte media del Grupo Olini, entre las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior. A continuación, se describirán las nuevas formaciones Aipe y Aico propuestas para luego describir el Grupo Olini en la quebrada Bambucá.

Formación Aipe (K2ap) nueva unidad litoestratigráfica

Como se tiene certeza de que el nivel intermedio arenoso del Grupo Olini del área de estudio no se relaciona con la Formación El

Cobre de Guerrero et al. (2000, p. 71-74) y que este nivel aún no ha sido formalizado, en el presente trabajo se propone una nueva unidad litoestratigráfica denominada Formación Aipe. Esta unidad presenta buenos afloramientos en el río Aipe (C13), del cual toma su nombre. La sección tipo se localiza en jurisdicción del municipio de Aipe en el departamento del Huila y a ella se llega por un carreteable (sin pavimentar) que conduce a la bocatoma del acueducto del municipio. Este carreteable se desprende de la vía principal Aipe-Natagaima, aproximadamente 2 km al norte. Se toma el carreteable con dirección al occidente, hacia la vereda San Antonio, y se recorren unos 13 km por la margen derecha del río Aipe. Luego, se avanza unos 300 m por el camino que conduce a la bocatoma municipal y allí inicia la sección tipo, en el techo de la Formación Loma Gorda y finaliza en el contacto entre las formaciones Yaguará (nueva unidad que se discutirá posteriormente) y Seca. Las coordenadas del punto de inicio y finalización de la sección tipo son N: 852 961, E: 862 000, Z: 458 y N: 853 186, E: 861 798, Z: 445, respectivamente, con origen Bogotá-MAGNA.

Descripción litológica: en la sección tipo, la Formación Aipe presenta un espesor de 77,0 m (figura 36). De base a techo se encuentran 10,2 m de limolitas terrígenas de composición principalmente cuarzosa y que en menor proporción contienen sílice microcristalina, carbonatos y minerales fosfáticos. Estas ocurren en capas medianas a gruesas con estratificación plana paralela continua, color pardo amarillento pálido y gris oscuro, laminación delgada ondulada no paralela discontinua. Siguen 66,8 m de cuarzoarenitas de grano muy fino, maduras, color naranja muy pálido a gris amarillento, levemente fosfáticas, en capas muy gruesas (figura 37), con estratificación plana paralela continua, macizas o laminadas delgadamente de forma ondulada no paralela discontinua con presencia de algunos bioclastos y peloides fosfáticos. En la lámina 11 se ilustran algunas secciones delgadas de la Formación Aipe en su sección tipo del río Aipe.

Formación Aico (K2ai) nueva unidad litoestratigráfica

Allen (1989, p. 48) hace referencia al "Aico Shale" para designar la unidad que aparece entre el "Lower Chert" (equivalente a la Formación Lidita Inferior) y el "Upper Chert" (correspondiente a la Formación Lidita Superior) del "Grupo Villeta" en el campo petrolero de Ortega. No se indica una sección tipo, se especula que el nombre provenga de la quebrada Aico localizada 18 km al S-SW de Ortega, donde efectivamente se presentan facies finogranulares en la parte media del Grupo Olini (ver figura 9 de Jaramillo y Yepes, 1994), situación verificada por los autores del presente estudio que visitaron la quebrada Aico y un tramo de la carretera Coyaima-Chaparral, aledaño a la quebrada en mención. Allen (1989, p. 51) hace una reseña muy general de esta unidad indicando que el "Aico Shale" es del Coniaciano-Santoniano y tiene 500 a 600 pies de espesor (152-183 m).

Se propone como sección tipo de la Formación Aico la sección estratigráfica levantada en la quebrada El Caney con punto de inicio N: 768 208, E: 1 163 258, Z: 923 y punto de finalización N: 768 305, E: 1 163 028, Z: 903 (origen Oeste-MAGNA), jurisdicción del municipio de Tesalia en el departamento del Huila (T6). Allí se levantaron las formaciones Loma Gorda, Lidita Inferior, Aico, Lidita Superior y la Formación Yaguará (nueva formación de la cual se hablará más adelante). A la sección tipo de la nueva Formación Aico se puede llegar por la vía pavimentada Tesalia-Hobo avanzando 11 km hasta llegar al cruce que conduce a la vereda Alto de La Hocha (cruce señalado con una pancarta). Se toma el carreteable a la vereda Alto de La Hocha y a unos 700 m después de pasar la Hacienda El Viso se encuentra el lugar donde la quebrada El Caney corta el carreteable. En este punto se inicia un recorrido a pie por la quebrada y por una zona llana de potreros por aproximadamente 1,8 km en dirección E, hasta un boquerón que forma la quebrada al cortar el escarpe formado

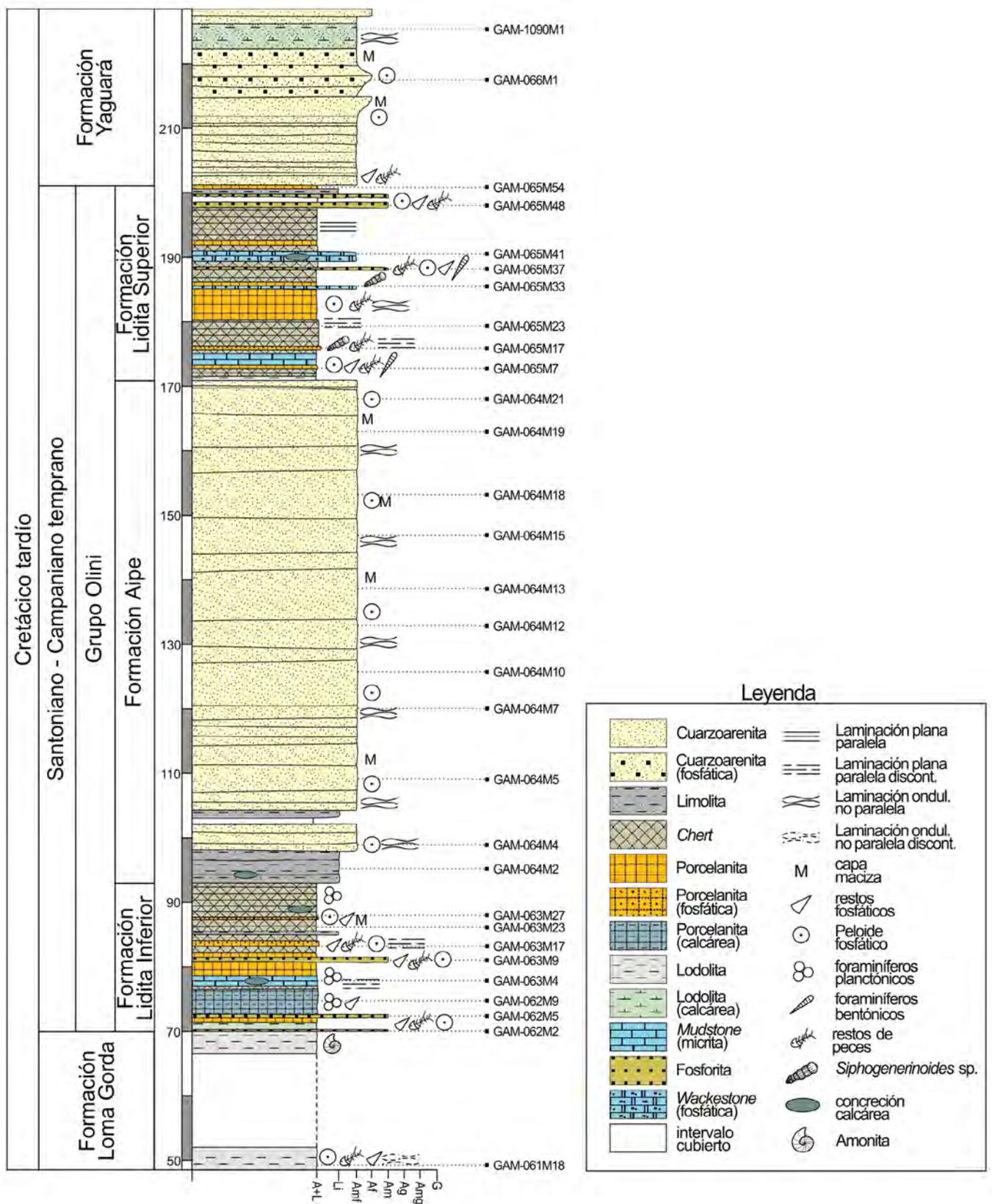


Figura 36. Sección estratigráfica de la Formación Aipe en la sección tipo. La columna estratigráfica incluye parte de la Formación Loma Gorda y de las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior Río Aipe, municipio de Aipe.



Figura 37. Capas tabulares de cuarzoarenitas de textura muy fina de la Formación Aipe
Margen derecha del río Aipe (N: 853 078, E: 861 968, Z: 446, Az: 250°)

por la Formación Yaguará. Este filo corresponde al punto de finalización de la sección de la quebrada El Caney; el punto de inicio se localiza 400 m aguas arriba en dirección E sobre el cauce de la misma, en la parte inferior de la Formación Loma Gorda.

Descripción litológica: en la sección tipo de la quebrada El Caney, la Formación Aico presenta un espesor de 29,0 m (figura 38). De base a techo se encuentran 0,9 m de limolitas cuarzosas de color gris parduzco, dispuestas en capas delgadas planas paralelas continuas con laminación muy delgada ondulosa no paralela discontinua y plana paralela discontinua, 1,8 m de lodolitas de color gris oscuro, negro parduzco, fisiles, dispuestas en capas delgadas con estratificación plana paralela continua y laminación

muy delgada ondulosa no paralela discontinua y plana paralela discontinua. Sigue un intervalo cubierto de 9,9 m.

Continúan 1,2 m de limolitas cuarzosas de color gris parduzco, dispuestas en capas delgadas planas paralelas continuas con laminación muy delgada ondulosa no paralela discontinua y plana paralela discontinua. Finalmente, se presentan 15,2 m de arcillolitas de color gris oscuro a gris medio, con radiolarios (3 %), ligeramente fosfáticas (1-3 % de *pellets* y restos de peces de tamaño arena fina y media) con estratificación delgada plana no paralela discontinua y plana paralela continua, laminadas muy delgadamente de forma ondulosa no paralela discontinua y plana no paralela discontinua. Ocasionalmente se presentan con-



creciones micríticas de color gris oscuro, forma elipsoidal y tamaño centimétrico en las que son comunes los restos de conchas de bivalvos y peces.

En la quebrada Bambucá se realizó la siguiente descripción litológica del Grupo Olini (Convenio SGC-UNAL, 2018, p. 179-237; en este trabajo la unidad intermedia del Grupo Olini se referencia como “Formación El Cobre”, que corresponde a la nueva Formación Aipe del presente estudio).

Formación Lidita Inferior (K2li)

Descripción litológica: la Formación Lidita Inferior se levantó entre el metro 700,0 y 712,4 con un espesor total de 12,4 metros. Está constituida por una intercalación de capas delgadas a medianas de *cherts* con estratificación y laminación plana paralela

continua, con capas delgadas de porcelanitas levemente calcáreas con estratificación y laminación plana paralela continua. Los *cherts* son de color gris medio claro, negro grisáceo y gris parduzco claro, presentan partición en panelitas tipo *slaby* y un grado de bioperturbación bajo donde se observan láminas regulares; estas láminas contienen foraminíferos planctónicos. Las porcelanitas son levemente calcáreas, de color gris claro y marrón claro, y tienen partición tipo *slaby*. Se reconocieron ejemplares de amonoides del grupo de los baculitidos.

En los metros 701,0 y 705,5 aparecen fosforitas con estratificación levemente ondulosa paralela continua, representadas en una capa mediana de 20 cm y una capa gruesa de 70 cm de espesor, respectivamente, compuestas de peloides y fragmentos fosfáticos tamaño arena media (figura 39).

Formación Aipe (K2ap)

La Formación Aipe aflora entre el metro 712,4 y 767,2, con un espesor total de 54,8 metros, y está constituida por capas muy gruesas y tabulares de arenitas con estratificación ondulosa paralela continua y laminación ondulosa no paralela continua (figura 40). Las arenitas son de color anaranjado amarillento pálido y marrón oscuro, con granos tamaño fino a mediano, subangulares, con selección moderada, compuestos por 96,0 % de cuarzo, 2,0 % de líticos y 2,0 % de peloides, con lámi-

nas arcillosas de materia orgánica. Presentan partición tipo *massive* y un grado de bioperturbación que varía de moderado a alto donde se observan láminas irregulares a láminas moteadas distintas. Desde el metro 745,0 hasta los 767,2 disminuyen las láminas arcillosas con materia orgánica y aumenta la aparición de madrigueras y de cavidades generadas por disolución de concreciones y vertebras de peces; se encuentran icnofósiles y nódulos fosfáticos.



Figura 39. Intercalación de *chert* y porcelanitas levemente calcáreas en la Formación Lidita Inferior. Se destaca una capa maciza de fosforita (P) a la izquierda de la imagen; a la derecha, las capas que más resaltan topográficamente corresponden a *cherts*. Quebrada Bambucá (N: 859 830, E: 860 703, Z: 524, Az: 198°)
Fuente: Convenio SGC-UNAL (2018)

Figura 40. Capas tabulares de cuarzoarenitas laminadas de la Formación Aipe. Quebrada Bambucá (N: 859 820, E: 860 713, Z: 518, Az: 198°)
Fuente: Convenio SGC-UNAL (2018)



Formación Lidita Superior (K2ls)

Aparece entre el metro 767,2 y 798,8, con un espesor total de 31,6 metros. Está compuesta por una intercalación de capas delgadas a medianas de porcelanitas calcáreas con estratificación y laminación plana paralela continua y capas delgadas de *cherts* levemente calcáreos con estratificación y laminación plana paralela continua (figura 41). Entre el metro 796,7 y 798,8 aparecen 2,1 m de una sucesión terrígena fosfática compuesta de base a techo por 20 cm de

arcillolitas negras, continúan 90 cm de arenitas fosfáticas, siguen 30 cm de arcillolitas negras, luego 20 cm de arenitas calcáreas fosfáticas y termina con una capa granodreciente de 50 cm de arenita fosfática con clastos fosfáticos en la base de la capa. Por encima de esta sucesión aparecen lodolitas terrígenas pertenecientes a la base de la Formación Buscavida. Se observan algunas concreciones discoidales micríticas de tamaño decimétrico.



Figura 41. *Cherts* levemente calcáreos intercalados con porcelanitas calcáreas en la Formación Lidita Superior. Las capas más gruesas corresponden a porcelanitas y las delgadas a *cherts*; también se aprecian concreciones calcáreas decimétricas (C). Quebrada Bambucá (N: 859 760, E: 860 794, Z: 586, Az: 18°).
Fuente: Convenio SGC-UNAL (2018)

Tradicionalmente, se atribuye un origen biogénico primario a las capas de *cherts* y porcelanitas de la secuencia cretácica colombiana (Villamil 1994; Villamil *et al.*, 1999). Sin embargo, Terraza (2003) documentó petrográficamente un origen diagenético a partir de la silicificación parcial o total de biomiocresparitas ralas y miocresparitas en la Lidita Superior e Inferior del Grupo Olini del valle alto del Magdalena. En la zona aledaña a la población de Olaya Herrera en Tolima, Cortés (1994) propone la migración lateral de sílice por deformación tectónica como mecanismo que explicaría el origen secundario de algunos *cherts* del Grupo Olini, de manera similar a un proceso diagenético.

La expresión morfológica del Grupo Olini en el área de estudio es variable. Se destaca sobre la Formación Loma Gorda (infra-yacente) y Buscavida (suprayacente) cuando en la parte media aparece la Formación Aipe. Cuando se le superpone la Formación Yaguará, que presenta rocas más resistentes a la erosión, esta unidad es comparable morfológicamente con el Grupo Olini. Si en la parte media aflora la Formación Aico, el Grupo Olini en general forma un valle.

Posición estratigráfica, edad y espesor del Grupo Olini: en general, en el área de estudio, el Grupo Olini suprayace e infrayace en contacto neto concordante a las formaciones Loma Gorda y Buscavida (o Yaguará, de la cual se hablará más adelante), respectivamente. De igual forma, los contactos superior e inferior de las formaciones constitutivas (Lidita Inferior, Aipe o Aico y Lidita Superior) son concordantes y netos. En el río Iquirá, el contacto Lidita Inferior-Formación Aico se ubica en el techo de una capa de fosforita perteneciente a los últimos metros de la Formación Lidita Inferior y en la base de una capa de cuarzoarenita fosfática perteneciente a los primeros metros de la Formación Aico. En la quebrada El Caney, el contacto Aico-Lidita Superior se localiza en el techo de la última capa de lodolita de la



Figura 42. Contacto concordante-neto entre las formaciones Aico (K2ai) y Lidita Superior (K2ls). Sección tipo de la Formación Aico por la quebrada El Caney (N: 768 259, E: 1163 118, Z: 921, Az: 311°)

Formación Aico y en la base de una primera capa delgada de porcelanita fosfática perteneciente a la parte inferior de la Formación Lidita Superior (figura 42).

En varias secciones estratigráficas, como la de Yaguaracito (R4), Divino Niño (U3), quebrada Bambucá (B13), río Aipe (C13), quebrada El Caney (T6), río Iquirá (Q7), quebrada El Boquerón (K10-K11), río Yaguará (Q8), río Yaya (H11), quebrada La Honda (H12), sección de La Tribuna (G12) o mina de fosfatos La Juanita (U6), es común ver capas de fosfatos intercaladas (roca fosfática o fosforita) en los *cherts* y porcelanitas de las formaciones Li-

lida Inferior o Superior. También, es común que estos fosfatos se sitúen en la base o techo de estas formaciones, y en estos casos el límite inferior o superior con la unidad infrayacente o suprayacente se localiza en la base o techo de los fosfatos, respectivamente; es decir, las capas fosfáticas y fosforitas quedarían incluidas en la Formación Lidita Inferior o en la Formación Lidita Superior.

La edad del Grupo Olini en el valle alto del Magdalena aún es controversial. Según la literatura publicada, el rango estratigráfico del Grupo Olini abarca desde el Coniaciano hasta el Campaniano. Debido a la escasez de microfósiles de amonitas, no se han podido establecer con precisión los límites entre los pisos Coniaciano, Santoniano y Campaniano. Aparentemente, con los microfósiles de palinomorfos, foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos, estos límites están establecidos; sin embargo, las edades con las biozonas de estos microfósiles difieren de las edades establecidas con los microfósiles de amonitas, lo cual significa que se necesita una calibración entre estos métodos.

En el área de Ortega (departamento del Tolima), Jaramillo y Yepes (1994, p. XVII-9-XVII-10) establecen mediante palinología un rango de edad desde finales del Coniaciano hasta finales del Campaniano para el Grupo Olini. La Lidita Inferior iría del Coniaciano tardío al Santoniano temprano; el Nivel de Lutitas (equivalente a la Formación Aico) sería del Santoniano temprano al Campaniano temprano; la Lidita Superior abarcaría el Campaniano medio a tardío.

Mediante foraminíferos, Guerrero *et al.* (2000, p. 66-78) indican que la Formación Lidita Inferior es de edad Santoniano, la Formación El Cobre de edad Campaniano temprano y la Lidita Superior de edad Campaniano tardío. Del trabajo de Mendivelso (1993) en la quebrada Itaibe, se deduce que el Grupo Olini se asigna al intervalo Coniaciano-Santoniano; la Formación Lidita Inferior y la Formación Aico están represen-

tadas por la parte alta del nivel N-14 y la Formación Lidita Superior por el nivel N-13. Con base en foraminíferos planctónicos, Tchegliakova y Mojica (2001, p. 63-65) indican una edad Coniaciano para la Lidita Inferior, la parte intermedia del Olini ("formación Lutitas y Areniscas") la asignan al Santoniano-Campaniano temprano y la Lidita Superior al Campaniano tardío. Bürgl (1959, p. 8-9) asigna la "primera lidita" (correspondiente a la Formación Lidita Superior) a la parte baja del Campaniano en la carretera Paicol-La Plata, unos 8 km al occidente de Paicol.

La edad más probable del Grupo Olini es Santoniano a Campaniano temprano con base en la edad asignada a la infrayacente Formación Loma Gorda (Coniaciano) y la edad establecida por Bürgl (1959) a la Formación Lidita Superior (Campaniano temprano), edades basadas en fósiles de amonitas.

El espesor del Grupo Olini en el área de estudio varía de un lugar a otro. En la quebrada Bambucá mide 99 m (Formación Lidita Inferior: 12,4 m, Formación Aipe: 54,8 m y Formación Lidita Superior: 31,6 m); en el río Aipe mide 131 m (Formación Lidita Inferior: 23 m, Formación Aipe: 77 m y Formación Lidita Superior: 31 m); en la quebrada El Caney mide 40 m (Formación Lidita Inferior: 1,8 m, Formación Aico: 29,0 m y Formación Lidita Superior: 9,4); en el río Iquirá mide 56 m (Formación Lidita Inferior: 2,0 m, Formación Aico: 46,3 m y Formación Lidita Superior: 8,0 m); en la sección de Yaguaracito mide 39,3 m (Formación Lidita Inferior: 2,3 m; Formación Aipe: 26,3 y Formación Lidita Superior: 10,7 m), por citar algunos ejemplos. En la quebrada Itaibe (ver columna estratigráfica de Mendivelso, 1993), el Grupo Olini tendría 60 m y está representado por la parte superior del nivel N-14 y el nivel N-13, de la siguiente manera: Formación Lidita Inferior: 3,0 m aproximadamente, a la altura de la muestra 39 del nivel N-14; Formación Aico: 50 m, entre las muestras 39 a 35 del nivel N-14; y Formación Lidita Superior: 6,5 m, representada por el nivel N-13.

En algunos sectores, como en la sección de Yaguaracito (R4), en la quebrada La Guagüita (3 km al SW de Palermo, L10) o en el río Páez (aproximadamente 2,5 km al NE de Paicol cerca de la sección del Diviño Niño, U3), la Formación Lidita Inferior es muy delgada y de difícil identificación, mide alrededor de 0,8 m hasta 2,3 m de espesor. Para poderla representar en los mapas geológicos se exageró su espesor; en estos sitios, por lo que se observó en el campo, se debe presentar un cambio facial de los *cherts* o porcelanitas a lodolitas silíceas, lo que en parte podría explicar la reducción de espesor de la Lidita Inferior. Igualmente, Bürgl (1959, p. 7) reporta un espesor reducido de 3 m para la “segunda lidita” (equivalente a la Formación Lidita Inferior) cuando describe la parte alta del piso Coniaciano cerca del municipio de Yaguará.

Formaciones Buscavida (K2b) y La Tabla (K2lt) Campaniano tardío-Maastrichtiano temprano

Autoría y sección tipo de la Formación Buscavida (K2b): en la Octava Conferencia de Campo sobre la Geología de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, Corrigan (1967, p. 233) hace referencia a la Formación Guadalupe con facies que él denomina “*Buscavida Shale Facies*” del Maastrichtiano-Campaniano. Indica que el término *Buscavida* fue utilizado primero por geólogos de la compañía petrolera Intercol. El nombre proviene de una zona al NW de Tocaima, por la vía Tocaima-Jerusalén; el término lo sugiere como un cambio de facies de la Formación Guadalupe del área de Bogotá y lo restringe al área norte de Girardot hasta el Sinclinal de Guaduas.

Se aclara que el “*Buscavida Shale Facies*” de Corrigan (1967, p. 233-234) equivale tanto al Nivel de Lutitas y Arenas como a la Formación La Tabla *sensu* De Porta (1965); es decir, al intervalo estratigráfico entre las formaciones Lidita Superior y Seca. Corrigan

(1967, p. 233) no indica sección tipo del “*Buscavida Shale Facies*” y lo describe como un *shale* o *shale* arcilloso blando de color gris claro o blanco, que se caracteriza por abundantes bandas finas de yeso de la variedad selenita; se superpone a una secuencia de *shale* silíceo y limolitas de la parte más alta de la “Formación Villeta” (correspondiente a la Formación Lidita Superior del presente escrito). Corrigan (1967) reporta un espesor de 200 a 400 metros al NW de Tocaima para el “*Buscavida Shale Facies*”.

Previo a Corrigan (1967), De Porta (1965, p. 18-20) había establecido informalmente el Nivel de Lutitas y Arenas que suprayace a la Formación Lidita Superior y había propuesto formalmente la Formación La Tabla (que suprayace al Nivel de Lutitas y Arenas) en la sección por el camino de Piedras al caserío de La Tabla en el departamento del Tolima.

La descripción original del Nivel de Lutitas y Arenas es la siguiente:

Por encima de la Lidita Superior aparecen un conjunto de lutitas alternando con bancos de arenitas. El límite con la Lidita Superior es muy nítido y se coloca donde desaparecen las capas de chert y aparecen los primeros bancos de arenitas. La parte basal de este Nivel está formada por una alternancia de lutitas grises y amarillentas con bancos de arenitas. Esta parte tiene un espesor de unos 40 m. Siguen hacia la mitad de la serie unos bancos de arenitas y hacia el techo vuelve a presentarse una alternancia de lutitas grises con bancos de arenitas. En esta parte aparecen entre las lutitas concreciones calcáreas que pueden alcanzar hasta 1 m de diámetro. Es pues notorio que las concreciones calcáreas no se encuentran restringidas al antiguo Nivel de Ruedas de Carreta o a la formación Loma Gorda, sino que aparecen distribuidas ampliamente por toda la columna estratigráfica. El techo del Nivel de Lutitas y Arenas está determinado por la aparición de un banco masivo de arenas que representa la base de la formación La Tabla (figura 2). El espesor total del Nivel de Lutitas y Arenas es de 75 m [sic]. (De Porta, 1965, p. 18-20).

De acuerdo con las descripciones del Nivel de Lutitas y Arenas por De Porta (1965, p. 8-20), la unidad sería esencialmente terrígena. De la columna publicada se infiere que predominan las facies finogranulares sobre las facies arenosas en el Nivel de Lutitas y Arenas (ver figura 2 de De Porta, 1965).

Allen (1989, p. 51) hace alusión al “*Buscavida Shale*” para designar la unidad que aparece por encima del “*Upper Chert*” (equivalente a la Formación Lidita Superior) del “Grupo Villeta” y por debajo de la “*Guadalupe Formation*” (correspondiente a la Formación La Tabla) en el campo petrolero de Ortega. Allen (1989, p. 51) no indica sección tipo ni proveniencia del nombre y describe el “*Buscavida Shale*” de forma muy general, indicando que es del Campaniano con un espesor de 500-600 pies, sin precisar su litología.

Guerrero *et al.* (2000, p. 78-83) redefine el Nivel de Lutitas y Arenas *sensu* De Porta (1965) a partir de la nomenclatura informal empleada por las compañías petroleras y propone la Formación Buscavida como sustituto del Nivel de Lutitas y Arenas. La descripción en el área tipo de esta unidad es la siguiente: La Formación Buscavida presenta un espesor de 90 m y está compuesta principalmente por biomicritas impuras con grandes cantidades de foraminíferos y cantidades menores de partículas terrígenas de lodo. La cantidad de terrígenos de lodo en estas biomicritas disminuye gradualmente hacia el techo de la unidad (Guerrero *et al.*, 2000, p. 82).

De acuerdo con la columna estratigráfica de Guerrero *et al.* (2000, p. 71), la Formación Buscavida sería esencialmente calcárea (capas de biomicritas con textura *packstone* predominan sobre las biomicritas con textura *wackestone* en la porción inferior de la unidad; en la parte superior dominan las capas de biomicritas con textura *wackestone* sobre los *packstones*). Esto es contrario a la descripción de De Porta (1965, p. 20-22) que muestra un Nivel de Lutitas y Arenas esencialmente terrígeno, lo cual genera incerti-

dumbre por las descripciones tan divergentes si se tiene en cuenta que es la misma sección tipo del área de Piedras.

La cartografía geológica del SGC realizada en el valle alto del Magdalena en la plancha 245 (Acosta *et al.*, 2002, p. 30-35); plancha 263 Ortega (Núñez y Murillo, 1982, p. 166; Bürgl, 1961, p. 28-29), plancha 264 Espinal (Terraza *et al.*, 2002, p. 65-70) y en las secciones estratigráficas levantadas en la quebrada Paipa (Convenio SGC-UNAL, 2018, plancha 282 Chaparral) y quebrada Bambucá (Convenio SGC-UNAL, 2018, plancha 302 Aipe) confirma que efectivamente el Nivel de Lutitas y Arenas (correspondiente a la Formación Buscavida de Guerrero *et al.*, 2000) presenta facies calcáreas (lodolitas calcáreas fosilíferas y lodolitas calcáreas); sin embargo, también presenta facies terrígenas como limolitas cuarzosas y arcillolitas terrígenas fosilíferas, por lo cual se debe redefinir litológicamente a la Formación Buscavida.

Guerrero *et al.* (2000, p. 50, 82) proponen como área tipo de la Formación Buscavida la misma del Grupo Olini por el camino de Piedras al caserío de La Tabla. La sección tipo se localiza en la quebrada Talora con coordenadas N: 993 300, E: 914 600 y N: 993 200, E: 915 100, según Guerrero *et al.* (2000, p. 50).

Autoría y sección tipo de la Formación La Tabla (K2It): De Porta (1965, p. 20) propone la Formación La Tabla para el intervalo estratigráfico ubicado entre el techo del Nivel de Lutitas y Arenas (equivalente a la Formación Buscavida de Guerrero *et al.*, 2000) y la base de la Formación Seca. El nombre proviene del caserío La Tabla del municipio de Coello en el departamento del Tolima.

La descripción original de la Formación La Tabla es la siguiente:

La formación que tiene un espesor de unos 91 m está representada por dos niveles de arenitas separados por un conjunto intermedio de lutitas grises que alternan con pequeños bancos de arenitas. En la base de la formación las

arenas constituyen un banco masivo con intercalaciones delgadas de lutitas, pero siempre con predominio absoluto de las arenitas. Esta parte tiene un espesor de 21 m. La parte media de la formación que es predominantemente lutítica, tiene una potencia de 14 m y contiene algunos moluscos. La parte superior consta de bancos masivos de arenitas de grano medio, que en el techo de la formación pasan a gravas arenosas y conglomerados con cantos de cuarzo y chert representado por lidita y porcelanita. El conjunto de arenitas y conglomerados suele presentar un cemento calcáreo, a veces mezclado con cemento ferruginoso. Aunque no se ha realizado un estudio completo de todos los bancos de arenitas, éstas en su mayoría corresponden a ortocarcitas y los conglomerados son de tipo oligomítico. En la parte superior son frecuentes las concreciones de arenitas que pueden alcanzar un tamaño de 30-40 cm [sic]. (De Porta, 1965, p. 20).

En la industria del petróleo hacen referencia a la Formación La Tabla como “*Guadalupe Formation*” (Allen, 1989, p. 41, 51-54) o “*Monserate Formation*” (Barrio y Coffield, 1992, p. 125, 133-134). Al respecto, De Porta (1965, p. 21) manifiesta la inconveniencia de aplicar esta nomenclatura al valle alto del Magdalena cuando indica lo siguiente: “Desde antiguo se había extendido hasta la región de Girardot-Guataquí el nombre de formación Guadalupe o grupo Guadalupe en relación con la Sabana de Bogotá (Scheibe 1933 a y b, Hubach 1957; Van der Hammen 1958, y Otros). En realidad, existe aquí una facies muy diferente para que se pueda aplicar la misma nomenclatura litoestratigráfica” [sic]. En este sentido, también sería inconveniente utilizar la Formación Monserate en el valle alto del Magdalena y debe también restringirse a la Sabana de Bogotá.

De Porta (1965, p. 20) indica que la sección tipo de la Formación La Tabla es por el camino de Piedras al caserío La Tabla.

Descripción litológica de las formaciones Buscavida y La Tabla:

en la sub-cuenca de Neiva, las formaciones Buscavida (Guerrero *et al.*, 2000, p. 79-83) y La Tabla (De Porta, 1965, p. 20) se reconocen únicamente en los flancos del Sinclinal de Media Luna que incluye a la quebrada Bambucá (A13, B12-B13). Hay que resaltar que las características litológicas de las formaciones Buscavida y La Tabla en el área de estudio difieren de las descritas en las secciones tipo del camino de Piedras al caserío La Tabla en el Tolima. No obstante, se acepta esta nomenclatura desde el área tipo de Piedras hasta la quebrada Bambucá y Sinclinal de Media Luna (A13, B12-B13) al NW de la sub-cuenca de Neiva, nomenclatura soportada por la cartografía geológica del SGC en la plancha 245 (Acosta *et al.*, 2002, p. 30-35), plancha 263 Ortega (Núñez y Murillo, 1982, p. 166, figura 23; Bürgli, 1961, p. 28-29), plancha 264 Espinal (Terraza *et al.*, 2002, p. 65-70) y las secciones estratigráficas de la quebrada Paipa (Convenio SGC-UNAL, 2018, plancha 282 Chaparral) y quebrada Bambucá (Convenio SGC-UNAL, 2018, plancha 302 Aipe).

En el área tipo, la Formación Buscavida está constituida por biomicritas con textura *packstone* que prevalecen sobre biomicritas con textura *wackestone* en la parte inferior de la unidad; en la parte superior dominan biomicritas con textura *wackestone* sobre los *packstones* (Guerrero *et al.*, 2000, p. 71).

En el área tipo, la Formación La Tabla está constituida por arenitas de grano muy fino hasta conglomerados de guijarros medianos. La sucesión es granocreciente de forma gradual. Su contacto inferior es transicional con las biomicritas impuras y lodolitas fosilíferas de la parte superior de la Formación Buscavida. El contacto superior es neto con las lodolitas terrígenas y arenitas intercaladas de la Formación Seca. Las arenitas son líticas con abundantes fragmentos de rocas metamórficas y volcánicas, con 10 a 45 % de fragmentos fósiles, incluyendo bivalvos y fo-

raminíferos; la mayoría de las arenitas están cementadas con calcita y no presentan matriz de lodo (Guerrero *et al.*, 2000, p. 83).

En la quebrada Bambucá, la Formación Buscavida aflora entre el metro 798,8 y 826,0, con un espesor total de 27,2 metros (figura 43). Está compuesta por una intercalación de capas delgadas a medianas de limolitas terrígenas fosilíferas con arcillolitas terrígenas fosilíferas (figura 44) con estratificación y laminación plana paralela continua hacia el tope y ondulosa continua hacia la base. Estas rocas son de color gris medio claro y rojo grisáceo, presentan foraminíferos bentónicos, partición tipo *shaly* y un bajo grado de bioperturbación exhibiendo láminas regulares. En el metro 802,7 se observan dos capas gruesas, una de 30 cm y otra de 50 cm de espesor, de arenita fosfática de color marrón claro, tabulares, con laminación plana no paralela continua o con un grado de bioperturbación muy alto con moteado indistinto. Estas capas presentan *Thalassinoides* y madrigueras horizontales (Convenio SGC-UNAL, 2018, p. 237).

Al sur de la quebrada Bambucá y en el resto del área de estudio, las formaciones Buscavida y La Tabla cambian lateralmente a facies terrígenas constituidas por cuarzoarenitas finas a muy finas, de color marrón, gris o amarillo, con interposiciones de lodolitas, fosfatos, porcelanitas o limolitas cuarzosas con glauconita, restos fosfáticos y concreciones calcáreas disueltas, por lo cual es necesario denominar una nueva unidad litoestratigráfica de acuerdo con los lineamientos de la ISG (Salvador, 1994, 5D2, p. 38) y del NASC (2005, 23b, p. 1567). Esta nueva unidad se propone como Formación Yaguará que equivale a las formaciones Buscavida (*sensu* Guerrero *et al.*, 2000) y La Tabla (*sensu* De porta, 1965) y de la cual se hablará más adelante. En la lámina 13 se ilustran imágenes de secciones delgadas de las formaciones Buscavida y La Tabla.

En la quebrada Bambucá, la Formación La Tabla aflora entre el metro 826,0 y 898,0, con un espesor total de 72,0 metros (ver figura 43). Entre el metro 826,0 y 830,5 se presenta una capa granocreciente que va desde arenita arcillosa de grano muy fino hasta arenita de grano mediano a grueso, madura, de color anaranjado amarillento pálido con algunas láminas de materia orgánica de color gris oscuro medio hacia el techo. La bioperturbación de esta capa varía entre un alto grado (moteado distinto) hasta un grado muy alto (moteado indistinto).

Entre el metro 830,5 y 847,5 se encuentran capas tabulares muy gruesas de arenitas de grano fino a mediano, con laminación inclinada tangencial a gran escala. Las arenitas son de color anaranjado amarillento oscuro con láminas de materia orgánica que desaparecen hacia el techo y el grado de bioperturbación es alto (moteado distinto). Entre el metro 847,5 y 890,0 se observan capas muy gruesas de cuarzoarenitas de grano fino a medio, de color gris parduzco, con laminación inclinada tangencial hacia la base y de bajo ángulo hacia el techo. Se evidencian concreciones calcáreas altamente disueltas. Entre el metro 890,0 y 898,0 se presentan capas gruesas a muy gruesas, con geometría cuneiforme y laminación inclinada festoneada, de cuarzoarenitas de grano grueso a gránulo (figura 45), de color anaranjado grisáceo y muy alto grado de bioperturbación (moteado indistinto). Este último intervalo se caracteriza por presentar superficies de erosión entre las capas (Convenio SGC-UNAL, 2018, p. 252).

La expresión morfológica de la Formación Buscavida es la de valles entre la Formación Lidita Superior y la Formación La Tabla, mientras que la Formación La Tabla forma escarpes fuertes que se acentúan por las geoformas suaves y depresiones topográficas generadas por las lodolitas y arcillolitas de la suprayacente Formación Seca.

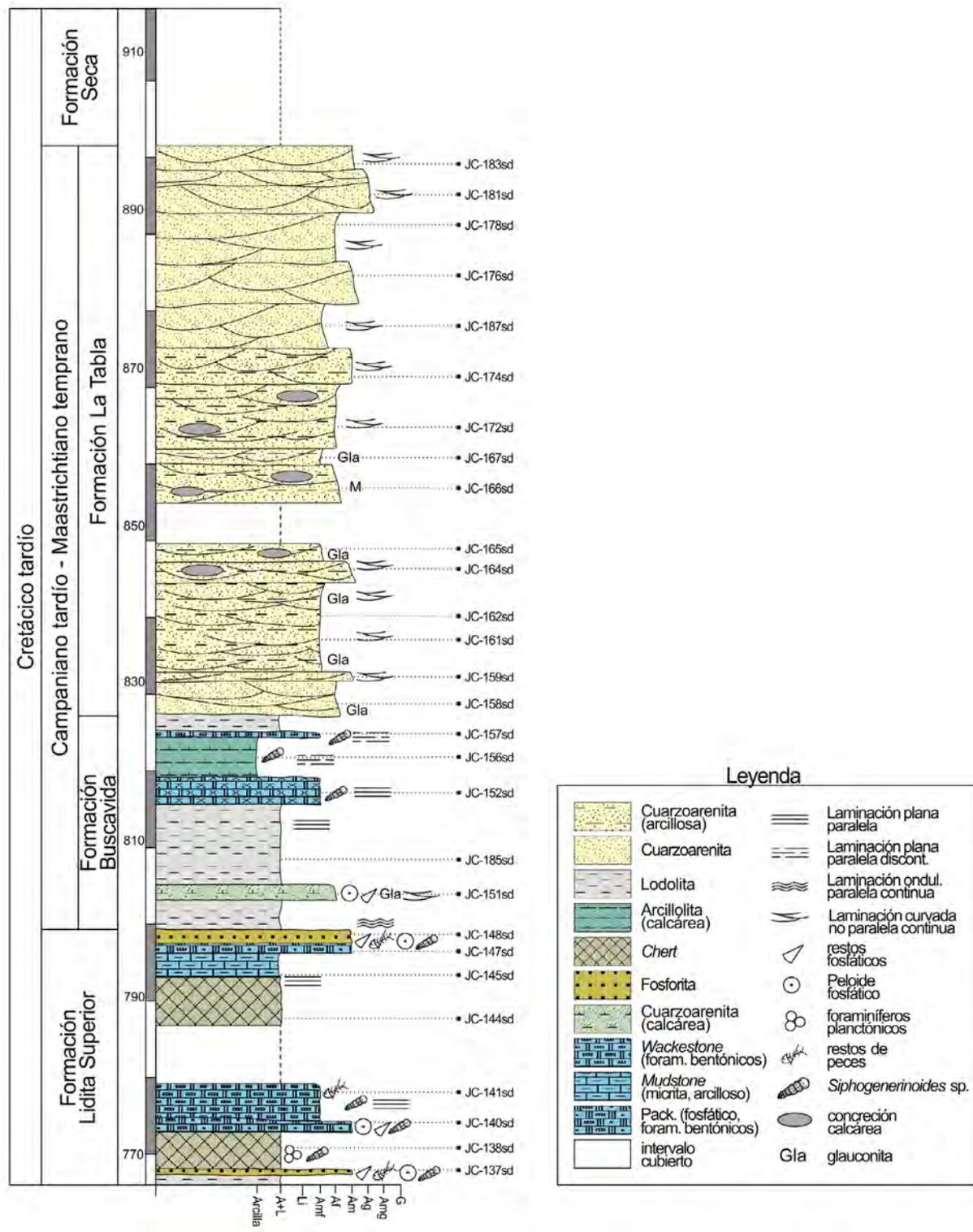


Figura 43. Sección estratigráfica de las formaciones Buscavida y La Tabla. Se incluye a la Formación Lidita Superior. Quebrada Bambucá, municipio de Aipe. Fuente: Convenio SGC-UNAL (2018)



Figura 44. Intercalación de limolitas con arcillolitas terrígenas fosilíferas en la Formación Buscavida Quebrada Bambucá (N: 859 759, E: 860 810, Z: 574, Az: 204°)
Fuente: Convenio SGC-UNAL (2018)



Figura 45. Cuarzoarenitas de textura gruesa-gránulo en capas gruesas y muy gruesas de forma cuneiforme Techo de la Formación La Tabla en la quebrada Bambucá (N: 859 746, E: 860 924, Z: 537, Az: 202°)
Fuente: Convenio SGC-UNAL (2018)

Posición estratigráfica, edad y espesor de las formaciones Buscavida y La Tabla: la Formación Buscavida suprayace e infrayace a las formaciones Lidita Superior y La Tabla, respectivamente, en contacto concordante neto. De igual manera, la Formación Seca suprayace en contacto concordante neto a la Formación La Tabla.

La edad asignada al Nivel de Lutitas y Arenas (equivalente a la Formación Buscavida de Guerrero *et al.*, 2000) por De Porta (1965, p. 20) es Campaniano medio y tardío, con base en foraminíferos y amonitas citados por Bürgl y Dumit (1954) en la región de Girardot-Nariño en el departamento del Tolima; no obstante, De Porta (1965, p. 20)

indica que esta fauna no es suficiente para establecer divisiones tan detalladas dentro del Campaniano. La edad de la Formación La Tabla establecida por De Porta (1965, p. 21) con base en foraminíferos y moluscos citados por Bürgl y Dumit (1954, p. 37-38) en la zona Girardot-Nariño es Maastrichtiano temprano; sin embargo, manifiesta dudas porque las biozonas de foraminíferos se pueden superponer.

Por posición estratigráfica, la edad de la Formación Buscavida debe ser Campaniano tardío, si se considera la Formación Lidita Superior del Campaniano temprano y se tiene en cuenta la datación de Bürgl y Dumit (1954) en la región de Girardot-Nariño. La edad más probable de la Formación La Tabla es Maastrichtiano temprano considerando la datación de Bürgl y Dumit (1954) en la región de Girardot-Nariño y su posición estratigráfica por debajo de la Formación Seca del Maastrichtiano tardío-Paleoceno.

A partir de foraminíferos planctónicos y bentónicos, Guerrero *et al.* (2000, p. 83, 87) asignan la Formación Buscavida al Maastrichtiano temprano porción temprana y a la Formación La Tabla al Maastrichtiano temprano porción tardía. Con base en foraminíferos planctónicos, Tchegliakova y Mojica (2001, p. 65-66) muestran que la Formación Buscavida representa la parte media y alta del Maastrichtiano temprano y parte inferior del Maastrichtiano tardío, y sugieren un hiato estratigráfico en el Maastrichtiano más temprano; la Formación La Tabla la asignan a la parte media del Maastrichtiano tardío.

La Formación Buscavida mide 27 m y La Tabla 72 m en la quebrada Bambucá, único sitio donde afloran estas unidades en el área de estudio.

Formación Yaguará (K2ya) Campaniano tardío- Maastrichtiano temprano (nueva unidad litoestratigráfica)

Autoría y sección tipo: se propone como Formación Yaguará el intervalo estratigráfico de carácter arenoso terrígeno, predominantemente cuarzoso, localizado entre el techo de la Formación Lidita Superior y la base de la Formación Seca en el área de estudio. El nombre proviene del río Yaguará donde se localiza la sección tipo a la cual se puede acceder por la vía Yaguará-Iquira en el K3+800, partiendo del parque central de Yaguará. La sección del río Yaguará inicia en las coordenadas con origen Bogotá-MAGNA N: 784 346, E: 836 964, Z: 630 y finaliza en las coordenadas N: 784 181, E: 836 572, Z: 572. En esta sección se levantaron las formaciones Aico, Lidita Superior y Yaguará e inicia en la parte alta de la Formación Aico y finaliza en el contacto Yaguará-Seca, aunque este contacto se encuentra cubierto.

El intervalo correspondiente a la Formación Yaguará inicia en las coordenadas N: 784 293, E: 836 858, Z: 633. La parte inferior de la unidad se midió por la vía que conduce de Yaguará a Iquira a 3,8 km de Yaguará y por un camino que inicia en la Hacienda Venecia ubicada justo al frente, en la margen derecha del río Yaguará, al cual se accede por la vía al campo petrolero Los Mangos. La parte superior se levantó por el cauce del río Yaguará.

En la industria del petróleo, la Formación Yaguará se conoce como "*Guadalupe Formation*" (Miley 1945, p. 21, 33; Corrigan, 1967, p. 299, 233) o "*Monserate Formation*" (Beltrán y Gallo, 1968, p. 259-261). Olson (1956, p. 307, 312) se refiere a la Formación Yagua-

rá como “*Upper Guadalupe (Montserrat) sandstones*”. En los casos anteriores se utilizó la nomenclatura proveniente de los cerros orientales de Bogotá y sus alrededores al valle alto del Magdalena, pero como se puede ver las facies y el intervalo estratigráfico implicado en la Formación Yaguará (equivalente a las formaciones Plaeners, Arenisca de Labor y Arenisca Tierna) son muy diferentes al Monserrate o Guadalupe expuesto en la Sabana de Bogotá. En la cartografía geológica del SGC, esta unidad equívocamente se ha cartografiado como Formación La Tabla (ver figura 5).

Descripción litológica: la Formación Yaguará aflora en el flanco oriental del Anticlinal de Nátaga en el cauce del río Yaguaracito (R4, S4) y hacia el sur de este drenaje, en los flancos de este anticlinal (U1-U2, V1-V2); en el núcleo del Sinclinal de El Vegón (V1-V2, W1-W2, X1) e Itaibe (T1-T2); al norte y oriente de Paicol en inmediaciones del río Páez (T3, U3); en los flancos del Anticlinal de La Hocha y al occidente de la Falla de Teruel (O7, E7, Q6-Q7, R6-R8, S6-S7, T6-T7, U6); al norte de Yaguará hasta Palermo en la terminación NE del Anticlinal de La Guagua y continuación al SW de su flanco oriental (L9-L11, M10, N10, O9-O10); al occidente de Yaguará en una zona angosta orientada N-S (P8, Q8, R8); en una franja alargada con dirección NE desde el occidente de la Falla de San Francisco hasta inmediaciones del río Aipe (C12-C13, D12, E11-E12, F11, G11, H11, I11).

En la sección tipo, la Formación Yaguará está compuesta por rocas sedimentarias terrígenas y mixtas, cuya descripción de base a techo se hace a continuación (figura 46). En la lámina 14 se ilustran imágenes de secciones delgadas de esta unidad en la sección tipo del río Yaguará.

La Formación Yaguará inicia en la base con 10,1 m de capas gruesas y muy gruesas, cuñiformes, de cuarzoarenitas de grano muy fino y fino, ligeramente fosfáticas (con peloides y restos de peces), color gris amarillento y gris parduzco pálido, bien seleccionadas,

con laminación delgada y muy delgada ondulosa no paralela discontinua. Le siguen 8,0 m de capas muy delgadas y delgadas, tabulares, de lodolitas ligeramente fosfáticas, color gris medio y gris parduzco pálido; se observan foraminíferos planctónicos. Continúan 6,0 m de capas medianas de porcelanitas (ligeramente fosfáticas y fosfáticas) y limolitas silicificadas con foraminíferos planctónicos y bentónicos, color gris medio claro, marrón amarillento o gris parduzco pálido, con laminación delgada plana paralela discontinua que en la base presentan capas medianas, subtabulares, de fosforitas con textura *wackestone* y *packstone* de peloides, bioclastos y clastos fosfáticos, color marrón moderado. Siguen 6,2 m de capas gruesas y muy gruesas de cuarzoarenitas de grano fino ligeramente fosfáticas, de color naranja muy pálido, con peloides fosfáticos, micas y glauconita, bien a moderadamente seleccionadas, con estratificación plana paralela continua.

Continúan 44,9 m en la parte media de la unidad. Allí se presentan conjuntos muy gruesos de capas medianas hasta muy gruesas de cuarzoarenitas de color naranja muy pálido, marrón amarillento pálido y gris rosáceo, grano fino hasta medio, bien a moderadamente seleccionadas, ligeramente fosfáticas, micáceas y con peloides glauconíticos, algunas capas están impregnadas con hidrocarburos. La estratificación es plana no paralela (continua y discontinua) y ondulosa no paralela discontinua, y generalmente las capas muestran granocrecimiento. La roca es medianamente friable y ocasionalmente presenta concreciones disueltas de forma esferoidal a elipsoidal.

Con estas arenitas se intercalan cuarzoarenitas de grano fino y muy fino del mismo color, calibrado mediano a mal calibradas, levemente calcáreas, fosfáticas y glauconíticas, con bioclastos y algo de muscovita. Se presentan en conjuntos de capas medianas y gruesas con estratificación ondulosa no paralela continua y discontinua, altamente bioperturbadas; esporádi-

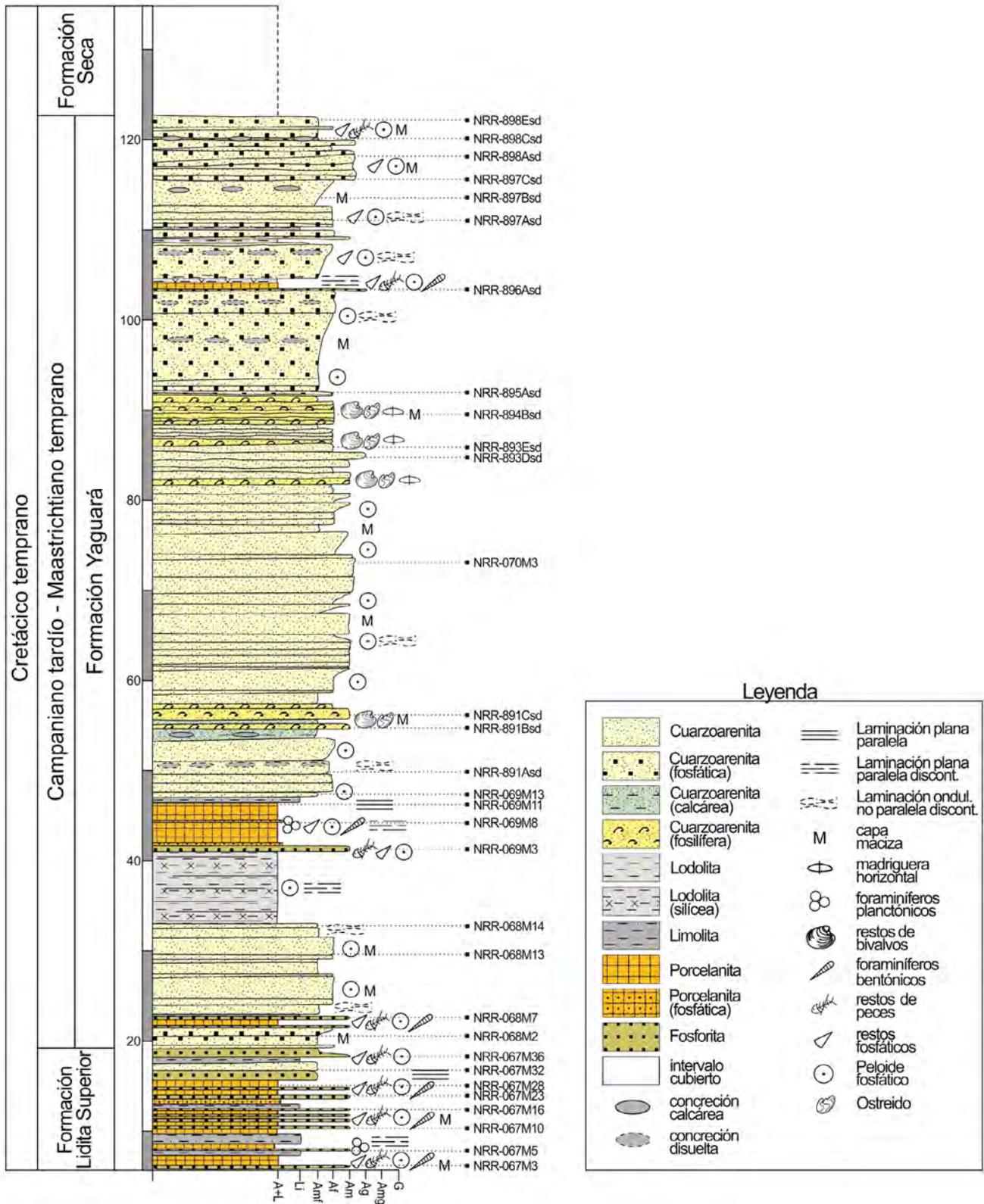


Figura 46. Sección estratigráfica de la Formación Yaguará
Sección tipo del río Yaguará

camente, se presentan formas alargadas e irregulares de concreciones calcáreas con fragmentos de conchas.

El techo de la Formación Yaguará lo conforman 31,1 m de capas desde medianas hasta muy gruesas, subtabulares y cuneiformes, de cuarzoarenitas medianamente calibradas, fosfáticas, con peloides, materia orgánica, glauconita y algo de micas; algunas capas son ligeramente calcáreas. El color es marrón amarillento pálido, gris parduzco o gris parduzco pálido. Generalmente, las capas son de aspecto macizo y a veces presentan laminación delgada ondulosa no paralela discontinua. Con las cuarzoarenitas se intercalan conjuntos de capas delgadas, tabulares, de porcelanitas y limolitas de cuarzo silíceas de color gris parduzco y gris rosáceo, con laminación delgada plana paralela discontinua y ondulosa no paralela discontinua. La roca es medianamente friable.

En el techo y base de la Formación Yaguará aparecen restos de peces y foraminíferos bentónicos apreciables a simple vista, y en la parte media de la unidad, restos de bivalvos en las arenitas fosilíferas y foraminíferos planctónicos en los niveles de porcelanitas.

Miembro La Juanita

Por la vía entre Hobo y Paicol, al SE del municipio de Tesalia, aparece un intervalo carbonatado de unos 11 m de espesor en la porción media de la Formación Yaguará, que se propone formalmente en este trabajo como Miembro La Juanita. El nombre se deriva de la mina de fosfatos La Juanita de Fertipaez S. A., localizada en la vereda El Espinal del municipio de Tesalia, sobre el flanco occidental del Anticlinal de La Hochoa, cuyo eje en ese sector está truncado por la Falla de Betania (anexo 1, U6).

Se levantó una sección estratigráfica por la vía en mención denominada La Juanita, la cual se describirá a continuación.

La sección estratigráfica La Juanita tiene punto de inicio en las coordenadas N: 762 083, E: 1 160 357, Z: 740 y finaliza en las coordenadas N: 762 229, E: 1 160 357, Z: 737 con origen Oeste-MAGNA. Abarca gran parte de la Formación Yaguará con el Miembro La Juanita en su parte media (figura 47). El espesor de la Formación Yaguará en esta sección fue de 62 m, aunque hicieron falta 4 m de la base y 10 m del techo, aproximadamente. En la lámina 15 se ilustran algunas secciones delgadas del Miembro La Juanita.

Los primeros 8,8 m en la base están constituidos por arcillolita limosa (15-20 % de limo de cuarzo), color gris claro, gris amarillento o amarillo oscuro, compacta, con fractura subconcoidea y partición prismática (en "panelitas"), en capas delgadas de 1 a 7 cm con estratificación plana paralela continua, laminadas muy delgadamente de forma plana paralela discontinua por color y textura. Presenta de 20-25 % de microfósiles aparentemente de foraminíferos planctónicos y posiblemente de bentónicos; contiene restos de cangrejos, escamas de peces y escasas impresiones de amonitas.

Continúan 2,7 m de *chert* de color naranja amarillento oscuro y gris claro, duro, macizo, con fractura concoidea y partición prismática (en "panelitas"), en capas delgadas y medianas de 3 a 20 cm con estratificación plana paralela continua. Al techo contiene 10 % de peloides fosfáticos y en la base 10 % de foraminíferos planctónicos. Este intervalo inicia con un conjunto de porcelanitas de 0,35 m de espesor con 40 % de peloides fosfáticos, cuya base es muy irregular y en contacto neto sobre las arcillolitas, donde se pueden diferenciar tres eventos amalgamados de tormentitas entre 6 y 15 cm de espesor.

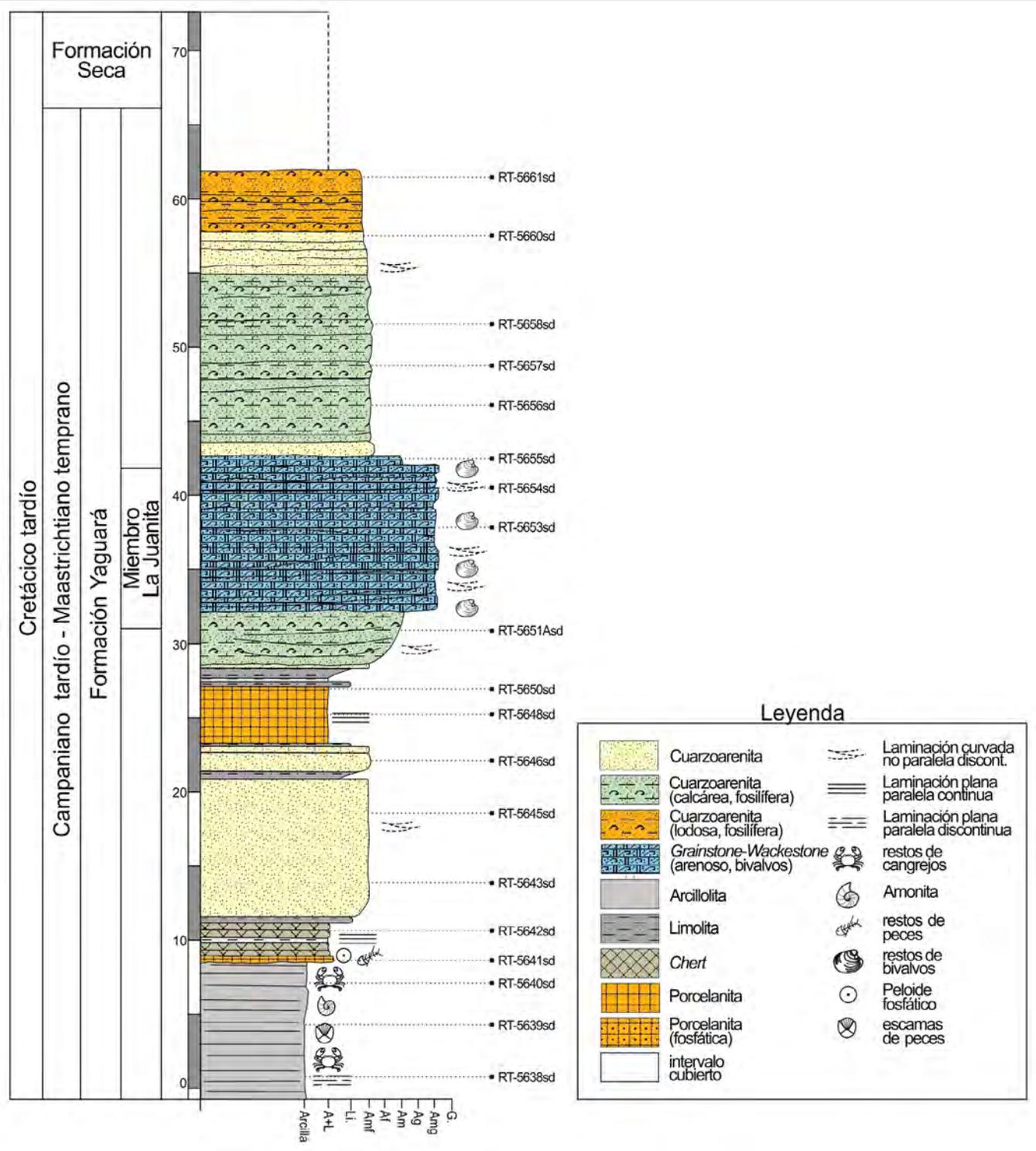


Figura 47. Sección estratigráfica de la Formación Yaguará y Miembro La Juanita Sección La Juanita, carretera Hobo-Paicol, vereda El Espinal, municipio de Tesalia

Sigue un conjunto de 11,3 m de cuarzoarenita muy fina, de color naranja amarillento oscuro y naranja muy pálido, madura, bien calibrada, no calcárea, homogénea por bioperturbación; en la parte superior se insinúa estratificación curvada no paralela discontinua. El conjunto inicia con una capa de limolita de cuarzo de 0,2 m de espesor en contacto neto con los *cherts* y pasa gradualmente a la arenita conformando una secuencia granocreciente que finaliza en el metro 20,5 e inicia otra secuencia granocreciente con 0,2 m de lodolita y 0,3 m de limolita de cuarzo que pasa gradualmente a la arenita para finalizar en el metro 2,8.

Continúa un conjunto de 4,2 m que inicia con limolitas cuarzosas de color gris claro y naranja muy pálido en capas delgadas, levemente onduladas no paralelas discontinuas; encima se encuentra porcelanita de color marrón claro, naranja amarillento pálido y gris claro, compacta, maciza, con fractura subconcoidea y partición prismática (en "panelitas"), en capas delgadas de 4 a 20 cm con estratificación delgada a mediana plana paralela continua, laminadas muy discontinuamente. La roca presenta entre 15-25 % de formas similares a microfósiles de foraminíferos planctónicos? y un contenido de arcilla entre 10-40 % y limo hasta de 10 %. El conjunto finaliza con una capa de limolita de cuarzo de unos 20 cm, color gris claro, silíceo, compacta, que suprayace a la porcelanita de forma gradual.

Sigue una secuencia granocreciente de 4,8 m con predominio de arenitas que inician con 0,2 m de lodolita gris meteorizada suprayacida por 0,8 m de limolitas de cuarzo, color naranja amarillento oscuro, en capas medianas a gruesas levemente onduladas no paralelas discontinuas, y finaliza con cuarzoarenitas fosilíferas con cemento calcáreo, color naranja amarillento

oscuro, textura fina a media, mal calibradas, friables, en capas medianas a gruesas con estratificación curvada no paralela discontinua. Los granos de las arenitas son redondeados a subredondeados. Las arenitas presentan 15 % de fragmentos de bivalvos de entre 1-2 cm de diámetro, 20-25 % de matriz/cemento calcáreo, 3-5 % de líticos redondeados de tamaño arena media a gruesa, y en la base 5 % de granos redondeados de cuarzo de 1 mm de diámetro y 5 % de fragmentos fosfáticos de hasta 5 mm que sobresalen texturalmente del armazón que es de grano fino. Hay gradación textural desde el tamaño limo grueso hasta el tamaño arena mediana.

Continúa el Miembro La Juanita con 10,7 m de espesor, de carácter calcáreo, que inicia en las coordenadas N: 761 944, E: 1 160 142, Z: 731 con origen Oeste-MAGNA (ver figura 47). En la base (2,8 m) se compone de *grainstone* a *packstone* fosilífero de bivalvos (figura 48), color gris medio y marrón claro, arenoso (20-25 % de cuarzo fino-medio, subredondeado, mal calibrado), cemento esparítico, con valvas y conchas completas articuladas con su eje largo paralelo a la estratificación (conchas de 2-5 cm, al techo fragmentos de 0,5 cm), dispuesto en capas gruesas a muy gruesas curvadas no paralelas discontinuas.

En la parte media (4,4 m) del Miembro La Juanita aparece *packstone* a *grainstone* de bivalvos con conchas de ostreidos articuladas y valvas (de 3-5 cm de diámetro) orientadas concordante a oblicuamente con la estratificación, macizo, con estratificación gruesa a muy gruesa curvada no paralela discontinua (figura 49).

En la parte alta (2,7 m) del Miembro La Juanita aparece *grainstone* a *wackestone* de fragmentos de bivalvos concordantes a



Figura 48. *Grainstone* a *packstone* de ostreidos de aspecto macizo
Parte inferior del Miembro La Juanita; m32,5 de la sección
estratigráfica La Juanita (N: 1 160 330, E: 762 148, Z: 740, Az: 260°)



Figura 49. *Grainstone* de bivalvos en capas gruesas y macizas
Parte media del Miembro La Juanita; m34,5-m36,5 de la sección
estratigráfica La Juanita (N: 1 160 335, E : 762 156, Z: 740, Az: 260°)



Figura 50. Escarpes característicos de la Formación Yaguará en la sección tipo. La Formación Yaguará (K2ya) supraece a las formaciones Lidita Superior (K2ls) y Aico (K2ai). Margen izquierda del río Yaguará (N: 784 090, E: 836 841, Z: 637, Az: 30°)

la estratificación (de 2-5 cm de diámetro), marrón amarillento pálido y marrón amarillento moderado, con matriz arenosa los primeros 1,3 m (20 % arena fina de cuarzo, mal calibrada), en capas muy gruesas, tabulares y discontinuas. El Miembro La Juanita finaliza con una capa gruesa de 0,8 m de espesor de *wackestone* arenoso (40-45 % de matriz de cuarzo bien calibrado), color naranja amarillento pálido, meteorizado, con 20-25 % de restos de bivalvos de 3-5 cm de diámetro orientados concordantemente a la estratificación.

Suprayaciendo al Miembro La Juanita aflora un intervalo de 12,5 m de arenita de cuarzo predominantemente calcárea, bioclástica, color naranja amarillento pálido, naranja amarillento oscuro, naranja grisáceo y gris muy claro, textura muy fina, madura, bien calibrada, cemento calcáreo, con 10-40 % de restos de bivalvos concordantes con la estratificación de tamaño variable (2-5 mm, 5-20 mm, 1-3 cm, 2-4 cm), aunque en los primeros 1,9 m del intervalo la proporción disminuye a 3-5 %. En varios niveles, estos restos están disueltos por meteorización originando porosidad móldica en la roca. Las capas son gruesas a muy gruesas, tabulares, estratifi-

cadas discontinuamente. Este intervalo inicia con una capa tabular gruesa de 1 m de cuarzoarenita de color naranja amarillento pálido, no calcárea, textura muy fina, submadura, meteorizada, friable y homogénea.

Siguen 3,1 m de cuarzoarenita de color naranja muy pálido, naranja grisáceo, naranja rojizo moderado (en la base) y marrón rojizo moderado (al techo), textura muy fina, bien calibrada, madura, alta a moderadamente meteorizada, friable, en capas gruesas a muy gruesas estratificadas de forma curvada no paralela discontinua. La capa de arenita más alta de 0,4 m corresponde a un *"hard ground"*.

La sección La Juanita finaliza con un intervalo de cuarzoarenita de 3,9 m de espesor, de color naranja muy pálido y marrón claro, textura muy fina, madura, medianamente meteorizada, no calcárea, con 5 % de restos de bivalvos disueltos de 2-15 mm flotantes en el armazón arenoso, en capas gruesas a muy gruesas homogéneas o con estratificación curvada no paralela discontinua.

En el área de estudio, la Formación Yaguará genera un escarpe prominente entre la

Formación Lidita Superior y las rocas finogranulares de la Formación Seca (figura 50).

Posición estratigráfica, edad y espesor: en el área de estudio, la Formación Yaguará suprayace e infrayace en contacto concordante neto a las formaciones Lidita Superior y Seca, respectivamente. El contacto Lidita Superior-Yaguará se establece en el techo de la capa de *chert* o porcelanita más alta de la Lidita Superior y en la base de la primera capa de limolita cuarzosa o cuarzoarenita de la Formación Yaguará. El contacto Yaguará-Seca comunmente está cubierto; no obstante, se infiere fácilmente por el contraste textural existente entre las últimas capas de arenitas de la Formación Yaguará y las primeras capas de arcillolitas y lodolitas rojizas de la Formación Seca; este límite se considera paraconforme (*sensu* Howe, 1997, p. 133), como se verá más adelante en la Formación Seca.

La Formación Yaguará representa el cambio facial de las formaciones Buscavida y La Tabla, por lo cual se le asigna una edad equivalente a estas dos unidades que fluctúa entre el Campaniano tardío y el Maastrichtiano temprano. Según la columna estratigráfica de Mendivelso (1993), la Formación Yaguará (para este autor "Grupo Guadalupe") pertenece al intervalo Campaniano-Maastrichtiano, representada en los niveles N-12 a N-5 del Campaniano y en los niveles N-4 a N-1 del Maastrichtiano, datación realizada con foraminíferos y bivalvos.

El espesor de la Formación Yaguará en el área de estudio es variable, con tendencia a engrosar en sentido NE-SW desde la sección del río Aipe al norte hasta la sección de la quebrada El Boquerón al sur. De este último sitio hacia el SW y W tiende a adelgazar de la siguiente manera: en el río Aipe tiene 62 m, en el río Yaya 69 m, en la quebrada El Boquerón 134 m, en la sección tipo del río Yaguará 99 m, en el río Iquira 78 m, en el sector de Yaguaracito 19 m, en la quebrada El Caney 76 m, en la sección de La Juanita 76 m (faltan los últimos 10 m y los primeros

4 m, aproximadamente) y en la sección del Divino Niño 47 m. Mendivelso (1993, figura 3) reporta un espesor de 143 m aproximadamente para el "Grupo Guadalupe", que equivale a la Formación Yaguará del presente estudio.

Formación Seca (K2E1s) Maastrichtiano tardío- Paleoceno

Autoría y sección tipo: De Porta (1965, p. 28-29) propone la Formación Seca en la región localizada al oriente del municipio de Honda en el departamento del Tolima (flanco occidental del Sinclinal de Jerusalén-Guaduas) e incluye bajo este nombre todas las rocas que se encuentran entre la Formación Cimarrona y la Formación Hoyón, en el sentido de este autor. De Porta (1965, p. 28-29) indica que el nombre procede de la quebrada Seca que desemboca directamente al río Magdalena, al sur de Cambao, en la vereda del mismo nombre. Adicionalmente, propone como sección tipo de la Formación Seca la carretera Cambao-San Juan de Río Seco y como sección de referencia la secuencia aflorante por encima de la Formación Cimarrona en la vía Honda-Guaduas; sin embargo, la sección tipo está fallada y no aparece la base de la formación.

La Formación Seca equivale a la unidad T1 o Formación Guaduas de la plancha N8 Neiva del SGN (1959). En la industria del petróleo, la Formación Seca se conoce también con el nombre de "*Guaduala Claystone*", "Formación Guaduala" o "Grupo Guaduala" (Chenevert, 1963, p. 910; Beltrán y Gallo, 1968, p. 261-263) o también se utiliza el nombre de Formación Guaduas (Corrigan, 1967, p. 234; Allen, 1989, p. 41, 54-57; Barrio y Coffield, 1992, p. 134), término importado del área de la Sabana de Bogotá. Sin embargo, De Porta (1974, p. 243, 246) recomienda restringir el nombre de Formación Guaduas a la región comprendida desde Bogotá hacia el norte para evitar confusiones.

Efectivamente, la sucesión estratigráfica de la Formación Guaduas de la Sabana de Bogotá difiere sustancialmente de la sucesión litológica presente en la Formación Seca expuesta en el área estudiada (comparar con la descripción litológica de la Formación Guaduas de la Sabana de Bogotá de Laverde, 1980, p. 103-105 y Sarmiento, 1991, p. 12-31).

Descripción original de la Formación Seca:

Tanto en la sección tipo como en la sección de referencia la base de la formación Seca está formada por una alternancia de bancos de ortocuarcitas con bancos de lutitas generalmente rojas. En la sección tipo sigue después una zona de 50 m formada predominantemente por lutitas rojas. Luego aparece otro conjunto alternando los bancos de arcosas con lutitas rojas. El techo de la formación Seca está determinado por la aparición del primer banco de gravas arenosas con cantos de cuarzo y rocas metamórficas que corresponden al miembro Cambao de la formación Hoyón. El espesor de la formación Seca varía en conjunto de 250 a 300 m. En su conjunto la formación Seca presenta sedimentos finos. Aún los bancos de areniscas corresponden a unas arenas que varían de grano medio a grano grueso. Dentro de la formación tiene lugar un cambio importante ya que se pasa de unas ortocuarcitas a unas arcosas. Todavía en la base de la formación las condiciones de sedimentación son de origen marino, pero pronto se dejan sentir las influencias de los aportes continentales y el dominio completo de la sedimentación de tipo continental que perdurará durante todo el terciario [sic]. (De Porta, 1965, p. 29).

Descripción litológica: la Formación Seca aflora en el núcleo de los sinclinales de Media Luna (A13, B13), Jaguará (O9-O10, P8-P9, Q8, R8) e Itaibe (T1); en una estructura monoclinal al SW de Itaibe (T1, U1); al oriente del Anticlinal de Nátaga en el río Yaguaracito (Q4, R4); en los flancos del Sinclinal de Tesalia (O7, P6-P7, Q6-Q7, R6, S4, S6, T3-T4, T6, U3, U6); en una faja angosta con dirección N-NE-S-SW que inicia en el río Aipe al NW

del municipio homónimo y termina al norte de Teruel asociada al bloque cabalgante de la Falla de San Francisco (B13, C12-C13, D12, E11-E12, F11, G10-G11, H10-H11, I10, J9-J10, K8-K9, L8); entre las fallas de San Francisco y de Baché, desde el sur del río Yaya hasta el SE del municipio de Teruel y por la vía Palermo-Santa María (H11, I10-I12, J10-J12, K9-K11, L8-L10, M8, N8, O8).

En el área de estudio, la Formación Seca normalmente está muy cubierta, dado que se constituye por rocas predominantemente finogranulares; sin embargo, se hizo una descripción en los lugares que menciona Beltrán y Gallo (1968, p. 262-263) como localidades tipo de las formaciones San Francisco y Teruel del "Grupo Guaduala" en la quebrada del Potrero (3 km al occidente del caserío de San Francisco, G11) y en la quebrada Honda (6,5 km al sur del municipio de Teruel, P7). El "Grupo Guaduala" de Beltrán y Gallo (1968, p. 262) corresponde a la Formación Seca del presente estudio y estaría conformada en la base por el Miembro San Francisco (K2E1ss) y en el techo por el Miembro Teruel (K2E1st), equivalentes a las formaciones San Francisco y Teruel de Beltrán y Gallo (1968). En la lámina 16 se ilustran algunas secciones delgadas de la Formación Seca.

El Miembro San Francisco es de naturaleza arcillosa (arcillolita de color gris medio a claro o varicoloreada de color marrón rojizo y púrpura, blanda a medio dura y en parte limosa, según Beltrán y Gallo, 1968, p. 262-263) y el Miembro Teruel es de carácter arcilloarenoso (similar litológicamente al San Francisco, pero con interestratificaciones de arenita de color gris medio a oscuro, dura, compacta, de grano fino a medio, con estratificación paralela y abundantes líticos, algunos guijarros de arcilla y frecuentemente con estratificación cruzada de pequeña escala; los granos están compuestos por 30-60 % de lodolita oscura cretácica, 10-15 % de *chert* cretácico, 5-15 % de esquisto y pizarra, 20-40 % de cuarzo y excepcionalmente feldespato) (Beltrán y Gallo, 1968, p. 263).

Los miembros San Francisco y Teruel se pueden cartografiar en algunas zonas del área de estudio, como en el flanco oriental del Sinclinal de Tesalia que finaliza contra la Falla de La Plata (Chusma) (O7, P6-P7, Q6, R6, S6, T6, U6). También, se pueden cartografiar en la franja con dirección N-NE-S-SW desde el río Aipe hasta el río Yaya en el bloque cabalgante de la Falla de San Francisco (B13, C12-C13, D11-D12, E11-E12, F11, G11, H10-H11, I10, I11). El Miembro Teruel se puede cartografiar en la franja orientada N-NE, localizada al norte y al sur de la quebrada La Honda y limitada al occidente y oriente por las fallas de Teruel y de Tune (N8, O7-O8, P7, Q7). La localidad tipo de la Formación Teruel de Beltrán y Gallo (1968, p. 263) se localiza en esta franja, en la quebrada Honda, pero, como ya se indicó, allí está fallada (tanto su base como su techo están limitados por las fallas de Teruel y de Tune, respectivamente); por lo anterior, habría que establecer una sección de referencia para el Miembro Teruel.

En las zonas restantes del área de estudio no se reconocen estos miembros. En estos lugares, la Formación Seca es de naturaleza predominantemente arcillosa y genera un gran valle o llanura entre las formaciones Yaguará y Chicoral. Considerando el carácter geográfico restringido de las formaciones San Francisco y Teruel de Beltrán y Gallo (1968, p. 262-263) y los problemas tectónicos de la sección tipo de la Formación Teruel, es injustificado el rango de formación para estas unidades, razón por la cual es más aconsejable referenciarlas como miembros.

En la vía que de Yaguará conduce a Iquira, la Formación Seca se expone parcialmente y está compuesta en su parte basal (Miembro San Francisco) por arcillolitas macizas varicoloreadas (color rojo, anaranjado, ro-

sado medio, rosado pálido) y por arcillolitas arenosas de textura fina y media, color gris verdoso y rojo morado pálido, macizas (la estratificación no es visible), bioperturbadas por raíces probablemente. Se intercalan litoarenitas grises de grano fino, compuestas por cuarzo (hasta 80 %), líticos (20 %), feldspatos (1 %) y matriz (1 %) con laminación mediana cruzada planar y en artesa, dispuestas en capas delgadas y medianas con estratificación plana no paralela continua, destacándose morfológicamente de las arcillolitas que forman valles o extensas planicies.

La parte superior (Miembro Teruel) se observó en la sección tipo de la quebrada Honda del municipio de Teruel, constituida por paquetes tabulares de litoarenitas de grano fino, color gris oliva, constituidas por cuarzo (75 %) y líticos de *chert* (25 %), bien seleccionadas, deleznable, con laminación mediana en artesa y estratificadas en capas medianas y gruesas planas no paralelas continuas. Se intercalan con lodolitas arenosas de color gris medio con laminación delgada y mediana plana paralela discontinua y estratificación mediana igualmente plana paralela discontinua. Ocasionalmente aparecen capas muy gruesas y gruesas, lenticulares, de conglomerados poligénicos clastosoportados de guijarros, de color naranja rojizo moderado, compuestos por *chert*, cuarzo lechoso, porcelanitas y en menor proporción cuarzoarenitas, con matriz de arena gruesa y gránulos (15 %) y clastos de arcilla (3 %).

Geomorfológicamente, el Miembro San Francisco origina depresiones o valles y el Miembro Teruel tiende a formar escarpes medianamente empinados (figura 51). En las áreas donde no se reconocen estos miembros, la Formación Seca forma un valle o llanura amplia entre las formaciones Yaguará y Chicoral, como se indicó previamente.

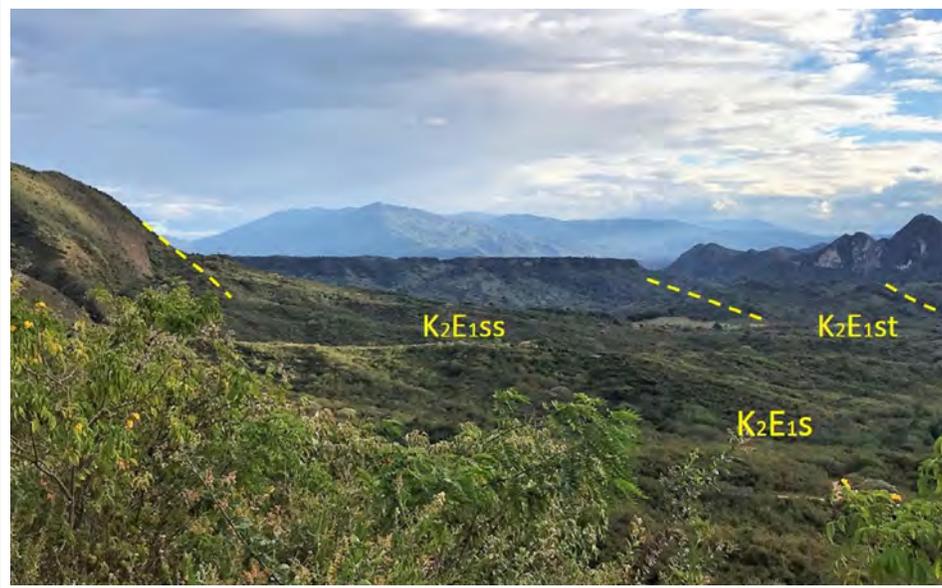


Figura 51. Expresión geomorfológica de la Formación Seca (K2E1s)
El Miembro San Francisco (K2E1ss) forma un valle y el Miembro Teruel (K2E1st) muestra escarpes moderados Vereda La Hocha, municipio de Tesalia (N: 769 724, E: 1163 722, Z: 1012, Az: 225°)

Posición estratigráfica, edad y espesor:

la Formación Seca suprayace en contacto paraconforme (*sensu* Howe, 1997, p. 133) a la Formación La Tabla o a la Formación Yaguará e infrayace en contacto disconforme (*sensu* Howe, 1997, p. 133) a la Formación Chicoral del Grupo Gualanday. En el sentido de Howe (1997, p. 133), una disconformidad es un contacto discordante donde existe una superficie de erosión marcada entre las rocas más jóvenes y las rocas sedimentarias más antiguas, y las superficies de estratificación de ambas unidades son esencialmente paralelas; una paraconformidad es un contacto discordante donde no hay evidencia de erosión visible entre las rocas más jóvenes y las rocas sedimentarias más antiguas e igualmente las superficies de estratificación de ambas unidades son esencialmente paralelas.

Como ya se mencionó, el contacto entre la Formación La Tabla o Formación Yaguará y la Formación Seca normalmente está cu-

bierto; no obstante, este límite se deduce por el contraste textural existente entre las últimas capas de cuarzoarenitas de grano medio a grueso de color gris claro de la Formación La Tabla o las arenitas de grano fino cuarzosas de color gris claro de la Formación Yaguará y las primeras capas de arcillolitas o lodolitas rojizas de la Formación Seca. De igual forma, el contacto Seca-Chicoral casi siempre está cubierto; sin embargo, también se puede inferir por el cambio litológico entre las últimas capas lodolíticas rojizas o areníticas líticas de color gris verdoso de la Formación Seca y las primeras capas potentes de conglomerados grises de *chert* de la Formación Chicoral. El contacto Yaguará-Seca se puede ver en las cabeceras del río Pedernal (O7), aproximadamente 2 km al sur de Teruel, y el contacto Seca-Chicoral se aprecia por el río Yaguaracito (R6), ambos contactos se localizan sobre el flanco oriental del Sinclinal de Tesalia.

La paraconformidad entre la Formación Yaguará y la Formación Seca se puede evi-

denciar con las observaciones y los datos de campo. En primer lugar, llama la atención el cambio abrupto entre las arenitas cuarzosas de ambiente marino proximal y color gris claro del techo de la Formación Yaguará y las arcillolitas y lodolitas rojizas de ambiente posiblemente continental de la base de la Formación Seca, que en el terreno se manifiesta por un cambio morfológico fuerte entre estas dos unidades. En segundo lugar, la Formación Yaguará, aflorante en el flanco occidental del Anticlinal de La Hocha, paulatinamente va perdiendo potencia en sentido norte-sur debido a que las capas más superiores de la unidad progresivamente se van erosionando.

Al norte, en la quebrada La Cañada (2,5 km al S-SW de Teruel, coordenadas N: 792 161, E: 1 167 131, Z: 741, origen Oeste-MAGNA, O7) hay un paquete de aproximadamente 20 m de espesor de cuarzoarenitas de textura muy fina en la parte superior de la Formación Yaguará, limitado en su base por un conjunto de porcelanitas y su techo por el contacto Yaguará-Seca. Al sur, en las quebradas El Hatillo y El Caney (coordenadas N: 768 777, E: 1 163 463, Z: 937, origen Oeste-MAGNA, T6), este paquete de arenitas se reduce a 7 y 5 m, respectivamente. Más al sur del punto anterior, cerca de la sección La Juanita (coordenadas N: 762 229, E: 1 16 322, Z: 737, origen Oeste-MAGNA, U6), este paquete se reduce a unos 3 m.

De Porta (1965, p. 21) relaciona el contacto La Tabla-Seca a la estructura de la región (refiriéndose a la región de Piedras en el departamento del Tolima). Indica que “A veces este contacto es normal, pero principalmente en los flancos de los anticlinales es claramente discordante, llegando a recubrir gran parte y a veces toda la Formación La Tabla”. Lo que describe De Porta refuerza lo observado en campo y la naturaleza paraconforme de este límite estratigráfico. Velloza *et al.* (2008, p. 29-30) relacionan la paraconformidad entre la Formación Yaguará y la Formación Seca (“Monserrate” y “San Francisco” para estos autores) a una “dislo-

cación de facies” asociada a una caída del nivel relativo del mar y al desarrollo de una inconformidad con exposición subaérea, evento que asocian al levantamiento de la cordillera Central y a la acreción de bloques tectónicos al occidente del Sistema de Fallas de Romeral.

Según Beltrán y Gallo (1968, p. 262-263), con base en estudios palinológicos, la edad para la parte inferior de la Formación Seca (equivalente a la “Formación San Francisco”) es Maastrichtiano tardío y para la parte superior (correspondiente a la “Formación Teruel”) es Maastrichtiano tardío-Paleoceno. Guerrero *et al.* (2000, p. 88) asigna la parte inferior de la Formación Seca al Maastrichtiano tardío con base en foraminíferos y palinología.

De la Formación Seca no se levantaron secciones estratigráficas; no obstante, tanto en el campo como en los cortes geológicos realizados se observa un espesor considerable para esta unidad, lo cual se confirma con los espesores reportados por Beltrán y Gallo (1968, p. 262-263) de 400 a 675 m para la “Formación San Francisco” (equivalente al Miembro San Francisco) y de 200 a 550 m para la “Formación Teruel” (equivalente al Miembro Teruel). Mediante un corte geológico realizado a la altura del río Aipe se calcularon 980 m para esta unidad.

Paleógeno

Las formaciones paleógenas afloran extensamente en el área de estudio y están constituidas por rocas sedimentarias siliciclásticas de textura variable desde conglomerados hasta arcillolitas con tonalidad rojiza dominante en la mayoría de los afloramientos. Morfológicamente, las formaciones Chicoral y Doima y el miembro superior de la Formación Tune forman escarpes muy pronunciados que contrastan notoriamente con los valles y llanuras de baja altitud que exhiben las formaciones Seca y Potrerillo. En la figura 6 se muestra la sucesión

estratigráfica, la litología y los espesores de las unidades del Paleógeno, que se establecieron con base en el mapeo geológico detallado de superficie realizado para el presente estudio.

Grupo Gualanday (E2E3g) Eoceno medio-Oligoceno tardío

El Grupo Gualanday está constituido de base a techo por las formaciones Chicoral, Potrerillo y Doima (Chenevart, 1963, p. 910-911), nomenclatura adoptada en la presente publicación y utilizada en las planchas geológicas 302 Aipe (Fúquen *et al.*, 1993), 323 Neiva (Ferreira *et al.*, 1998), 344 Tesalia (Marquínez *et al.*, 1999) y 345 Campoalegre (Velandia *et al.*, 1999), planchas en las cuales se ubica el área de trabajo.

Autoría y sección tipo: en la región de los municipios de San Luis, Chicoral y Gualanday en el departamento del Tolima, Scheibe (1933, p. 39-40) hace referencia al “piso de Gualanday” que asigna con duda al terciario. Schiebe (1933, p. 39-40) no indica una sección tipo para el Gualanday, pero se infiere de su escrito que la localidad tipo sea el municipio de Gualanday en el departamento del Tolima.

Descripción original:

Las rocas que constituyen (fuera de terrenos subordinados del cretáceo) la serranía indicada, que llamamos, en suma, montaña de Gualanday, son arcillas, areniscas y conglomerados que alternan las unas con las otras, pero en lo general están arregladas de tal modo, que en las partes bajas y altas - geológicamente dicho - dominan las areniscas y arcillas, mientras en las partes centrales prevalecen los conglomerados. Las arcillas son grises o rojas, las areniscas son rojas, grises, amarillas o casi blancas, y contienen a veces un cemento de calcita en los intersticios; los conglomerados son generalmente rojos y están compuestos de cantos rodados poco gruesos de cuarzo, sílex-córneo y esquisito silicoso, que son aglutinados

por un cemento ferruginoso tenaz. Es de notarse que en estos conglomerados no se encuentra ni un solo fragmento de rocas volcánicas, que son el elemento normal de la formación túfica de los llanos colindantes a la montaña de Gualanday. Los conglomerados y las areniscas se presentan en lechos bastante anchos [sic]. (Scheibe, 1933, p. 39-40).

En su contribución al conocimiento de la geología del valle alto del Magdalena, específicamente sobre la geología del terciario y Cuaternario al norte de Neiva, Royo y Gómez (1942, p. 269) aplica el rango de formación al “piso de Gualanday” e indica que la Formación Gualanday está constituida por arenitas conglomeráticas de tonos rojos y rosados que afloran por debajo de la Formación Honda sin precisar ninguna subdivisión de esta.

Posterior a Schiebe (1933, p. 39-40), que originalmente dividió el “piso de Gualanday” en tres partes, una superior e inferior constituidas por areniscas y arcillas y una parte media por conglomerados, en la plancha L9 Girardot, Raasveldt (1956) redefine la Formación Gualanday en tres miembros denominados Gualanday Inferior (T2: arcillas arenosas con lentes de conglomerados o areniscas), Gualanday medio (T3: arcillas rojizas, amarillentas o azulosas, con varias areniscas intercaladas, y un nivel predominante de areniscas en la parte media) y Gualanday Superior (T4: potente horizonte de conglomerados). A diferencia de Schiebe (1933), las subdivisiones de Raasveldt (1956) son más prácticas y de fácil reconocimiento en el campo y se pueden identificar en todo el valle alto del Magdalena, tanto en superficie como en el subsuelo.

En la plancha N8 Neiva del SGN (1959) se utilizan las subdivisiones de Raasveldt (1956), pero con rango de formación (formaciones Gualanday Inferior, Gualanday medio y Gualanday Superior). Por consiguiente, la unidad fue considerada como un grupo desde aquella época, lo cual está plenamente justificado. Para una reseña histórica más extensa del Gualanday se puede consultar a

De Porta (1974, p. 247-252).

Tellez y Navas (1962, p. 50-51) describen litológicamente el Grupo Gualanday en su localidad tipo por la carretera que parte de Chicoral y que bordea el canal de irrigación construido sobre la margen derecha del río Coello. La descripción dada por estos autores es la siguiente:

Gualanday Inferior (equivalente a la Formación Chicoral):

Constituido por una serie de areniscas blancas, de grano medio a grueso, sueltas, las cuales presentan localmente lentejones de conglomerados cuyos cantos alcanzan hasta 15 cm. Estos cantos son de cuarzo, lidita y roca silíceo blanca, pero con predominio marcado de los primeros. Separando los diferentes bancos de areniscas, se encuentran arcillas arenáceas de color amarillento, pero en general son de espesor muy reducido. En la morfología destaca perfectamente este primer conjunto formando relieves abruptos y constituyendo una unidad litoestratigráfica muy práctica para la cartografía.

Gualanday medio (equivalente a la Formación Potrerillo):

Es un miembro en donde las arcillas constituyen la parte más importante. Son de color amarillento, azul y rojo, presentando, sobre todo en la parte superior, gran cantidad de manchas y láminas de óxido de hierro, el cual imprime en superficie un color rojo intenso por meteorización. A un tercio del espesor total del conjunto y a partir de la base, se presenta un horizonte de areniscas compactas de grano fino y color rojizo, que destaca netamente en la morfología y el cual se ha podido seguir a todo lo largo de los afloramientos de la formación. Por encima de este horizonte comienzan a aparecer areniscas de grano grueso y bancos de conglomerados con cantos de cuarzo, lidita y roca silíceo blanca, unidos por una matriz de granos pequeños; estos bancos están intercalados dentro de las arcillas y aumentan de espesor hacia el techo.

Gualanday Superior (equivalente a la Formación Doima):

Formado por un potente nivel de bancos de conglomerado de cuarzo en más de 97%, lidita y roca silíceo blanca en menor cantidad. Los cantos están unidos por una matriz de granos pequeños cuya naturaleza es la misma que la de los grandes. El diámetro de los cantos alcanza hasta 20 cm. Los bancos presentan un espesor variable a modo de lentejones y se encuentran dentro de ellos algunas listas de un conglomerado muy fino que contrasta notoriamente con el resto del banco. Separando los bancos conglomeráticos hay intercalaciones de arcillas arenáceas, amarillentas y verdosas. Todo el conjunto presenta gran cantidad de láminas y manchas de hierro que, por meteorización, dan en superficie un color rojo a la formación, mientras que en su interior los conglomerados son de color claro. Toda la serie del Gualanday es típicamente continental. El espesor del Gualanday en total se ha calculado en unos 700 m correspondiendo unos 130 al inferior, 270 al medio y 300 al superior.

Chenevart (1963, p. 910-911), en una síntesis sobre la estratigrafía de la cuenca del Magdalena Superior y medio y su borde oriental, sustituye la nomenclatura del Grupo Gualanday del SGN (1959) por las formaciones Chicoral (Formación Gualanday Inferior), Potrerillo (Formación Gualanday medio) y Doima (Formación Gualanday Superior), nomenclatura utilizada por las compañías petroleras en el valle alto del Magdalena (Beltrán y Gallo, 1968, p. 241, 264-265; Allen, 1989, p. 57-61), y por el SGC en las planchas geológicas que cubren el área de estudio (302 Aipe, Fúquen *et al.*, 1993; 323 Neiva, Ferreira *et al.*, 1998; 344 Tesalia, Marquínez *et al.*, 1999; 345 Campoalegre, Velandia *et al.*, 1999).

Chenevart (1963, p. 910-911) hace la siguiente descripción de las formaciones Chicoral, Potrerillo y Doima (traducción al español de Valencia, 1966, p. 5):

En la Formación de Chicoral el régimen continental persiste. El relieve es sometido a una intensa erosión. Los sedimentos clásticos que se derivan de esta erosión son areniscas y conglomerados cuya localidad tipo se encuentra cerca de Chicoral, en el Magdalena superior. La Formación Chicoral tiene 250-320 m de espesor. Reposa sin discordancia sobre las arcillas y areniscas del Guaduala, lo que, en ausencia de fósiles permite asignarle una edad Eoceno inferior a medio. Formación de Potrerillo. La base de la formación consiste de una alternancia de areniscas gruesas y arcillas rojas. Más arriba, la arenisca se hace más fina, las arcillas se hacen más potentes, predominando poco a poco y terminando por formar, ellas solas, toda la parte superior del Potrerillo. Espesor 150 a 450 m. Edad Eoceno superior. Formación de Doima. Una fuerte discordancia angular marca a veces la base de esta formación que reposa sobre sedimentos de toda edad, desde el Cretácico inferior al Eoceno. Cuando estas últimas están representadas por el Potrerillo la discordancia se atenúa, se vuelve diastema y en mantos rectos, hay una continuidad de sedimentación entre las arcillas de Potrerillo y las areniscas conglomeráticas que constituyen esencialmente la Formación de Doima. Espesor: 350-700 m. Edad Oligoceno inferior y medio.

Chenevart (1963, p. 910-911) no referencia ni sección tipo ni proporciona la procedencia del nombre de las formaciones Chicoral, Potrerillo y Doima. Sin embargo, Beltrán y Gallo (1968, p. 264-265) indican que el nombre de Potrerillo fue utilizado primero por los geólogos de la compañía petrolera Richmond en 1938 y suponen que la sección tipo se localiza al norte de la Hacienda Potrerillo, a corta distancia del pueblo de Chicoral en el departamento del Tolima; con relación a la Formación Doima, sugieren que el nombre se debe a los geólogos de la Richmond en 1939 y probablemente su localidad tipo sea en las "Tetas de Doima", un cerro prominente localizado cerca al pueblo de Doima en el Tolima; de la Formación Chicoral no mencionan ni proveniencia del nombre ni sección tipo.

Lo más probable es que los nombres de estas unidades se deban al municipio de Chicoral, a la inspección de policía de Potrerillo (perteneciente al municipio de Coello) y al corregimiento de Doima (perteneciente al municipio de Piedras) en el departamento del Tolima.

En la sub-cuenca de Neiva, el Grupo Gualanday, según Beltrán y Gallo (1968, p. 263), está constituido por cinco formaciones denominadas Palermo, Baché, Tesalia, Potrerillo y Doima. Beltrán y Gallo (1968) agruparon las tres primeras unidades en el denominado Grupo Chicoral que correlacionaron con la Formación Chicoral de la sub-cuenca de Girardot con base en datos palinológicos. Sin embargo, Wellman (1968, p. 687-689) indica que esta correlación debe considerarse tentativa hasta obtener más evidencia de apoyo. A la fecha, no se han publicado nuevos datos bioestratigráficos que precisen la edad de las diferentes formaciones que integran al Grupo Gualanday en el valle alto del Magdalena, por lo cual la correlación de Beltrán y Gallo (1968) sigue siendo tentativa.

La cartografía geológica realizada muestra que efectivamente en algunos lugares se observan las cinco unidades de Beltrán y Gallo (1968), pero en otras zonas solo se reconocen cuatro unidades, y lo más común es encontrar tres unidades (ver anexo 1) de manera similar a como se presenta el Grupo Gualanday en el área tipo de Gualanday en el Tolima. También, se observaron cambios bruscos de facies dentro de la Formación Doima, la cual presenta dos o tres miembros litológicos; más adelante se detallarán estos cambios.

En la plancha N8 Neiva del SGN (1959) se cartografió el Grupo Gualanday integrado por tres formaciones (Gualanday Inferior, Gualanday medio y Gualanday Superior) equivalentes a las formaciones Chicoral, Potrerillo y Doima de esta publicación. A pesar de que este trabajo es antiguo, coincide muy bien con la cartografía geológica

que se realizó y a partir de la cual se genera esta publicación.

Descripción litológica: el Grupo Gualanday aflora extensamente en el área de estudio en una faja con dirección N-NE-S-SW desde el Sinclinal El Pato y norte del río Aipe y hasta el NE de Tesalia limitada al occidente por la Falla de La Plata (Chusma) y al oriente por las fallas de San Francisco y La Hocha o la Falla de Upar que incluye al Sinclinal de Tesalia (B12-B13, C11-C13, D11-D12, E11, F10-F11, G10-G11, H10, I10-I11, J9-J11, K8-K10, L8-L9, M8, N7-N8, O6-O8, P6-P7, Q5-Q6, R4-R6, S4-S6, T4-T6, U5-U6); también, aparece al oriente de la Falla de Betania en una faja estrecha orientada NE-SW (Q9, R8-R9, S7-S8, T7-T8, U6-U7).

Del Grupo Gualanday no se levantaron columnas estratigráficas; la descripción litológica de las formaciones Chicoral, Potrerillo y Doima constituyentes del Grupo se basa en las observaciones realizadas en los afloramientos visitados en la campaña de campo. En las láminas 17 y 18 se ilustran algunas secciones delgadas de las formaciones Chicoral y Doima. De la Formación Potrerillo no se obtuvieron muestras para petrografía por la dificultad que representa el muestreo en rocas lodosas altamente meteorizadas.

Formación Chicoral (E2E3ch)

Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en las veredas río Aipe, San Antonio, San Isidro, El Roble, Los Cauchos y Potreritos del municipio de Aipe (B13, C12-C13, D11-D12, E11, F11), y en las veredas San Francisco, La Uriaga y Farfán del municipio de Palermo (G10-G11, H10, I10-I11, J9-J11, K8-K10).

En el río Aipe (B12-B13) aparece un buen afloramiento de la Formación Chicoral compuesto por capas muy gruesas, cuneiformes y macizas, de conglomerados con clastos redondeados principalmente de porcelanita, *chert* y cuarzoarenita, color gris rosáceo, textura entre guijarro mediano y guijarro muy grande con matriz de arenisca fina a media (figura 52). Por la vía Palermo-Santa María en la vereda San Francisco (J10), hacia la base de la Formación Chicoral, se presenta un afloramiento de unos 10 m de espesor que de base a techo presenta una capa muy gruesa (4 m) cuneiforme de litoarenita de grano fino, color gris oliva claro; sigue una capa muy gruesa (3 m) de litoarenita conglomerática y luego una capa muy gruesa (3 m) cuneiforme de conglomerado de *chert* y cuarzo con guijarros y guijos pequeños redondeados y matriz arenosa. En la lámina 17 se ilustra una sección delgada de la Formación Chicoral en el río Aipe.



Figura 52. Capas cuneiformes (cf) de conglomerados en la Formación Chicoral Cañón del río Aipe (N: 853 880, E: 860 418, Z: 467, Az: 290°)

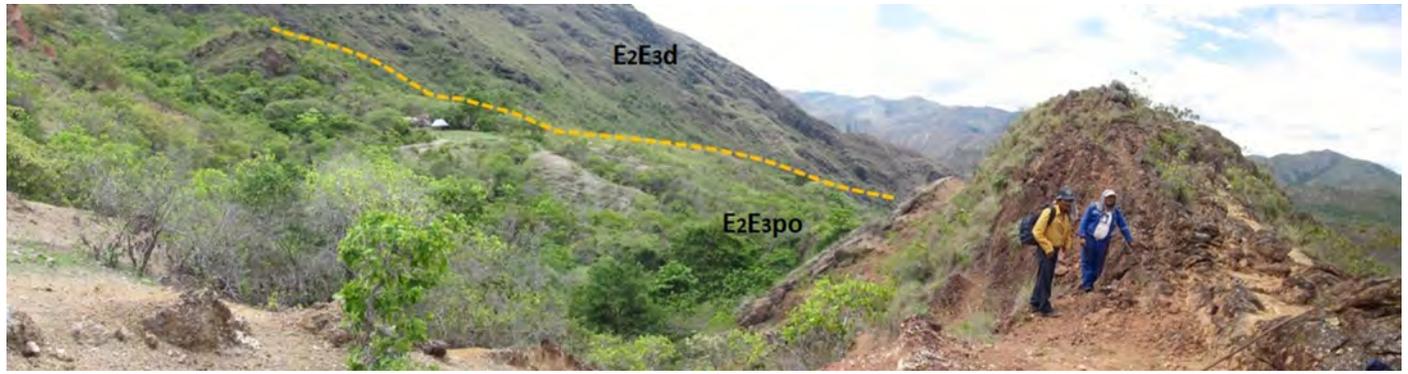


Figura 53. Escarpe formado por arenitas intercaladas en las lodolitas de la Formación Potrerillo (E2E3po). La línea amarilla discontinua representa el contacto con la suprayacente Formación Doima (E2E3d) (N: 855 900, E: 860 344, Z: 827, Az: 275°)

Formación Potrerillo (E2E3Po)

La Formación Potrerillo se puede observar en el cañón del río Aipe y en la quebrada Pipilicua; también, en las veredas Los Cauchos, El Callejón, San Isidro, El Roble y El Tesoro del municipio de Aipe (B12-B13, C12-C13, D11-D12, E11, F11), y en las veredas Farfán y San Francisco del municipio de Palermo (G10-G11, H10, I10-I11, J9-J11, K8-K10).

Debido a que la Formación Potrerillo está constituida por rocas terrígenas finogranulares, sus afloramientos son escasos y la mayoría de veces se encuentran cubiertos y bastante meteorizados. Normalmente, las interposiciones de rocas de textura más gruesa y más resistentes a la erosión son las que afloran sobre las vías y drenajes del área de estudio. Un ejemplo de ello ocurre en el sector conocido como Caicedonia de la vereda San Isidro (B13), donde hay un

afloramiento de capas medianas y gruesas cuneiformes de conglomerados con clastos de cuarzo y *chert* en matriz arenosa de color gris muy claro. Le siguen capas de cuarzoarenitas de grano muy fino a medio, color gris verdoso claro e inmaduras, y luego una capa de cuarzoarenitas de grano fino a muy fino de color gris verdoso claro, mal seleccionadas, con líticos, que forman un filo pequeño (figura 53).

En los cortes de la vía que conduce hacia la vereda Farfán (J9) se aprecia un afloramiento de unos 6 m de espesor conformado por capas gruesas a muy gruesas, cuneiformes, con estratificación cruzada, de cuarzoarenitas de grano fino a medio, levemente conglomeráticas, color gris claro azuloso, con lentes de conglomerado de *chert*, porcelanita y cuarzo en matriz de arenita lítica de grano fino a medio.

Formación Doima (E2E3d)

La Formación Doima aflora en las veredas San Isidro, El Tesoro, Potreritos, Los Cauchos y San Antonio del municipio de Aipe; en las veredas Órganos y El Jardín del municipio de Neiva; y en las veredas Farfán, San José, Fátima, San Francisco, El Tablón, Nilo y Guasimos del municipio de Palermo (B12-B13, C11-C12, D11-D12, E11, F10-F11, G10, H10, I9-I10, J9, K8-K9, L8). En la lámina 18 se ilustran algunas secciones delgadas de la Formación Chicoral en el río Aipe y quebrada Pipilicua.

La cartografía geológica realizada en el área de trabajo muestra que la Formación Doima presenta tres miembros, litológica y morfológicamente diferenciables, entre la inspección de policía de Ospina Pérez (municipio de Palermo, K8) al sur y hasta el corregimiento Los Órganos (municipio de Neiva, F10-F11) al norte. Estos miembros también se pueden reconocer por la vía que conduce de Palermo al municipio de Santa María, en el sector de la vereda Guasimos. Morfológicamente, los miembros inferior (E2E3di) y superior (E2E3ds), compuestos predominantemente por conglomerados y arenitas, generan escarpes muy pronunciados; el miembro intermedio (E2E3dm), constituido predominantemente por limolitas, arenitas conglomeráticas y lentes de conglomerado, tiende a generar depresiones o valles, lo que permite cartografiarlos fácilmente por más de 33 km de longitud en sentido S-SW-N-NE (figura 54).

Desde el corregimiento Los Órganos al sur (F10-F11) y hasta la Falla de La Plata (Chusma) al norte, en cercanías a la quebrada Pipilicua (B12), el miembro superior (E2E3ds) cambia lateralmente a facies arenosas y el miembro intermedio (E2E3dm) se pincha estratigráficamente, por lo que la Formación Doima queda constituida por dos miembros, uno inferior con dominio de conglomerados (E2E3di) y otro superior (E2E3ds), muy potente, con predominio de cuarzoarenitas y sublitoarenitas de grano muy fino hasta grueso, conglomeráticas, con intercalaciones de limolitas arenosas. Estos dos miembros se pueden cartografiar

por una distancia de 15 km paralelamente al rumbo de las capas (orientadas S-SW-N-NE en ese sector), desde el corregimiento Los Órganos hasta el sector de El Tambo (C12). Desde El Tambo hasta la Falla de La Plata (Chusma) se presentan replegamientos que dificultan esta separación cartográfica, por lo cual en el mapa geológico queda el trazo del contacto inferido (ver anexo 1).

La Formación Doima en el Sinclinal de Tesalia está constituida por capas gruesas y muy gruesas de conglomerados poligénicos (figura 55) intercalados esporádicamente con lodolitas y litoarenitas ligeramente conglomeráticas. Los conglomerados son de color rosado anaranjado medio y anaranjado muy pálido, con guijos pequeños, guijarros grandes y muy grandes, de forma subesférica y redondez subangular a subredondeada, de *chert* de color negro y cuarzo lechoso. Presentan matriz arenolodosa y estratificación curvada no paralela continua y plana no paralela continua.

Las litoarenitas son de color anaranjado rojizo medio y anaranjado amarillento pálido, tamaño arena muy gruesa, moderadamente seleccionadas, con partículas de forma subesférica y redondez subangular, compuestas por cuarzo 70 % y líticos 30 %. Las lodolitas son de colores abigarrados rosado medio, rosado pálido, anaranjado amarillento pálido y gris muy claro. Las litoarenitas, al igual que las lodolitas, se encuentran estratificadas en capas delgadas y medianas planas no paralelas continuas.

En el Sinclinal de Tesalia, la Formación Doima es muy particular. Allí está constituida por un solo nivel potente de conglomerados (ver anexo 1). En el flanco oriental del sinclinal, la unidad se observa muy gruesa, con un espesor aproximado de 780 m, mientras que en el flanco occidental su espesor se reduce a la mitad, aproximadamente a unos 380 m. Considerando el origen de la Formación Doima a partir de abanicos aluviales adyacentes a un frente montañoso tectónicamente activo (Caicedo y Roncancio, 1994,



Figura 54. Expresión morfológica de los tres miembros de la Formación Doima. Los miembros inferior (E2E3di) y superior (E2E3ds) forman escarpes fuertes, mientras que el intermedio (E2E3dm) genera valles. Panorámica a la altura del río Yaya (N: 827 416, E: 846 547, Z: 1018, Az: 40°)

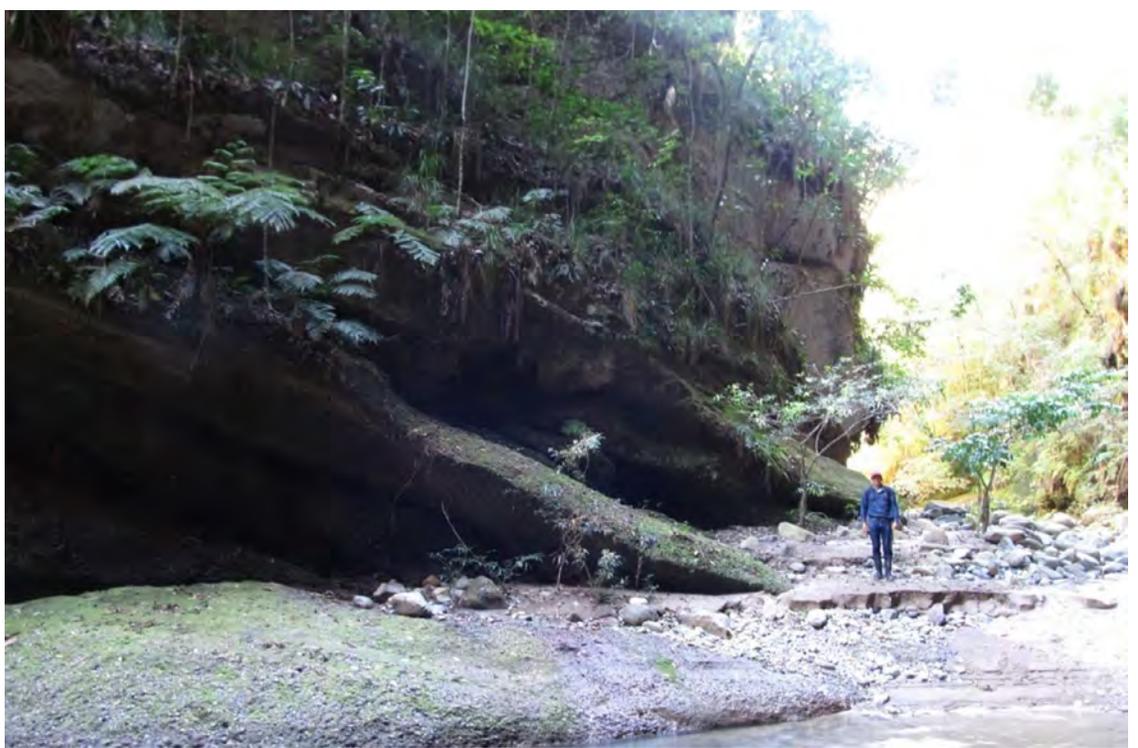


Figura 55. Conglomerados poligénicos en la Formación Doima Sinclinal de Tesalia (N: 777 637, E: 1159 106, Z: 817, Az: 220°)

p. X-16–X-18), este engrosamiento de la unidad se podría interpretar sedimentológicamente a partir de la superposición y amalgamamiento de dos abanicos aluviales de textura conglomerática, en virtud de que la cartografía geológica muestra que no hay evidencias de repetición tectónica por fallas de flexura o de cabalgamiento en el flanco oriental del sinclinal.

El contacto litológico entre los dos abanicos debe corresponder a una superficie o cicatriz de erosión. Estos cuerpos litológicos equivaldrían a los miembros conglomeráticos inferior (E2E3di) y superior (E2E3ds) que se observan entre la inspección de policía de Ospina Pérez y el corregimiento Los Órganos, y por la vía Palermo-Santa María (sector vereda Guasimos) anteriormente mencionados. Esto implica que el miembro intermedio de la Formación Doima (E2E3dm) posiblemente fue erosionado o no depositado durante la acumulación del miembro superior, quedando amalgamados y superpuestos los miembros inferior y superior en una sola unidad litoestratigráfica (ver anexo 1).

En las áreas restantes de la zona de estudio, la Formación Doima está constituida por un solo nivel potente de conglomerados, semejante a lo que se observa en la localidad tipo del municipio de Doima en el departamento del Tolima.

La cartografía geológica realizada desde el nororiente del municipio Aipe hasta el suroccidente del municipio de Tesalia evidenció que las formaciones “Palermo”, “Baché” y “Tesalia” de Beltrán y Gallo (1968, p. 261, 263-265) asociadas al “Grupo Chicoral” equivalen a las formaciones Chicoral y Potrerillo y al miembro inferior de la Formación Doima del presente estudio. Sumados los miembros intermedio y superior de la Formación Doima, el Grupo Gualanday quedaría constituido por cinco unidades. Estas cinco unidades se consideran equivalentes a las formaciones Palermo, Baché, Tesalia, Potrerillo y Doima de Beltrán y Gallo (1968). Es decir, la

Formación Chicoral equivaldría al “Palermo”, la Formación Potrerillo al “Baché” y los tres miembros que integran la Formación Doima a las unidades “Tesalia”, “Potrerillo” y “Doima” de Beltrán y Gallo (1968). En conclusión, en el Grupo Gualanday se identificaron dos formaciones conglomeráticas (Chicoral en la base y Doima al techo) separadas por una formación lodosa (Potrerillo) (ver anexo 1 y figura 6), similar a como se presenta el Grupo Gualanday en el área tipo del municipio de Gualanday en el departamento del Tolima.

El Grupo Gualanday es el resultado de la acumulación sintectónica de sedimentos (gravas, lodos y arenas) en el valle alto del Magdalena ocasionada por el levantamiento episódico de la cordillera Central. En las formaciones Chicoral y Doima, este levantamiento fue más fuerte, mientras que en la Formación Potrerillo fue más atenuado (Van Houten y Travis, 1968, p. 690-693; Anderson, 1972, p. 2436; Caicedo y Roncancio, 1994, p. X-16–X-18).

La expresión morfológica del Grupo Gualanday es muy característica en el área de estudio y en general en el valle alto del Magdalena. Tanto la Formación Chicoral como la Formación Doima generan escarpes muy empinados de gran altitud, con poca cobertura vegetal y tonalidad rojiza o amarillenta muy peculiar, que los diferencian de otros escarpes producidos por otras unidades litoestratigráficas resistentes a la erosión. La Formación Potrerillo en general forma valles o depresiones morfológicas en el paisaje; sin embargo, las intercalaciones arenosas o conglomeráticas presentes en la unidad generan crestas angostas que se destacan muy bien en el terreno.

Posición estratigráfica, edad y espesor:

el Grupo Gualanday suprayace e infrayace en contacto neto concordante a las formaciones Seca y Tune, respectivamente. El contacto inferior con la Formación Seca se considera paraconforme (*sensu* Howe, 1997, p. 133) y se localiza en las últimas capas de arenitas líticas de la Formación Seca

y los primeros bancos gruesos de conglomerados de *chert* y cuarzo lechoso de la Formación Chicoral (figura 56). El contacto superior con la Formación Tune se ubica en las últimas capas potentes de conglomerados de cuarzo lechoso y *chert* de la Formación Doima y las primeras capas de lodolitas terrígenas abigarradas de la Formación Tune. El contacto Chicoral-Potreriillo es concordante y neto, y se establece en las últimas capas gruesas conglomeráticas de la Formación Chicoral y las primeras capas de lodolitas abigarradas de la Formación Potrerillo. El contacto Potrerillo-Doima es disconforme (*sensu* Howe, 1997, p. 133) y se sitúa en las últimas lodolitas o arcillolitas abigarradas de la Formación Potrerillo y los primeros bancos potentes de conglomerados de la Formación Doima.

La edad del Grupo Gualanday reportada por el SGN (1959) en la plancha N8 Neiva es Eoceno medio para la Formación Chicoral (“Formación Gualanday Inferior”), Eoceno tardío a Oligoceno medio para la Formación Potrerillo (“Formación Gualanday medio”) y Oligoceno tardío bajo para la Formación Doima (“Formación Gualanday Superior”), edades posiblemente establecidas con palinología.

Con base en estudios de polen, Beltrán y Gallo (1968, p. 264-266) reportan una edad Eoceno tardío para el “Grupo Chicoral” y “Formación Potrerillo” y Oligoceno tardío a Mioceno temprano para la “Formación Doima”. Hoffsteter (1971) asigna una edad del Eoceno tardío a Oligoceno temprano al Grupo Gualanday con base en macrofósiles colectados en los municipios de Chaparral



Figura 56. Paraconformidad entre las formaciones Secca (K2E1s) y Chicoral (E2E3ch). Litoarenitas de la parte superior de la Formación Secca en contacto concordante (paraconforme) con los conglomerados más bajos de la Formación Chicoral. Sector del río Yaya (N: 827 920, E: 848 945, Z: 593, Az: 310°)

y Gualanday en el departamento del Tolima y El Agrado, Huila (ver anexo 3). Existen trabajos más recientes que tratan la estratigrafía del “Grupo Chicoral” de Beltrán y Gallo (1968) en la sub-cuenca de Neiva (Díaz, 2016); sin embargo, no se reportan datos nuevos sobre la edad de esta unidad. Como se puede ver, las edades son disímiles y en algunos casos se asignan por correlación con unidades localizadas más al norte, en los límites con el valle medio del Magdalena (Corrigan, 1967, p. 235-236). De Porta (1974, p. 250-251) discute la edad del Grupo Gualanday y concluye que no se puede asignar una edad bien definida para esta unidad.

Con base en la cartografía geológica se realizó un estimativo de espesor del Grupo Gualanday a la altura del río Aipe (C12-C13) y se obtuvieron 470 m para la Formación Chicoral, 300 m para la Formación Potrerillo y 1210 m para la Formación Doima. En el sector de la vereda San Francisco (H10) se estimó para la Formación Doima un espesor de 1150 m; allí, el miembro inferior mide 420 m, el intermedio 370 m y el superior 360 m.

Formación Tune (E3tu) Oligoceno tardío- Mioceno temprano?

Autoría y sección tipo: en su descripción paleontológica de la fauna de vertebrados del Oligoceno al oriente de Chaparral, en el departamento del Tolima, Stirton (1953, p. 606-610) hace mención a la Formación Tune e indica que esta unidad corresponde a terminología de la Texas Petroleum Company, lo cual confirman Corrigan (1967) y Beltrán y Gallo (1968) en las cartas de correlación estratigráfica de estos trabajos. Stirton (1953, p. 606) describe de forma muy general la unidad diciendo que es de coloración rojiza o gris y compuesta por arcillolitas, *shales*, areniscas y conglomerados, que se acumularon en llanuras bajas aluviales; estratigráficamente, la sitúa por debajo del

Grupo Honda y por encima de la “formación Carrasposa” (nomenclatura en desuso) del Eoceno, que incluye en el Grupo Gualanday.

De la publicación de Stirton (1953, p. 606-610) se infiere que el nombre proviene de la quebrada o río Tune localizado unos 4-5 km al oriente de Chaparral, departamento del Tolima, al sur de la sub-cuenca de Girardot. Este autor muestra una sección estructural del sitio de donde proviene la fauna de vertebrados del Oligoceno (Alto de San José y del Zorro), área considerada como localidad tipo de la Formación Tune (De Porta, 1974, p. 495). Stirton (1953, p. 606-610) no indica ni describe una sección tipo.

Guerrero (1993, p. 10-13; 1997, p. 23) sugiere que las rocas del valle alto del Magdalena que fueron previamente incluidas en la Formación La Cira o en el Miembro Puerto Salgar de la Formación La Dorada de Wellman (1970), en las áreas de Gigante, Campoalegre, campo petrolero Dina (cerca a La Venta), Chaparral, Carmen de Apicalá y Girardot, sean incluidas en la Formación Tune. Esta recomendación se siguió en este trabajo y en la plancha 323 Neiva por Ferreira *et al.* (2002, p. 60).

En este estudio se asigna a la Formación Tune el intervalo estratigráfico comprendido entre el techo de la Formación Doima y la base del Grupo Honda en el sentido estratigráfico de Stirton (1953, p. 609) y de Guerrero (1993, p. 10-13; 1997, p. 23).

Descripción litológica: la Formación Tune está restringida al núcleo y flancos del Sinclinal de Tesalia (Q5, R4-R5, S4-S5, T4-T5) y a una franja angosta paralela a la Falla de La Plata (Chusma) que se extiende desde unos 10 km al N-NE de Teruel (L8) y hasta el río Aipe (C11-C12) por una longitud de 58 km aproximadamente.

De esta unidad se cartografiaron dos miembros informales, claramente diferenciables

por su litología y expresión geomorfológica. El miembro inferior (E3tui), de litología arenosa, genera un relieve relativamente suave comparado con el relieve más fuerte del miembro superior y los escarpes que producen los conglomerados potentes de la infrayacente Formación Doima. El miembro superior (E3tus), de carácter conglomerático, forma en el paisaje colinas alargadas de cresta aguda y recta con drenaje subdendríco de densidad media, mientras que el miembro inferior tiende a formar pendientes estructurales de inclinación media con drenaje subparalelo menos denso.

De la Formación Tune no se levantaron secciones estratigráficas. Su descripción litológica se basa en los afloramientos observados sobre los flancos del Sinclinal de Tesalia, específicamente su flanco oriental. Estos afloramientos se ubican por la vía que conduce del municipio de Iquira al corregimiento de Pacarní y sobre el cauce del río Pacarní (en la vereda Ambica), río Yaguaracito y quebrada El Carbón (en la vereda Potrero Grande). Estos sitios pertenecen al municipio de Tesalia (Q5, R4-R5, S4-S5, T4-T5). Desafortunadamente en estos lugares no hay una sección estratigráfica continua; no obstante, son los mejores afloramientos del área y eventualmente podría levantarse una sección compuesta y proponerse como sección tipo en el futuro. De la Formación Tune se diferenciaron dos miembros litológicos informales que se describirán a continuación.

Miembro inferior de la Formación Tune (E3tui)

El miembro inferior de la Formación Tune se puede dividir en dos partes:

A) La porción inferior está constituida por capas desde medianas hasta muy gruesas (figura 57), con estratificación plana paralela continua, de cuarzoarenitas de grano muy fino hasta medio, de color anaranja-

do muy pálido y anaranjado grisáceo, con buen a moderado calibrado. La laminación varía de delgada a mediana, plana paralela continua y ondulada no paralela continua y discontinua. El techo de estas areniscas es ligeramente conglomerático, con laminación delgada y mediana en artesas; presenta niveles de conchas de bivalvos de 2-10 mm de diámetro, láminas y lentes de materia orgánica y lentes conglomeráticos de guijarros pequeños y guijarros muy grandes, compuestos principalmente de cuarzoarenitas, limolitas de cuarzo y *chert*.

Las arenitas se intercalan con conjuntos de capas delgadas con estratificación plana paralela continua de lodolitas y lodolitas limosas, de color anaranjado amarillento pálido y rosado grisáceo con moteado distinto de color café rojizo medio y gris amarillento por bioperturbación de raíces de plantas. Esporádicamente, se observan capas medianas intercaladas de conglomerado poligénico de color anaranjado grisáceo y anaranjado amarillento pálido, de guijarros grandes y muy grandes, de forma esférica a subesférica, subredondeados, de *chert*, cuarzo y tobas, con matriz de arena de grano medio.

B) La parte superior está compuesta por capas gruesas y muy gruesas con estratificación plana no paralela continua de cuarzoarenitas de textura fina hasta gruesa, de color gris oliva claro, anaranjado amarillento oscuro, rojo medio y rojo claro, con calibrado moderado y bueno; presentan lentes conglomeráticos; las cuarzoarenitas paulatinamente alcanzan hasta un 10 % de líticos (sublitoarenitas) cerca al contacto con el miembro superior. Intercaladas con las arenitas se presentan capas muy gruesas con estratificación plana no paralela continua de conglomerados poligénicos de color anaranjado amarillento oscuro y anaranjado muy pálido, con guijarros muy grandes y guijos pequeños, de forma subesférica y redondez subangular a subredondeada, compuestos por *chert*, tobas, cuarzo y porcelanitas.



Figura 57. Cuarzoarenitas de grano muy fino a medio con estratificación plana paralela continua del miembro inferior de la Formación Tune (E3tui) Sinclinal de Tesalia (N: 778 039, E: 1 157 769, Z: 828, Az: 200°)

Miembro superior de la Formación Tune (E3tus)

El miembro superior de la Formación Tune está constituido por capas muy gruesas de conglomerados poligénicos, clastosoportados, de color rosado anaranjado medio y anaranjado muy pálido, textura guijarro muy grande hasta canto rodado. Los clastos son de forma subesférica y esférica, redondeados, compuestos en un 80 % por tobas con distinta composición y textura, 10 % de chert de color negro y beige, 7 % de cuarzo lechoso y 3 % de porcelanitas. Hacia el techo predominan los clastos de chert negro que alcanzan un 60 %, los clastos de tobas un 25 %, el cuarzo lechoso un 10 % y las porcelanitas un 5 %. La matriz de los conglomerados es de tamaño arena media.

Con los conglomerados se intercalan capas gruesas y muy gruesas de sublitoarenitas de color rosado anaranjado medio y anaranjado muy pálido, con textura de arena

fina hasta gruesa. Algunas capas son ligeramente conglomeráticas y presentan lentes conglomeráticos de textura guijarro pequeño. Los granos son subesféricos a esféricos, subredondeados, con mala selección y matriz lodosa; esporádicamente, las arenitas son ligeramente calcáreas. La estratificación del miembro superior es principalmente curvada no paralela discontinua.

Posición estratigráfica, edad y espesor:

en el área de estudio, la Formación Tune suprayace concordantemente a la Formación Doima e infrayace en incorformidad angular al Grupo Honda; estos contactos no son observables, porque están cubiertos. La discordancia Tune-Honda se evidencia por el contraste entre el ángulo de inclinación de las capas de la base del Grupo Honda, con 20°, y las capas del techo de la Formación Tune, con 32°, lo cual se puede observar en el núcleo del Sinclinal de Tesalia en un afluente de la quebrada El Carbón en la cuadrícula T5.

Neógeno

El contacto inferior con la Formación Doima se infiere fácilmente por el cambio brusco de litología y pendiente topográfica existentes entre los conglomerados potentes de la parte más alta de la Formación Doima con las arenitas de la base del miembro inferior del Tune. El contacto superior con el Grupo Honda se deduce litológicamente, ya que no hay mucho contraste morfológico entre los conglomerados de tobas del techo del miembro superior de la Formación Tune y los conglomerados con litoarenitas de *chert* y cuarzo de la base del Grupo Honda, para el caso específico del Sinclinal de Tesalia.

Guerrero (1993, p. 10-13; 1997, p. 23) indica que la Formación Tune contiene vertebrados y restos de invertebrados del Oligoceno tardío al Mioceno temprano, sin citar la fuente de información ni la taxonomía de los fósiles. Con base en el estudio de la fauna de mamíferos al NE de Chaparral y por comparación con asociaciones de Argentina, Stirton (1953) la asigna al Oligoceno temprano. La edad asignada a la Formación La Cira en la plancha N8 Neiva del SGN (1959, ver columna estratigráfica ilustrativa) es Oligoceno tardío alto; esta unidad es considerada equivalente a la Formación Tune de este trabajo. Con los datos que se tienen y con base en la edad definida para el Grupo Guanday (Eoceno medio-Oligoceno tardío), se podría asignar una edad Oligoceno tardío alto a Mioceno temprano? a la Formación Tune. Del miembro inferior se tomaron muestras de niveles de conchas de bivalvos de 2-10 mm de diámetro, su estudio se hará posteriormente y se espera aporte nuevos datos que precisen la edad de la unidad.

La Formación Tune presenta un espesor aproximado de 1300 m, medidos mediante corte geológico en los flancos del Sinclinal de Tesalia; allí, el miembro inferior tiene un espesor de unos 300 m y el superior alcanza hasta 1000 m.

Las formaciones neógenas afloran extensamente en el área de estudio, particularmente el Grupo Honda y la Formación Gigante (techo del Grupo Huila). Estas unidades están representadas por rocas sedimentarias terrígenas con aportes importantes de material volcanoclástico, con textura variable desde conglomerados hasta arcillolitas de coloración gris, gris claro, amarillo, marrón claro, verde o rojo. En la figura 6 se muestra la sucesión estratigráfica, la litología y los espesores de las unidades del Neógeno, que se establecieron con base en el mapeo geológico detallado de superficie realizado para el presente estudio.

No se reconoció la Formación Neiva, unidad basal del Grupo Huila *sensu* Guerrero (1993), la cual aflora al costado oriental del río Magdalena, en su área tipo, entre los municipios de Hobo, Gigante y El Agrado, razón por la cual se tuvo en cuenta en la nomenclatura estratigráfica (ver figura 3). De igual manera, Velandia *et al.* (1999), en la plancha 345 Campoalegre, tampoco identificaron la Formación Neiva, por lo que quedó la Formación Gigante en contacto directo con el Grupo Honda. Esta relación estratigráfica se puede explicar por un cambio facial de la Formación Neiva a facies similares a las de la Formación Gigante o por una paraconformidad en la base de la Formación Gigante.

En general, geomorfológicamente, las unidades del Neógeno forman colinas bajas con drenaje dendrítico y subdendrítico de densidad media a alta, donde se desarrolla una vegetación muy particular típica de zonas cálidas semidesérticas, denominada bosque seco tropical. La pérdida de esta cobertura vegetal ha originado intensa erosión y desertificación como ocurre actualmente en varias zonas rurales de los municipios de Neiva, Palermo, Aipe y Villavieja; en este último municipio se localiza el denominado desierto de La Tatacoa, la segunda zona árida más extensa de Colombia después de la

península de La Guajira (Organización Colparques, 2019).

Grupo Honda (N1h) Mioceno tardío

El Grupo Honda está constituido por la Formación La Victoria en la base y la Formación Villavieja en el techo. La Formación La Victoria es la unidad que aflora principalmente en el área de estudio, mientras que la Formación Villavieja aparece en cercanías al embalse de Betania.

Autoría y sección tipo: refiriéndose a la geografía de la vertiente occidental y meridional de la altiplanicie de Bogotá, cerca al municipio de Honda en el departamento del Tolima, Hettner (1892, p. 79) hace mención al “piso de Honda”, el cual describe constituido por “arenisca gris y verde, parecida a la tufa, y por conglomerado...”. Del trabajo de Hettner (1892, p. 79) se deduce que la localidad tipo del “piso de Honda” se localiza al oriente del municipio homónimo en el departamento del Tolima. No se indica ninguna sección tipo, puesto que el trabajo de Hettner tenía como propósito efectuar un bosquejo geográfico generalizado de lo que él llamó la “Cordillera de Bogotá”, con base en varias rutas a las cuales les realizó una descripción muy general de la geología, flora, fauna, población, economía e infraestructura.

En su contribución al conocimiento de la geología del valle alto del Magdalena, en el departamento del Huila (zona ubicada al norte de Neiva), Royo y Gómez (1942, p. 267-268) hace alusión a las formaciones “Honda superior” y “Honda inferior”, siguiendo en parte la nomenclatura de Stutzer (1934, p. 188, 197-201). En un sentido práctico, Royo y Gómez (1942) asigna rango de grupo a esta unidad y la extiende al departamento del Huila. Previo a Royo y Gómez (1942), Stille (1938, p. 146-151) introdujo la unidad bajo la denominación de “Series de Honda”, siguiendo a Hettner (1892), en la re-

gión de Natagaima (área limítrofe entre la sub-cuenca de Neiva y Girardot en el departamento del Tolima).

Royo y Gómez (1942, p. 267-268) proporciona la siguiente descripción del Grupo Honda:

En la formación Honda superior, las rocas más frecuentes son las areniscas gris-verdosas y pardo-rojizas, con aspecto de tobas volcánicas, en las cuales se encaja a veces el Magdalena en su trayecto de Neiva a Potosí. En El Venado (Km. 6 de la carretera de Neiva a Villavieja) hay un buen corte donde se ven de abajo hacia arriba las siguientes capas: 1), Arenisca gris pardusca, de grano fino, que simula una cinerita (muestra número 367), con intercalaciones de lentejones de cantos rodados de andesita, diorita, cuarzo y de rocas metamórficas (muestra número 366); 2), Arenisca de grano finísimo (número 368), con restos de vegetales, y 3), Arenisca basta, de grano muy grueso (número 369) con aspecto de toba eruptiva. La estratificación cruzada es frecuente en esas areniscas, y la presencia de granos pequeños de magnetita es constante. Esas capas pueden ser seguidas por la carretera hasta Potosí (número 379), uniéndose a ellas otras con grandes concreciones areniscosas de forma más o menos redondeadas que a veces simulan balas esféricas de cañón antiguo (Grosse, 1955, las llamaba balas de cañón), y areniscas pardas con intercalaciones de cantos rodados que aparecen sobre arcillas abigarradas oscuras (rojas, gris verdosas, etc.) especialmente entre la quebrada Bateas y Villavieja. Algunas veces las areniscas se hacen muy coherentes, pero de modo muy desigual, de tal manera que al ser atacadas por la erosión toman formas muy curiosas. Donde predomina ese fenómeno es en las proximidades del río Fortalecillas. Así en el Km. 22 de la carretera, hay dos grandes figuras que de modo muy tosco parecen humanas; en los alrededores de la estación de Fortalecillas hay una sierra baja, cuya cumbre, como la de los cerros próximos, simulan murallas y pequeños fuertes o fortalezas más o menos circulares. En estos estratos no es raro encontrar buenos ejemplares de xilópalo o troncos de árbol silicificados. En el Km. 18-500 del ferrocarril de Neiva, y

Km. 18-200 de la carretera Neiva-Villavieja descubrí un gran fragmento de tronco aplastado, que tenía cerca de un metro en su diámetro mayor (número 374 a 378); en el Km. 29-800 de la misma carretera encontré otro ejemplar de xilópalo.

El Honda inferior suele caracterizarse por la falta de materiales detríticos andesíticos, pero en esta comarca, por la presencia hacia los bordes de cerros porfiríticos que contienen a veces verdaderas rocas andesíticas o dacíticas, es difícil tener en cuenta aquella particularidad. Los estratos que, por su posición con relación a los del Honda Superior, pueden atribuirse a la zona inferior, suelen tener colores abigarrados y ser más arcillosos, asomando en los puntos próximos a los terrenos más antiguos. En la Sierra de Gulumán, cerca de Potosí, y en el camino de San Alfonso, sobre el conjunto porfirítico, con buzamiento SSE., aparecen areniscas y arenas arcillosas abigarradas, rojizas, con bastante espesor que pudieran pertenecer al Honda inferior. Sobre ellas vienen areniscas grises, con las concreciones llamadas “balas de cañón» y “areniscas grises y arenosas arcillosas algo rojizas del Honda superior.

Wellman (1970, p. 2556-2560) subdivide el Grupo Honda en las formaciones La Dorada (en la base) y Villavieja (al techo), y estas a su vez en miembros, de base a techo Puerto Salgar y Perico para la Formación La Dorada y Miembro Volcánico Baraya y Cerro Colorado para la Formación Villavieja.

La sección tipo de la Formación La Dorada se localiza al sur del valle medio del Magdalena (norte de Honda, en el departamento del Tolima); sin embargo, Wellman (1970, p. 2357) la extiende hasta el sector sur y norte de Neiva en el valle alto del Magdalena. La sección tipo de la Formación Villavieja se localiza en el municipio homónimo, en el departamento del Huila, y está compuesta principalmente por lodolitas grises y rojas con intercalaciones menores de capas de litoarenitas volcánicas de grano medio; la parte inferior es muy fosilífera y está compuesta principalmente por lodolita gris y

arenisca con algunas capas de lodolita roja; la parte superior es menos fosilífera y está constituida por horizontes gruesos de lodolita roja con muy pocas capas de litoarenita volcánica y de *chert*.

De Porta (1974, p. 272-273) plantea los problemas que tiene el Grupo Honda en el valle alto del Magdalena y concluye que lo más recomendable sería su abandono, argumentando lo siguiente:

En el estado actual de la estratigrafía del Valle Superior del Magdalena resulta completamente inadecuado pretender establecer una subdivisión del Grupo Honda sobre la base de los mismos criterios empleados en el sector S del Valle medio del Magdalena. En efecto, tanto la división del Grupo Honda en dos unidades, a partir de la ausencia o presencia de elementos volcánicos, como la utilización de la nomenclatura propuesta por WELLMAN común al Valle medio y Superior, que en definitiva no es más que este criterio el que determina la división de la Formación La Dorada en sus dos miembros Puerto Salgar y Perico, produce bastante confusión. Pues los aportes locales introducen o pueden introducir como señala ROYO Y GÓMEZ (1942, p. 268) cambios notables en la composición petrográfica dejando completamente sin validez el criterio usado en el Valle medio. ... La Formación La Dorada por todo lo señalado anteriormente y por lo que se indica al tratar de esta unidad, debe abandonarse por completo.

No obstante, De Porta (1974, p. 273), argumentando el gran arraigo del término Honda, termina aceptándolo en el valle alto del Magdalena.

Guerrero (1997, p. 19) propone formalmente para la base del Grupo Honda en el valle alto del Magdalena una nueva unidad denominada Formación La Victoria (en sustitución del Miembro Perico de la Formación La Dorada de Wellman, 1970). Esta está compuesta por secuencias granodecrecientes de litoarenitas con guijarros volcánicos y textura “sal y pimienta” alternando con lo-

dolitas abigarradas. La base de la unidad es una inconformidad angular del Mioceno medio y su techo incluye un conglomerado clastosoportado de guijarros (Capas de conglomerado Cerbatana).

La Formación La Victoria está suprayacida concordantemente por los depósitos fino-granulares de la Formación Villavieja (*sensu* Wellman, 1970). La sección y localidad tipo de la Formación La Victoria se localizan en el centro poblado de La Victoria, municipio de Villavieja (15 km al N-NE de este municipio), en el departamento del Huila; el nombre proviene de este poblado. Guerrero (1993, 1997, p. 18-19) excluye el Miembro Puerto Salgar de la Formación La Dorada de Wellman (1970) y lo asigna a la unidad inferior denominada por este autor como Formación Tune, equivalente a la Formación Tune del presente estudio. Tanto el rango de grupo como la subdivisión en las formaciones La Victoria y Villavieja son aceptadas por Villaroel *et al.* (1996) y en el presente trabajo.

Descripción litológica: el Grupo Honda aflora en el núcleo de Sinclinal de Tesalia (S4-S5, T4-T5), en los alrededores del embalse de Betania (P10-P11, Q9-Q10, R8-R9, S8) y al occidente de los municipios de Neiva y Aipe (C13, D12-D13, E12-E13, F12-F13, G12-G13, H12-H13, I12-I13, J12-J13, K12).

La parte superior de la Formación La Victoria (base del Grupo Honda) se observó al occidente de Hobo, en la vereda Vilú del municipio de Yaguará (R9); al occidente del punto anterior aparece la parte media de la unidad y la base no se pudo describir por falta de afloramientos.

En la parte media de la Formación La Victoria se presentan capas muy gruesas con estratificación plana no paralela continua y ondulosa paralela continua, con laminación muy gruesa inclinada planar, de litoarenitas de grano medio, color naranja grisáceo y naranja muy pálido, muscovíticas (8 %), ligeramente calcáreas, bien seleccionadas, macizas, granos subesféricos a subangulares,

friables, matriz arcillosa de 1 %, y hacia el techo presentan un cemento carbonático y se tornan de coloración rojo pálido que se acentúa en la laminación. Estas arenitas se intercalan con lodolitas y lodolitas arenosas de color rojo medio y rosa anaranjado grisáceo, macizas, con un alto grado de bioperturbación por raíces (pedoturbación), en capas muy gruesas con estratificación ondulosa paralela continua que morfológicamente generan depresiones en el terreno, mientras que las litoarenitas resaltan en el relieve (figura 58).

La parte superior está constituida por capas gruesas y muy gruesas, con estratificación plana no paralela continua, de litoarenitas (25 % de líticos) con textura de arena media y fina, color gris amarillento y anaranjado grisáceo, bien calibradas, granos subesféricos a subredondeados, hacia el contacto con la Formación Villavieja son levemente conglomeráticas y con mal a moderado calibrado. Las litoarenitas muestran laminación mediana inclinada planar, gruesa y muy gruesa curvada paralela continua y delgada plana paralela discontinua; presentan nódulos calcáreos y lentes conglomeráticos de tamaño guijarro grande (principalmente de *chert*, cuarzo y rocas volcánicas). Estas arenitas se intercalan con capas gruesas de conglomerado arenoso de guijarros pequeños hasta muy grandes de color anaranjado grisáceo, con fragmentos subesféricos a subredondeados, de la misma composición que los lentes conglomeráticos presentes en las arenitas.

En la desembocadura de la quebrada Caraguaja al embalse de Betania, en la margen derecha, se presenta un afloramiento de 70 m de largo por 10 m de alto de la Formación Villavieja (techo del Grupo Honda) constituido por lodolitas macizas y abigarradas de color rojo claro (figura 59), naranja rosa grisáceo y rojo grisáceo, con granos de cuarzo de textura fina y media (3 %), en capas muy gruesas subtabulares, que localmente varían lateralmente a litoarenitas lodosas de color marrón rojizo medio, macizas,



Figura 58. Crestas bajas alternando con pequeños valles por intercalación de arenitas y lodolitas
Formación La Victoria, vereda Puerto Peña Lisa, municipio de Yaguará (N: 782 617, E: 843 068, Z: 648, Az: 256°)



Figura 59. Lodolitas rojizas en la Formación Villavieja que localmente varían lateralmente a litoarenitas
Municipio de Yaguará (N: 781 563, E: 844 467, Z: 580, Az: 243°)



Figura 60. Afloramiento de arenitas de la Formación La Victoria
Arenitas de textura fina a media con estratificación curvada no paralela continua alternando con capas lenticulares de conglomerados
Carreteable al campo petrolero Balcón, vereda Ventanas, municipio de Aipe (N: 842 660, E: 861 819, Z: 452, Az: 155)

con moteado indistinto y bioperturbación por raíces. Estas arenitas se intercalan con litoarenitas de grano fino, color marrón claro, con 10 % de líticos, ligeramente calcáreas, bien seleccionadas, granos subesféricos y subangulares, friables, en capas muy gruesas y gruesas con estratificación plana no paralela continua y ondulosa no paralela continua y laminación gruesa inclinada planar; se observan nódulos esféricos calcáreos de 10-30 cm; la roca meteoriza esferoidalmente.

En el corte de la vía que conduce a la vereda San Antonio, por la margen derecha del río Aipe (C13), se aprecia un afloramiento de 30 m de largo por 3 m de alto de la Formación La Victoria. Este está compuesto por capas muy gruesas, subtabulares a cuneiformes de cuarzoarenita de grano medio, lítica, color naranja amarillento oscuro, granos subredondeados, moderadamente seleccionada, friable, maciza o con laminación cruzada, suprayacidas por una capa muy gruesa de conglomerado de porcelanitas, cuarzoarenitas y otras rocas, con matriz tamaño arena gruesa a muy gruesa, con clastos tamaño entre guijarro mediano y guijarro muy grande, subangulares; encima se presenta una capa gruesa de cuarzoarenita de grano medio a grueso, conglomerática, friable.

Por la vía que de Aipe conduce a la batería del campo petrolero Balcón, en la vereda Ventanas (E13), se presenta otro afloramiento de la Formación La Victoria de unos 8 m de espesor (figura 60), compuesto por un paquete muy grueso de capas medianas y delgadas con estratificación curvada no paralela continua de arenitas de cuarzo y líticos, grano fino a medio, pobremente seleccionadas, color gris muy claro, con algunas capas intercaladas de arenitas de grano grueso conglomeráticas. Alternan capas de conglomerados de clastos de *chert*, cuarzo y tobas con tamaño entre guijarro pequeño hasta guija pequeña, soportados por una matriz arenosa.

Posición estratigráfica, edad y espesor: en el área de trabajo, la Formación La Victoria (unidad basal del Grupo Honda) suprayace en inconformidad angular a la Formación Tune y a unidades más antiguas del Cretácico, Paleógeno y Neógeno. La Formación Villavieja (unidad superior del Grupo Honda) infrayace a la Formación Gigante (techo del Grupo Huila de Guerrero, 1993, p. 18), de manera paraconforme.

El contacto discordante Tune-Honda ya fue explicado anteriormente en la descripción de la Formación Tune. El contacto Villavieja-Gigante, aunque está cubierto, se puede inferir en la vía que conduce de Hobo a Yaguará (al costado occidental del embalse de Betania) y que atraviesa el sitio de presa de esta hidroeléctrica. En este sector, la Formación Villavieja (techo del Grupo Honda) forma un valle extenso, mientras que la Formación Gigante está constituida por numerosos filos rectilíneos y continuos que alternan con valles angostos menos continuos.

De acuerdo con edades obtenidas mediante dataciones radiométricas, Guerrero (1997, p. 41) indica que el Grupo Honda fue depositado entre 13,5 y 11,5 Ma (Mioceno medio tardío según la tabla estratigráfica global de la IUGS de 1989 utilizada por este autor o Serravaliano principalmente según la tabla cronoestratigráfica de Cohen *et al.*, 2013 (actualizada a 2020)). Las formaciones La Victoria y Villavieja fueron depositadas entre 13,5 a 12,9 Ma y entre 12,9 a 11,5 Ma, respectivamente. Tanto la base como el techo del Grupo Honda están limitados por discordancias (13,5 Ma en la base del Grupo Honda y 10,1 Ma en la base del Grupo Huila) relacionadas con el levantamiento de la cordillera Oriental entre 11,8 Ma y 12,9 Ma, y una fase de intensa actividad volcánica y tectónica de la cordillera Central entre 12,9 Ma y 13,5 Ma, según Guerrero (1997, p. 15, 42).

Los nuevos datos geocronológicos de U-Pb en circones de Montes *et al.* (2021) sugieren un comienzo más temprano de acumulación del Grupo Honda ($14,4 \pm 1,9$ Ma). Mora *et*

al. (2023) reportan cuatro nuevos datos geocronológicos de U-Pb en circones, dos en la parte inferior (muestras 44017 y 44011), el tercero en la porción superior (muestra TVV-04) de la Formación La Victoria y el cuarto (muestra TVV-01) en la parte alta de la Formación Villavieja; para las tres muestras de la Formación La Victoria, de base a techo, reportan edades de 15,94-16,00 Ma; 12,69-13,47 Ma y 11,80-12,77 Ma, lo cual confirma el dato de Montes *et al.* (2021), de un inicio más temprano de la sedimentación del Grupo Honda; para la muestra de la Formación Villavieja reportan edades de 10,52-12,09 Ma.

Paleontológicamente, el Grupo Honda es muy rico en troncos fósiles (xilópalos) y fósiles de vertebrados (tortugas, caimanes, cocodrilos, mamíferos herbívoros, peces, reptiles, osos hormigueros, perezosos, primates, armadillos, entre otros) en el municipio de Villavieja (Royo y Gómez, 1942). Con base en la fauna hallada en el "Honda superior" *sensu* Royo y Gómez (1942) o Formación Villavieja (especialmente en la región de La Venta del municipio de Villavieja), la edad del Grupo Honda es Oligoceno tardío a Mioceno tardío (ver anexo 2). En la parte inferior del Grupo Honda no se han encontrado fósiles (De Porta, 1974, p. 272).

En el área de estudio se estimó mediante corte geológico un espesor de 820 m para la Formación La Victoria y 560 m para la Formación Villavieja al costado occidental del embalse de Betania (anexo 1, R8-R9). Guerrero (1997, p. 23) reporta espesores de 462 a 570 m para la Formación La Victoria (base del Grupo Honda) y 578 m para la Formación Villavieja (techo del Grupo Honda) en el área tipo de La Venta por fuera del área de estudio.

Formación Gigante (N2gi) Mioceno tardío

La Formación Gigante fue incluida en el Grupo Huila por Guerrero (1993, p. 18-20; 1997, p. 16). Según este autor, el Grupo Hui-

la está constituido por las formaciones Neiva hacia la base y Gigante hacia el techo (Guerrero, 1993, p. 20-25); no obstante, en el área de estudio solamente se reconoció a la Formación Gigante, la cual aflora sobre el costado occidental del embalse de Betania. Como se indicó previamente, probablemente la Formación Neiva (base del Grupo Huila) no aflora por la existencia de una discontinuidad en la base de la suprayacente Formación Gigante o por un posible cambio lateral de facies o por ambos.

Autoría y sección tipo: de acuerdo con Beltrán y Gallo (1968, p. 267), el término Formación Gigante fue utilizado primero por los geólogos del petróleo de la compañía Richmond en 1939, para describir los depósitos tobáceos que afloran al occidente del municipio homónimo en el departamento del Huila. Beltrán y Gallo (1968, p. 267) indican que la sección tipo se localiza en la quebrada Guandinosita, en cercanías al municipio de Gigante. La Formación Gigante en este sector forma una secuencia o serie de estratos casi horizontales rellenando discordantemente los sinclinales de Tarqui, Garzón y Gigante (Gómez y Diedrix, 1993, p. 16).

Según Beltrán y Gallo (1968, p. 267), la Formación Gigante consiste en interestratificaciones de conglomerado, arenisca conglomerática, arenisca y, en menor proporción, arcillolita. Los conglomerados son poligénicos y están compuestos de guijarros y cantos rodados de rocas volcánicas, plutónicas y metamórficas, frecuentemente bien redondeados a subredondeados. Las areniscas generalmente son tobáceas, de color gris claro a medio, conglomeráticas y de textura gruesa. Los depósitos de canal y la estratificación cruzada son frecuentes en toda la sección tipo, de igual manera que las capas delgadas de cenizas volcánicas y los fragmentos de toba pumítica que son característicos de la formación. Las arcillas generalmente son bentoníticas y de color marrón amarillento a gris.

Beltrán y Gallo (1968, p. 267) incluyen en el techo de la Formación Gigante una unidad conglomerática que denominan Miembro Ceibas, solo aflorante al costado oriental de la sub-cuenca de Neiva, que está constituido por guijarros hasta cantos rodados, bien redondeados a subredondeados, y por arenitas de textura fina a gruesa, color amarillo con tonos grises y verdes, ambas litologías interestratificadas con limolitas y arcillolitas en menor proporción. El Miembro Ceibas se interdigita localmente con depósitos enriquecidos en fragmentos volcánicos, similares a los conglomerados del Cuaternario.

Para Howe (1974, p. 1032-1037), la Formación Gigante suprayace a la Formación Neiva y ambas unidades constituyen el Grupo Mesa. No obstante, Guerrero (1993, p. 18-20; 1997, p. 16) objeta la aplicación del Grupo Mesa a la nomenclatura del valle alto del Magdalena, argumentando que la litología, la naturale-

za de los límites y el ambiente tectónico de la Formación Mesa al NW de Honda en el valle medio del Magdalena no puede correlacionarse con la secuencia en el valle alto del Magdalena (refiriéndose al Grupo Huila y sus formaciones constitutivas Neiva y Gigante). Excluye de la Formación Gigante al conglomerado de Ceibas (Miembro Ceibas), quedando el Grupo Huila constituido únicamente por las formaciones Neiva y Gigante. Sin embargo, como ya se indicó, en el área de estudio de este trabajo no se reconoció la Formación Neiva, por lo cual no se justifica el Grupo Huila.

Descripción litológica: en la cuchilla Seboruco (P10-Q10), a la cual se accede por un desvío de la vía Hobo-Yaguará (K3+400 aproximadamente de Hobo), la Formación Gigante en su porción inferior está constituida por rocas que forman filos y valles sucesivamente (figura 61).



Figura 61. Expresión morfológica de crestas y valles en la Formación Gigante
Geoformas originadas por la alternancia de conglomerados y arenitas
Cuchilla El Seboruco, carreteable a Puerto Maco, vereda Peñalosa de Hobo (N: 781 052, E: 846 367, Z: 675, Az: 48°)

Los valles son generados por litoarenitas con textura fina, color amarillo verdoso pálido, en capas medianas y gruesas con estratificación plana no paralela continua y laminación gruesa inclinada tangencial; texturalmente están bien calibradas, submaduras, con granos subsféricos y subangulares, compuestos por cuarzo (80 %), muscovita (2-3 %), biotita (5 %), feldespatos (3 %), líticos (8 %) y matriz (>3 %). Se alternan capas medianas de litoarenitas de textura media y gruesa, conglomeráticas, de color gris amarillento, con laminación gruesa y mediana inclinada, con 10 % de gránulos de cuarzo y guijos de pumitas?, tobas, y andesitas?.

Los fillos están formados por capas gruesas y muy gruesas con estratificación plana no paralela continua, de conglomerados poligénicos con cantos de *chert*, rocas volcánicas y granito, con un 20 % de matriz arenolodosa (la fracción arenosa de la matriz es de tamaño medio y grueso) compuesta por líticos, cuarzo, micas, feldespatos, fragmentos de tobas, *chert*, granitos, andesitas y fragmentos angulares de feldespato potásico. Muestran laminación en artesa, con clastos imbricados, por lo cual se acentúa la laminación. Se intercalan con los conglomerados capas gruesas de litoarenitas con estratificación plana no paralela continua, de textura fina a media, color gris verdoso, conglomeráticas, con gránulos y guijos de cuarzo, rocas volcánicas y *chert*; presentan laminación gruesa inclinada tangencial.

Posición estratigráfica, edad y espesor: en el área de trabajo, la Formación Gigante (techo del Grupo Huila) suprayace a la Formación Villavieja (techo del Grupo Honda) muy probablemente en contacto paraconforme, ya que no aparece la Formación Neiva que representa la base del Grupo Huila. La Formación Gigante infrayace discordantemente a los distintos depósitos cuaternarios de la región.

Mediante dataciones radiométricas, Guerrero (1993, p. 19) asigna una edad aproximada a la Formación Neiva de 10,1 a 8,4 Ma

(Mioceno tardío o Tortoniano) en el área de Villavieja. De acuerdo con los datos de Van der Wiel (1991, p. 67) que reporta una edad radiométrica de $6,2 \pm 0,4$ Ma (por el método por K-Ar) para la parte superior de la Formación Gigante en la sección tipo de la quebrada Guandinosita y teniendo en cuenta la edad de 8,4 Ma para el límite entre las formaciones Neiva y Gigante (Guerrero, 1993, p. 19), se puede inferir una edad aproximada para la Formación Gigante entre 8,4 y 6,2 Ma (Mioceno tardío o Tortoniano-Mesiniano). En consecuencia, el Grupo Huila (conformado por las formaciones Neiva y Gigante) tendría una edad entre 10,1 a 6,2 Ma, también del Mioceno tardío (Tortoniano-Mesiniano).

Los espesores reportados para la Formación Gigante en la sección tipo de la quebrada Guandinosita superan los 680 m (Howe, 1969 en Guerrero, 1993, p. 25) y 870 m (Van der Wiel, 1991, p. 53), de los cuales 150 m son visibles en la quebrada citada y el resto aflora por la carretera que de Gigante conduce a Hobo.

Cuaternario

Los depósitos del Cuaternario están asociados a los valles de los ríos Páez y Magdalena (depósitos aluviales recientes y terrazas volcanoclásticas). También, son de importancia los depósitos coluviales que rellenan pendientes topográficas de moderada a baja pendiente y laderas de algunos valles de quebradas y afluentes de mayor rango que drenan el área estudiada. Al oriente de Paicol aparece un depósito de origen volcánico denominado informalmente depósito volcánico de Paicol, que llama la atención por sus dimensiones y morfología de terraza muy alta.

Las unidades del Cuaternario se caracterizan por sus geformas de terrazas a diferente altura y zonas llanas producidas por la acumulación de depósitos aluviales, volcanoclásticos y coluviones.

Depósito volcánico de Paicol (Qvp) Pleistoceno temprano

Autoría y sección tipo: este depósito de origen volcánico aparece en la vereda La Mesa, localizada unos 2 km al oriente del municipio de Paicol, del cual toma su nombre (U3-U5, V3-V4). Presenta una morfología muy particular, puesto que genera una amplia meseta horizontal con dimensiones aproximadas de 9 km de longitud por 2 km de ancho y una altura sobre el nivel del río Páez entre 275 a 300 m (figura 62). La meseta se encuentra cubierta por vegetación de arbustos y árboles pequeños y está moderadamente disectada por un drenaje subparalelo de densidad media. Fue difícil encontrar un sitio apropiado para una sección estratigráfica, por lo cual la unidad es informal por el momento. La cobertura vegetal, la carencia de accesos

y la dificultad topográfica para levantar este tipo de acumulaciones impidieron definir una sección tipo.

Van der Wiel (1991, p. 168-181) estudió las terrazas volcanoclásticas que forma el río Páez, aguas abajo de su confluencia con el río La Plata, incluyendo al depósito volcánico de Paicol, al cual denomina “la terraza más alta”. Según este autor, la mayoría de la secuencia que constituye este depósito parece estar formada por depósitos de flujos de escombros volcánicos y en menor proporción por conglomerados arenosos fluviovolcánicos de origen torrencial hacia la base de la secuencia. Los clastos (guijarras y cantos rodados) de los flujos de escombros y de los conglomerados arenosos corresponden a lavas andesíticas; la selección de los clastos es muy mala en ambos depósitos y la redondez es levemente mayor en los conglomerados.



Figura 62. Meseta horizontal asociada al depósito volcánico de Paicol (Qvp)
La meseta se encuentra moderadamente disectada
El canal de la parte inferior de la fotografía fue excavado sobre una
terracea alta del río Páez (N: 763 886, E: 1149 400, Z: 839, Az: 190°)



Figura 63. Depósito volcánico de Paicol
Bloques de rocas volcánicas en matriz vítreocristalina o afanítica; el depósito está endurecido, caótico y mal seleccionado
Vereda La Mesa del municipio de Paicol (N: 761 307, E: 1152 627, Z: 1025, Az: 285°)
Fuente: Monsalve *et al.* (2017)

Descripción litológica: Monsalve *et al.* (2017) describen cuatro afloramientos del depósito volcánico de Paicol con la siguiente descripción:

El primer afloramiento visitado es el más fresco. Se trata de una exposición en superficie de un depósito de color gris, caótico (mal seleccionado), endurecido, compuesto por bloques de tamaño del orden decimétrico a centimétrico (figura 63), subangulares a subredondeados, de rocas volcánicas (andesitas y andesitas basálticas), de las cuales se distinguieron tres tipos principales:

(i) Fragmentos porfiríticos medianos, de color gris, compuestos por plagioclasa, piroxenos y minerales máficos en una matriz vítreo-cristalina; algunos de los bloques presentan cierta vesicularidad y fibras de vidrio. **(ii)** Fragmentos porfiríticos finos, color gris, con fenocristales de plagioclasas, piroxenos y olivinos (?) en matriz afanítica.

(iii) Fragmentos porfiríticos medianos grises oscuros a negros con plagioclasa y piroxenos en una matriz vítreo-cristalina, con aspecto escoriáceo, pero con poca vesiculación; a diferencia de los otros fragmentos, estos se presentan en la matriz de una manera “difusa”. La matriz del depósito es fina cristalolítica, con cristales de plagioclasa, máficos, pequeños líticos y vidrio (?). Las características del depósito y la presencia de los fragmentos con apariencia escoriácea, hizo pensar que se podría tratar de un flujo de escoria; sin embargo, en las otras localidades, si bien el depósito presenta características similares a nivel de afloramiento, en general se encuentran alterados y no se pudo verificar la presencia de éstas.

Los otros tres afloramientos visitados, aunque algunos presentan una mejor exposición como el que se encuentra en la finca El Rinconcito, no fue suficiente para definir el tipo de depósito al cual corresponden, ya que se encuentran alterados, con poco es-

pesor o son superficiales. En general en estas localidades el depósito se encuentra endurecido y prevalecen fragmentos líticos grises porfiríticos andesíticos. No se observaron los fragmentos oscuros de apariencia escoriácea y se observan algunos líticos alterados embebidos en una matriz fina color habano.

En la localidad de El Tachuelo, bajando una colina hacia la quebrada donde queda el tercer afloramiento, se observan bloques sueltos, con tamaños de hasta 50 cm, de fragmentos líticos volcánicos porfiríticos grises e igualmente fragmentos del orden métrico del depósito. En la quebrada, el tercer afloramiento alcanza 1,5 m de espesor, es de color habano, endurecido, con fragmentos grises porfiríticos y algunos alterados.

En la cantera que se ubica en la misma hacienda El Tachuelo, se observa el cuarto afloramiento, que es el más suroccidental visitado en el área de estudio, el cual se encuentra en contacto discordante suprayaciendo rocas sedimentarias de la Formación Hondita. En esta localidad el depósito sólo tiene 4 m de espesor, se presenta muy meteorizado y aunque conserva características similares a las observadas en los otros afloramientos, muestra muchos fragmentos redondeados y podría también corresponder a un flujo de escombros.

Posición estratigráfica, edad y espesor: el depósito volcánico de Paicol se encuentra rellenando discordantemente un paleorelieve esculpido sobre rocas cretácicas y paleógenas. Van der Wiel (1991, p. 176-177) dató radiométricamente dos muestras de fragmentos de pumita del depósito volcánico de Paicol mediante el método K-Ar, obteniendo edades de $0,9 \pm 0,2$ Ma y $1,1 \pm 0,2$ Ma, correspondientes al Pleistoceno temprano. De acuerdo con la interpretación de Van der Wiel (1991, p. 175), el espesor de esta unidad podría superar los 80 m.

El origen del depósito volcánico de Paicol aún es una incógnita y se requerirán estudios más detallados que involucren petro-

grafía, geoquímica y dataciones radiométricas absolutas, que permitan precisar el(los) tipo(s) de depósitos involucrados, así como la(s) posible(s) fuente(s) de proveniencia (Monsalve, Gómez y Hernández, 2017, p. 16).

Van der Wiel (1991, p. 181) concluye que probablemente la fuente del material volcánico, tanto para el depósito volcánico de Paicol como para los diferentes niveles de terrazas presentes en el valle del río Páez, provenga del volcán Nevado del Huila, localizado del municipio de Paicol a unos 62-65 km en línea recta, sitio donde también se ubica el nacimiento de este río.

Terrazas volcanoclásticas (Qtv) Pleistoceno medio y tardío

Los depósitos de terrazas volcanoclásticas se localizan en el valle del río Páez. Van desde aguas abajo de la desembocadura del río La Plata en el río Páez hasta el sector de la vereda El Espinal del municipio de Tesalia (T1-T2, T4, U1-U7) y desde el río Yaguará, a la altura de la falla de Teruel, hasta el sur de la represa de Betania (P9-P10, Q7-Q10). Van der Wiel (1991, p. 169-181) estudió la estratigrafía y geocronología de las terrazas volcanoclásticas de esta área y las clasificó en terrazas bajas, medianas y altas (figura 64). La estratigrafía detallada de estos depósitos se puede consultar en esa investigación.

En este trabajo, los diferentes niveles de terrazas no fueron diferenciados y se agruparon bajo la denominación de terrazas volcanoclásticas. Las terrazas altas se sitúan entre 60 y 115 m por encima del nivel del río Páez, son muy extensas, están poco disectadas y están formadas por flujos de escombros volcánicos y depósitos fluviovolcánicos. Las terrazas medianas están entre 50 y 80 m por encima del nivel del río Páez, no son muy extensas y faltan en muchos lugares; también, están formadas por flujos de escombros volcánicos y otros depósitos volcanoclásticos. Las terrazas bajas se localizan a 20-50 m, 15-45 m o a 2-10 m por encima del



Figura 64. Distintos niveles de terrazas volcánoclasticas en el valle del río Páez
Vista panorámica desde la vereda La Mesa de Paicol al SE de Tesalia (N: 760 656, E: 1 151 539, Z: 1056, Az: 30°)

nivel del río Páez y están formadas por conglomerados volcánoclasticos y areniscas (Van der Wiel, 1991, p. 170).

La edad de las terrazas altas es menor a 1 Ma (Van der Wiel, 1991, p. 177), datación realizada por el método K-Ar, por lo cual las terrazas medianas y bajas deben ser más jóvenes, posiblemente del Pleistoceno medio y tardío.

Hace aproximadamente 1,0 Ma (Pleistoceno temprano), flujos de escombros volcánicos y conglomerados arenosos fluviovolcánicos de origen torrencial rellenaron el ancestral valle del río Páez hasta una altura de 75 m. Como hacia el sur no se encuentran depósitos similares en el valle del río La Plata, es probable que estos flujos de escombros hayan sido canalizados por el río Páez, lo cual sugiere que el volcán Nevado del Huila pudo haber sido la fuente más probable del material volcánico. Posteriormente, el río Páez erosiona y corta estos depósitos, incluyendo a las rocas del Cretácico, dejando

en el valle cinco niveles de terrazas más el depósito volcánico de Paicol (“colgado” sobre rocas cretácicas) que representaría a la terraza más alta y antigua en la zona de estudio (Van der Wiel, 1991, p. 180).

En general, las terrazas volcánoclasticas están compuestas por sucesiones granodécrescentes, con conglomerados poligénicos en la base, de clastos subredondeados a bien redondeados, hasta arenitas conglomeráticas al techo (figura 65); en estas sucesiones se pueden apreciar los paleocanales.

Terrazas aluviales (Qt1, Qt2) Holoceno

En este trabajo se diferenciaron uno o dos niveles de terrazas aluviales que se denominaron Qt1 y Qt2. Las terrazas aluviales más importantes se localizan en los valles de los ríos Baché (F13, I11-I12, J11-J12, K11), Tune (L8-L9, M8, K9-K10), Páez (U4-U5, U7), Yaguará

(P8-P9, Q8) y Magdalena (N11-N12, O11-O12). Las terrazas aluviales se componen principalmente de cantos redondeados a subredondeados de origen poligénico, en matriz arenosa fina a conglomerática con espeso-

res que oscilan entre 5 y 20 m. El depósito está poco compactado y suprayace discordantemente a las unidades más antiguas (figura 66). Por la posición estratigráfica, estos depósitos deben ser del Holoceno.



Figura 65. Terraza de altura mediana volcanoclástica del río Paéz
La terraza está compuesta por cantos subredondeados a redondeados de rocas volcánicas en matriz arenosa fina hasta gruesa
Carretera La Plata-Hobo (N: 765 921, E: 1141 306, Z: 928, Az: 90°)



Figura 66. Terraza aluvial (Qt1) discordante sobre la Formación Seca (K2E1s)
Margen izquierda del río Tune (N: 809 834, E: 842 845, Z: 637, Az: 30°)

Depósitos aluviales recientes (Qal) Holoceno

Los aluviones recientes más importantes se localizan en el cauce activo de los ríos Páez (U3-U6), Yaguaracito (R4, S4-S5), Pacarní (R5), Callejón (Q6, R6), Yaguará (Q7-Q9, P8-P9), Tune (K9-K10, L8-L9, M8) y Baché

(F12-F13, G12, H11-H12, I11, J11, K11). Estos depósitos están constituidos por cantos rodados en proceso activo de transporte, subredondeados a redondeados, de rocas de distinto origen (principalmente rocas volcánicas e intrusivas, en menor proporción sedimentarias) en matriz arenosa fina a conglomerática (figura 67). Por la posición estratigráfica, estos depósitos deben ser del Holoceno.



Figura 67. Depósito aluvial reciente con cantos redondeados de granitos, tobas, cuarcitas, cuarzoarenitas y mármoles. Margen izquierda del río Baché (N: 814 301, E: 848 651, Z: 547, Az: 120°)

Depósitos coluviales (Qco) Holoceno

Los depósitos coluviales se acumulan sobre la base de escarpes formados por rocas resistentes a la erosión o en laderas de valles juveniles de ríos y quebradas que drenan el área de estudio (figura 68). Los depósitos más importantes por su extensión geográfica se localizan en el bloque yacente de la

Falla de San Francisco desde el río Aipe al norte hasta el río Baché al sur (C12, D12-D12, E12-E13, F11-F12, G11-G12) y en el bloque yacente de la Falla de Baché, al occidente de Neiva (J12, K12); en ambos casos cubren discordantemente a las rocas del Grupo Honda y algunas unidades cretácicas. Los coluviones están compuestos por bloques heterométricos de rocas de diferente origen. Por la posición estratigráfica, estos depósitos deben ser del Holoceno.



Figura 68. Coluvión de bloques heterométricos
El depósito aparece en la base de un escarpe perteneciente a la parte alta de la Formación Yaguará (N: 841 307, E: 854 629, Z: 1173, Az: 200°)

Nomenclatura litoestratigráfica propuesta

De base a techo, la sucesión estratigráfica definida y la nomenclatura litoestratigráfica propuesta para las áreas estudiadas es la siguiente (ver figuras 3 y 4):

Precámbrico: basamento metamórfico de la cordillera Central.

Paleozoico: Formación Aleluya.

Triásico-Jurásico: Formación Saldaña e intrusivos relacionados (rocas intrusivas de la quebrada El Fraile y Cuarzomonzodiorita de Páez). Las formaciones Luisa y Payandé no fueron discutidas en este trabajo; sin embargo, se deben tener en cuenta, porque son unidades formales que cumplen la normatividad de la ISG.

Cretácico: formaciones Yaví, Alpujarra, El Ocal, Caballos, Tetuán, Bambucá, Hondita, Loma Gorda, Grupo Olini (Formación Lidita Inferior, Formación Aipe o Aico, Formación Lidita Superior) y formaciones Buscavida, La Tabla, Yaguará y Seca.

Paleógeno y Neógeno: Formación Seca, Grupo Gualanday (formaciones Chicoral, Potrerillo y Doima), Formación Tune, Grupo Honda (Formación La Victoria y Villavieja) y Grupo Huila (Formación Neiva y Formación Gigante).

Transición Neógeno-Cuaternario: depósito volcánico de Paicol.

Cuaternario: terrazas volcanoclásticas, terrazas aluviales, depósitos aluviales recientes, depósitos coluviales.

En la sub-cuenca de Neiva se presentan cambios faciales significativos en la parte superior de la Formación Bambucá, en la parte media del Grupo Olini y unidades suprayacentes desde el techo de la Formación Lidita Superior hasta la base de la Formación Seca, lo cual hace un tanto más compleja la nomenclatura litoestratigráfica.





Extensión geográfica de la nomenclatura propuesta

Por el momento, para el flanco oriental de la cordillera Central se deben emplear en el área de Santa María (Huila) y alrededores las unidades denominadas basamento metamórfico de la cordillera Central, Formación Aleluya y rocas intrusivas de la quebrada El Fraile. Hacia el sector de Teruel (1,5 km al W y 5,5 km al SW en línea recta del municipio de Teruel) se visitaron dos minas de mármol que pertenecen a la Formación Aleluya, por lo cual hasta ese sector se puede extender la unidad. La Formación Saldaña y la Cuarzomonzodiorita de Páez están presentes en el basamento oriental de la cordillera Central y

en el basamento de la sub-cuenca de Neiva. Respecto a la nomenclatura del Cretácico al Cuaternario propuesta para el NW de la sub-cuenca de Neiva, una parte no es aplicable al sector NE y sur, y tampoco para el borde occidental de la cuenca Cordillera Oriental (*sensu* Beltrán y Gallo, 1968; Barrero *et al.*, 2007) entre Baraya y Neiva. En la tabla 2 se especifica que nomenclatura se puede extender a las áreas mencionadas y cual no; para este último caso, se sugiere una nomenclatura provisional de acuerdo con las recomendaciones de la ISG (Salvador, 1994, capítulo 3B3e, p. 22; Murphy y Salvador, 1999) y se compara con la nomenclatura previa utilizada por el SGC en los mapas geológicos oficiales.

Tabla 2. Extensión geográfica de la nomenclatura propuesta

Planchas SGC	Nomenclatura previa SGC	Sector	Nomenclatura sugerida (este estudio)	Observaciones
344, 366	Abanicos antiguos-Terrazas aluviales altas	NW, SW	Depósito volcánico de Paicol	Van der Wiel (1991) estudia las terrazas volcanoclásticas del río Páez, incluyendo el depósito volcánico de Paicol, al cual denomina "la terraza más alta"
324	Formación Neiva	NE	Formación Neiva	Solo aflora la Formación Neiva
323	Formación Gigante	NE	Formación Gigante	Sin problemas de nomenclatura
	Formación Neiva		Formación Neiva	
345, 366, 367	Formación Gigante	NE, SW, SE	Formaciones Gigante-Neiva indiferenciadas	Van der Wiel (1991) reconoce al NE de Gigante las formaciones Gigante (miembros Altares y Garzón) y Neiva (miembro Neiva)
302, 303, 324	Formación Honda	NE	Grupo Honda	Formación Villavieja de Wellman (1970)
323, 344, 345	Grupo Honda	NW, NE	Formación Villavieja	Grupo Honda indiferenciado
		SW, SE	Formación La Victoria	
366, 367, 389			Grupo Honda	
302	Grupo Gualanday	NE	Formación Tune	Tg5 del Grupo Gualanday al sur del río Aipe
			Formación Doima	Formación Gualanday Superior al norte del río Aipe y Tg3, Tg4 al sur del río Aipe
			Formación Potrerillo	Formación Gualanday medio al norte del río Aipe y Tg2 al sur del río Aipe
			Formación Chicoral	Formación Gualanday Inferior al norte del río Aipe y Tg1 al sur del río Aipe
303, 324	Arcillolitas del Río Cabrera		Formación Tune?	--
303	Conglomerados de Santana		Formación Doima? (miembro inferior)	Parte superior de la unidad informal Conglomerados de Santana
			Formación Potrerillo?	Parte inferior de la unidad informal Conglomerados de Santana
			Formación Chicoral?	--
322	Formación Tesalia	NW	Formación Doima (miembro inferior)	--
	Formación Bache		Formación Potrerillo	
	Formación Palermo		Formación Chicoral?	No aflora en esta zona
323	Formación Tuné		Formación Tune	--
324	Formación Tesalia	NE	Formación Doima (miembro inferior)	Asignadas al Grupo Chicoral
	Formación Baché		Formación Potrerillo	
	Formación Palermo		Formación Chicoral	
344	Formación Doima	NW	Formación Tune	Corresponde a las formaciones Potrerillo y Doima en el Sinclinal de Tesalia
	Formación Potrerillo			
	Formación Tesalia		Formación Doima	Asignadas al Grupo Chicoral
	Formación Baché		Formación Potrerillo	
	Formación Palermo		Formación Chicoral	

Planchas SGC	Nomenclatura previa SGC	Sector	Nomenclatura sugerida (este estudio)	Observaciones
323, 345, 366, 367, 389	Formación Doima	NE, SW, SE	Formación Doima	--
	Formación Potrerillo		Formación Doima (miembros inferior, medio y superior)	
	Formación Tesalia			
	Formación Baché		Formación Potrerillo	Asignadas al Grupo Chicoral
	Formación Palermo		Formación Chicoral	
388	Formación Baché	SW	Formación Potrerillo	Solo afloran las formaciones Palermo y Baché asignadas al Grupo Chicoral
	Formación Palermo		Formación Chicoral	
365	Grupo Gualanday		Formaciones Chicoral-Potreriillo-Doima indiferenciadas	Grupo Gualanday indiferenciado
302, 303, 322, 323, 324, 344, 345, 366, 388, 389	Formación Seca	NW, NE, SW	Formación Seca	Sin problemas de nomenclatura
302	Formación La Tabla*		Formación Yaguará	Segmento 1 y 2 de la Formación La Tabla
303, 323, 345				--
302			Formación Lidita Superior	Segmento 2 "Lidita Superior" del Grupo Olini
			Formación Aipe	Segmento 2 del Grupo Olini
			Formación Lidita Inferior	Segmento 1 "Lidita Inferior" del Grupo Olini
303	Grupo Olini	NE	Formación Lidita Superior	Parte alta del Grupo Olini
			Formación Aipe	Parte media del Grupo Olini
			Formación Lidita Inferior	Parte baja del Grupo Olini
323			Formación Lidita Superior?	Segmento 3 de la sección en la quebrada La Guagua
			Formación Aipe-Aico?	Segmento 2 de la sección en la quebrada La Guagua
			Formación Lidita Inferior?	Segmento 1 de la sección en la quebrada La Guagua
345	Formación Lidita Superior	NE	Formación Lidita Superior	Sin problemas de nomenclatura
	Formación Nivel de Lutitas		Formación Aico	--
	Lidita Inferior		Formación Lidita Inferior	Sin problemas de nomenclatura
324	Grupo Olini-Formación La Tabla*	NW	Formaciones Lidita Inferior-Aipe-Lidita Superior-La Tabla indiferenciadas	Incluye el Grupo Olini y la Formación La Tabla
344			Formaciones Lidita Inferior-Aico-Lidita Superior-Yaguará indiferenciadas	Unidades del Grupo Olini y la Formación la Tabla indiferenciadas, incluido el techo de la Formación Lorna Gorda que representan a las formaciones Lidita Inferior y Aico
366, 389			Formaciones Lidita Inferior-Aipe-Lidita Superior-Yaguará indiferenciadas	
322	Rocas Sedimentarias de la quebrada Barranco	NW	Formaciones Lidita Inferior-Aipe-Lidita Superior-Yaguará indiferenciadas	Incluye desde el techo de la Formación Caballos hasta la base de la Formación Seca

Planchas SGC	Nomenclatura previa SGC	Sector	Nomenclatura sugerida (este estudio)	Observaciones
302				Parte superior del segmento 3 de la Formación Hondita y segmento 1 y 2 de la Formación Loma Gorda
323	Formación Loma Gorda**	NE	Formación Loma Gorda	Incluye la parte superior de la Formación Hondita
345				
366				SW
302			Formación Hondita	Parte inferior del segmento 3 de la Formación Hondita
			Formación Bambucá	Segmento 2 de la Formación Hondita
			Formación Tetuán	Segmento 1 de la Formación Hondita
345	Formación Hondita**	NE	Formación Hondita	Segmento 4 de la Formación Hondita
			Formación Bambucá	Segmento 3 de la Formación Hondita
			Formación Tetuán	Segmento 1 y 2 de la Formación Hondita
323			Formaciones Tetuán-Bambucá-Hondita indiferenciadas	Incluye la parte inferior de la Formación Loma Gorda
366		SW		Formación Hondita indiferenciada
365	Formaciones Hondita-Loma Gorda sin diferenciar**	SW	Formación Tetuán?	Solo afloran los primeros 2 m de la unidad
344	Formación Hondita-Formación Loma Gorda**	NW		Formación Hondita-Loma Gorda indiferenciada
303, 324, 388, 389	Formaciones Hondita y Loma Gorda**	NE, SW	Formaciones Tetuán-Bambucá-Hondita-Loma Gorda indiferenciadas	
322	Rocas Sedimentarias de la quebrada Barranco	NE		Incluye desde el techo de la Formación Caballos hasta la base de la Formación Seca
412	Formación Villeta	SW		Representa a la Formación Hondita-Loma Gorda indiferenciada**
302, 303, 366		NE, SW	Formación Caballos	Segmento 3 de la Formación Caballos
			Formación El Ocal	Segmento 2 de la Formación Caballos
			Formación Alpujarra	Segmento 1 de la Formación Caballos
324		NE	Formación Caballos	Parte alta de la Formación Caballos
			Formación El Ocal?	Parte media de la Formación Caballos
			Formación Alpujarra	Parte inferior de la Formación Caballos
344	Formación Caballos	NW	Formación Caballos	Parte superior de la Formación Caballos
			Formación El Ocal	Parte intermedia de la Formación Caballos
			Formación Alpujarra	Parte inferior de la Formación Caballos
322, 345		NW, NE	Formación Caballos	Miembro superior de la Formación Caballos
			Formación El Ocal	Miembro medio de la Formación Caballos
323, 365, 388, 389, 412		NE, SW	Formación Alpujarra-El Ocal-Caballos indiferenciadas	Formación Caballos indiferenciada
302, 344, 366	Formación Yaví	NW, NE, SW	Formación Yaví	Sin problemas de nomenclatura
412	Parte basal Formación Caballos	SW		Corresponde a los primeros 3 m de la sección por la carretera Pitalito-Mocoa

Planchas SGC	Nomenclatura previa SGC	Sector	Nomenclatura sugerida (este estudio)	Observaciones
302, 303, 322, 323, 324, 344, 345, 365, 366, 367, 388, 389, 412	Formación Saldaña	NW, NE, SW, SE	Formación Saldaña	Sin problemas de nomenclatura
302, 303, 322, 323, 344, 412	Complejo Aleluya	NW, NE, SW	Formación Aleluya	--

Notas:

1) Las planchas geológicas del SGC se localizaron por sectores con respecto a su posición en la sub-cuenca de Neiva y borde oriental de la cordillera Central de la siguiente manera: sector NW: planchas 322, 344; sector NE: planchas 202, 303, 323, 324, 345; sector SW: planchas 365, 366, 388, 389, 412; sector SE: plancha 367

2) *: interpretación por el autor de la nomenclatura estratigráfica *sensu* De Porta (1965)

3) **: nomenclatura estratigráfica *sensu* Patarroyo (1991, 1993)

Con relación a las formaciones Aipe, Yaguará y La Tabla, se pueden hacer las siguientes consideraciones:

1. Una unidad muy similar a la nueva Formación Aipe (constituida predominantemente por arenitas terrígenas cuarzosas) y en la misma posición estratigráfica (entre la Lidita Inferior y Lidita Superior) aflora al costado oriental del río Magdalena, en los flancos de los sinclinales de Carmen de Apicalá y de Prado (“Olini medio” *sensu* Terraza *et al.*, 2000) en el borde oriental de la plancha 264 Espinal (Caicedo y Terraza, 2000). Su composición mineralógica (Q: 100 %, F: 0 %, L: 0 %) es similar a las arenitas del Grupo Guadalupe de la Sabana de Bogotá, lo cual puede sugerir una procedencia análoga; es decir, de la plataforma de la Guayana o del cratón Amazónico (Aalto, 1971; Moreno-Velasquez, 2019).

2. La nueva Formación Yaguará podría reemplazar a la unidad equívocamente llamada “Formación La Tabla” al oriente del valle alto del Magdalena en la plancha 245 Girardot (Acosta *et al.*, 2002, p. 32), plancha 264 Espinal (Terraza *et al.*, 2002, p. 68-69), plan-

cha 283 Purificación (Cossio *et al.*, 1994, 63-66), plancha 303 Colombia (Fúquen y Osorno, 2003, p. 45) y plancha 324 Tello (Acosta y Osorno, 1999, leyenda del mapa geológico).

Por lo pronto, estas consideraciones son hipótesis por confirmar hasta no realizar estudios de cartografía geológica, estratigrafía, petrografía, entre otros, con el detalle requerido para resolver estos interrogantes.

3. Salazar (1992, p. 163-164) y Diaz (1994a, b) interpretan la Formación La Tabla (*sensu* De Porta, 1965) como “*braids deltas*” o depósitos deltaicos dominados por ríos que progradaron sobre sedimentos hemipelágicos de grano fino, debido a levantamientos episódicos del arco magmático al occidente de la sub-cuenca de Girardot. En este contexto tectónico y sedimentológico, la Formación La Tabla representaría lóbulos deltaicos restringidos geográficamente al borde occidental y porción norte del valle alto del Magdalena, y por esta razón no se puede extender esta unidad a toda la sub-cuenca de Neiva ni a todo el valle alto del Magdalena.

Aplicación de la nomenclatura estratigráfica cuando existan dudas

Indudablemente, en algunas zonas se pueden presentar dudas con relación a la asignación de un determinado nivel estratigráfico a una u otra formación. Por fortuna, la ISG ha previsto estas circunstancias y hace algunas recomendaciones (Salvador, 1994, capítulo 3B3e, p. 22; Murphy y Salvador, 1999), las cuales se adaptan al presente estudio.

Si existe incertidumbre con respecto a la asignación de cuerpos rocosos a una u otra de dos formaciones, es mejor siempre expresar esta duda en lugar de hacer una asignación arbitraria. Se pueden utilizar los siguientes lineamientos como ejemplo:

- Paleozoico? = dudosamente es del Paleozoico.
- Formación Tetuán? = dudosamente es la Formación Tetuán.

-Formación Tetuán-Bambucá = corresponde a estratos intermedios en posición (horizontal o vertical) entre capas asignadas con seguridad a cualquiera de las dos formaciones, que comparten las características de ambas, pero no se puede asignar de manera definitiva a ninguna de las dos formaciones y eventualmente pueden convertirse en una nueva formación.

-Paleógeno-Neógeno = una parte es del Paleógeno y la otra parte del Neógeno.

-Triásico o Jurásico = discutiblemente del Triásico o del Jurásico.

-Cretácico y Paleógeno = rocas del Cretácico y Paleógeno, pero sin distinción (indiferenciadas), posiblemente entre los dos.

-Siempre debe ir primero el nombre de la unidad más antigua o más baja estratigráficamente (si se logra establecer esta distinción) cuando las dos unidades se separan con guion o se usan en combinación, p. e., Formación Buscavida-La Tabla.



Ambientes sedimentarios

A partir del análisis de las principales características faciales (litología, contacto entre capas, forma de estratos, estructuras sedimentarias y contenido fosilífero) en la sucesión estratigráfica del Cretácico al Cuaternario, y con base en la literatura publicada, se presenta una interpretación paleoambiental para las unidades litoestratigráficas de la sub-cuenca de Neiva, excepto para la Formación Neiva (base del Grupo Huila) que no fue reconocida en el área de estudio.

Para los paleoambientes de las unidades cretácicas de origen marino y transicional, se tomó como referencia un perfil morfológico genérico de un sistema deposicional costero moderno en donde se representan las condiciones hidrodinámicas hipotéticas sobre el fondo que prevalecieron durante la acumulación de los sedimentos (figura 69). Se utilizó el término «*shoreface*» en el sentido de Walker y Plint (1992), que corresponde a una zona de alta energía desde la línea de costa hasta donde la influencia de las olas disminuye.

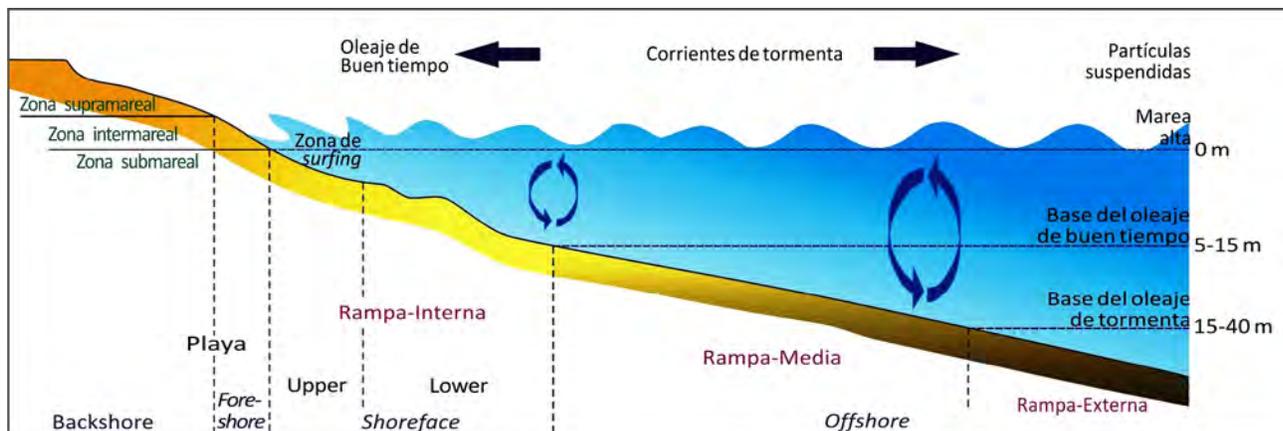


Figura 69. Perfil genérico de un sistema deposicional costero moderno

La figura ilustra los principales fondos de acumulación y sus condiciones hidrodinámicas hipotéticas; es necesario tener en cuenta que la escala vertical (profundidad) está muy exagerada

Fuente: Ahr (1973); Reineck y Singh (1980); Walker y Plint (1992); Burchette y Wright (1992); Evoy y Moslow (1995); Flügel (2010); Zelazny et al. (2018)

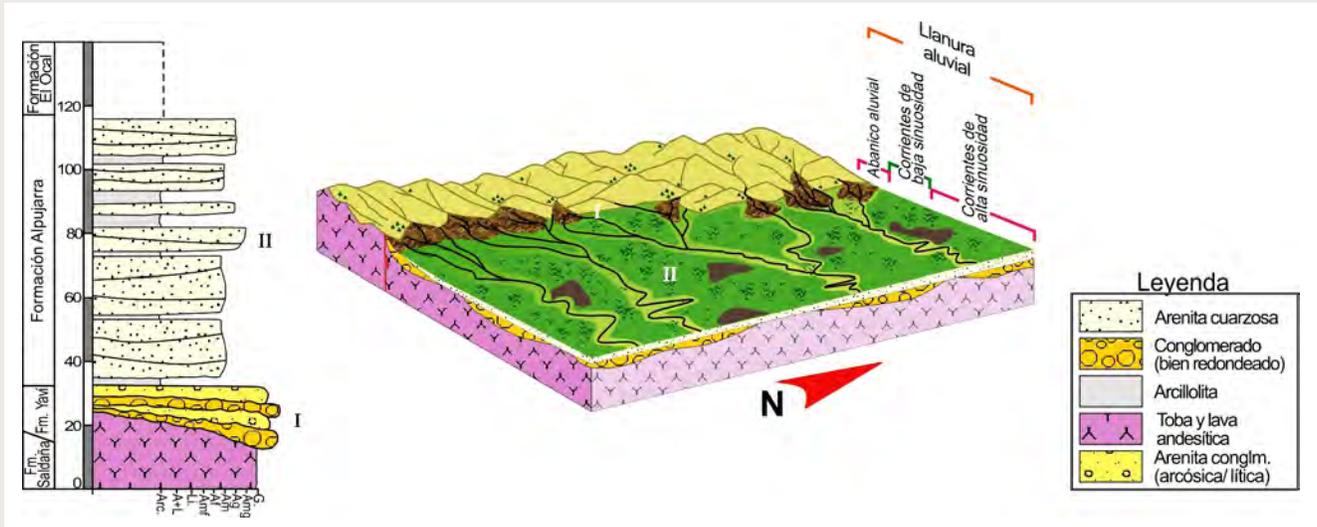


Figura 70. Esquema del ambiente deposicional para las formaciones Yaví y Alpujarra

Se tomó el concepto de rampa de Ahr (1973), con las subdivisiones de la rampa propuestas por Burchette y Wright (1992), que representa un medio sedimentario muy somero y de pendiente muy suave ($<1^\circ$) y homogénea (sin un quiebre en la pendiente), donde las facies se acumulan en cinturones paralelos a la línea de costa, desde la zona de rompiente de las olas hasta las zonas más profundas de mar abierto; en estas rampas, las facies más someras y de granulometría gruesa se hallan en dirección de tierra firme y las facies más profundas y finogranulares se sitúan en dirección de mar abierto.

A continuación, se muestran los paleoambientes interpretados para las diferentes unidades litoestratigráficas de la sub-cuenca de Neiva iniciando con la Formación Yaví del Cretácico Inferior y finalizando con el depósito volcánico de Paicol del Pleistoceno Inferior.

Formación Yaví: esta unidad se caracteriza por presentar facies típicas de ambientes aluviales de alta energía (figura 70). Los conglomerados arenosos de guijarros y

guijos, y las arenitas de grano fino-medio a conglomeráticas, dispuestos en capas tabulares y canaliformes, con predominio de laminación inclinada y en artesa representan depósitos de relleno de canal activo, formados bajo regímenes torrenciales en zonas cercanas a la fuente (Carrillo y Flórez, 1992). Las interposiciones de conjuntos gruesos de lodolitas con intercalaciones de capas canaliformes de arenitas de grano medio, macizas, se depositaron en llanuras de inundación asociadas a cauces de baja sinuosidad, con poca movilidad y tasas de enterramiento relativamente rápidas debido a la alta subsidencia (Miall, 1985, 2022) y enterramiento rápido, permitiendo la preservación de los feldespatos en las arenitas, un rasgo característico de esta unidad.

La ocurrencia de horizontes de oxidación y de capas calcáreas es indicativa del desarrollo de paleosuelos y revela acumulación en un clima árido o semiárido (Carrillo y Flórez, 1992). En este caso, las capas de carbonato se forman en perfiles pedogénicos de regiones con baja precipitación (áridas o semiáridas), lo que sugiere periodos prolongados de exposición subaérea (Goudie, 2013).

Formación Alpujarra: esta unidad muestra facies propias de ámbitos aluviales (ver figura 70), donde predominan las arenitas de grano medio y fino, localmente conglomeráticas, dispuestas en capas gruesas tabulares a subtabulares. Ocasionalmente, se observan bancos de arenitas canaliformes con bases irregulares netas (superficies de erosión) presentando juegos de laminación en artesa, así como superficies de acreción lateral-estratificación cruzada sigmoidal. Estas características son propias de barras de meandro sobre llanuras aluviales, en sistemas fluviales bien desarrollados con canales sinuosos (Walker y Cant, 1984). De acuerdo con Miall (1985, 2022), las capas tabulares gruesas y muy gruesas de arenitas con laminación inclinada y en artesa se originan en fondos de canales amplios por formación de dunas en los topes de las barras de arena, a las que este autor denomina “foreset macroforms”. En la parte media de la Formación se presentan intervalos de lodolitas laminadas ricas en materia orgánica (restos vegetales), los cuales representan depósitos de acreción vertical lacustres, que se originan en planicies con desarrollo de suelos ricos en materia orgánica vegetal

con niveles freáticos elevados adyacentes a las zonas de drenaje.

La madurez composicional de las arenitas y la abundancia de fragmentos vegetales y materia orgánica en las lodolitas indican condiciones climáticas cálidas y húmedas durante el depósito. Es probable que las bajas tasas de subsidencia presentadas en este periodo permitieran el desarrollo de canales que recorrieran las llanuras dejando principalmente en el registro sedimentario los depósitos de relleno de canal.

Formación El Ocal: esta unidad evidencia facies que indican un ambiente marino de rampa media con acumulación en fondos marinos litorales y llanuras de marea. La parte inferior presenta facies calcáreas lodosas e interlaminaciones lodo-arena con fósiles de amonitas (figura 71). Carrillo y Flórez (1992) reportan capas fosilíferas enriquecidas en minerales autigénicos como glauconita y rodocrosita, los cuales se forman por diagénesis temprana en sustratos anóxicos (Odin y Matter, 1981; Sugisaki *et al.*, 1991), lo que sugiere una rápida subida del nivel del mar, acompañada de un periodo de baja tasa de sedimentación.

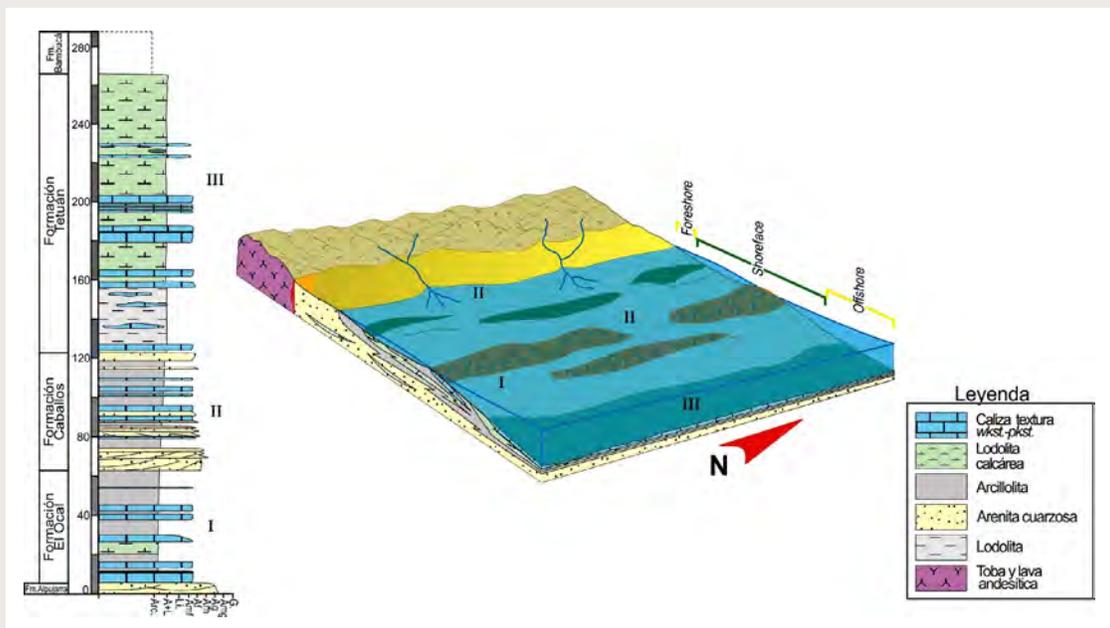


Figura 71. Esquema del ambiente deposicional para las formaciones El Ocal, Caballos y Tetuán

La parte media registra una profundización del mar, representada por lodolitas calcáreas, arcillolitas ricas en materia orgánica e intercalaciones tabulares a ondulosas, medianas y delgadas de calizas lumaquéticas. La forma de las capas de lumaquelas, su disposición vertical dentro de la secuencia, el bajo grado de abrasión de los bioclastos y su espesor permiten inferir una dinámica de corrientes episódicas que afectaban un fondo plano no agitado regularmente, formando así depósitos de tormentitas distales, frecuentes en depósitos de rampa media (Aigner, 1982).

La parte superior, con interlaminaciones rítmicas de lodo-arena con restos vegetales, se asocia a la formación de lagunas litorales, y las capas lenticulares de arenitas con laminación cruzada sigmoidal que ocasionalmente se observan se asocian a la acreción lateral de canales sinuosos intermareales. Los bancos de calizas impuras lumaquéticas gruesas con textura *packstone* y *wackestone* se relacionan con depósitos de tormentitas proximales, propios de ambientes óxicos litorales someros del *shoreface* con fondos afectados por tormentas, lo que indica somerización de los medios de depósito.

Formación Caballos: es una unidad conformada principalmente por facies asociadas a zonas litorales del *shoreface* a *foreshore* (zona submareal e intermareal) (ver figura 71) con arenitas cuarzosas de grano medio y fino, localmente glauconíticas, dispuestas en capas tabulares con laminación inclinada o en artesa. Estas facies sugieren acumulación en fondos móviles del *shoreface* superior. Las capas lenticulares con laminación cruzada sigmoidal son el resultado de la acreción lateral de barras de meandro de canales intermareales (*foreshore*). Las frecuentes interlaminaciones rítmicas de lodo-arena con bandas de siderita y cuarzoarenitas con finas láminas de lodo intercaladas fueron depositadas en fondos litorales afectados por corrientes de variada intensidad. También, se presentan arenitas

calcáreas y calizas terrígenas dispuestas en capas medianas y gruesas ondulosas de contactos irregulares, las cuales se formaron por corrientes episódicas de alta energía sobre fondos oxigenados afectados por tormentas en el *shoreface* superior y *foreshore* (Reineck y Singh, 1980).

Formación Tetuán: las facies finogranulares calcáreas y terrígenas de esta unidad son características de ambientes de rampa media y externa en el *offshore* (ver figura 71). Típicamente están representadas por arcillolitas, lodolitas calcáreas y *mudstones* en cantidades variables, que se disponen en capas tabulares de espesor medio a grueso, con laminación plana paralela delgada bien desarrollada e interposiciones ocasionales de calizas de textura *wackestone* en capas tabulares planares a lentiformes gruesas y medianas. La acumulación por caída libre de microfósiles de foraminíferos planctónicos, materia orgánica, lodo calcáreo y arcilla formando láminas finas sugiere medios sedimentarios de baja energía principalmente en la zona de rampa media (zona de transición) por debajo de la acción de olas de buen tiempo (Reineck y Singh, 1980).

Se evidencia un ambiente más distal y profundo reflejado en las facies finas mixtas con baja diversidad de fósiles y alto número de individuos planctónicos y nectónicos (principalmente de foraminíferos), presencia de arcilla pelágica, lodo silíceo y calcáreo. La laminación delgada y de coloración gris y negra, debido a condiciones predominantemente reductoras, se da por debajo de la línea base de olas de tormenta y por debajo de la zona fótica en la rampa externa (Flügel, 2010). Estas condiciones se asocian a un mayor contenido de materia orgánica, como ocurre en la sección de la quebrada Bambucá, por lo cual se puede interpretar una profundidad máxima del fondo entre 75 y 100 m (Convenio SGC-UNAL, 2018).

Formación Bambucá: las características faciales asociadas a esta unidad son típicas de un ambiente de *offshore* con aporte de

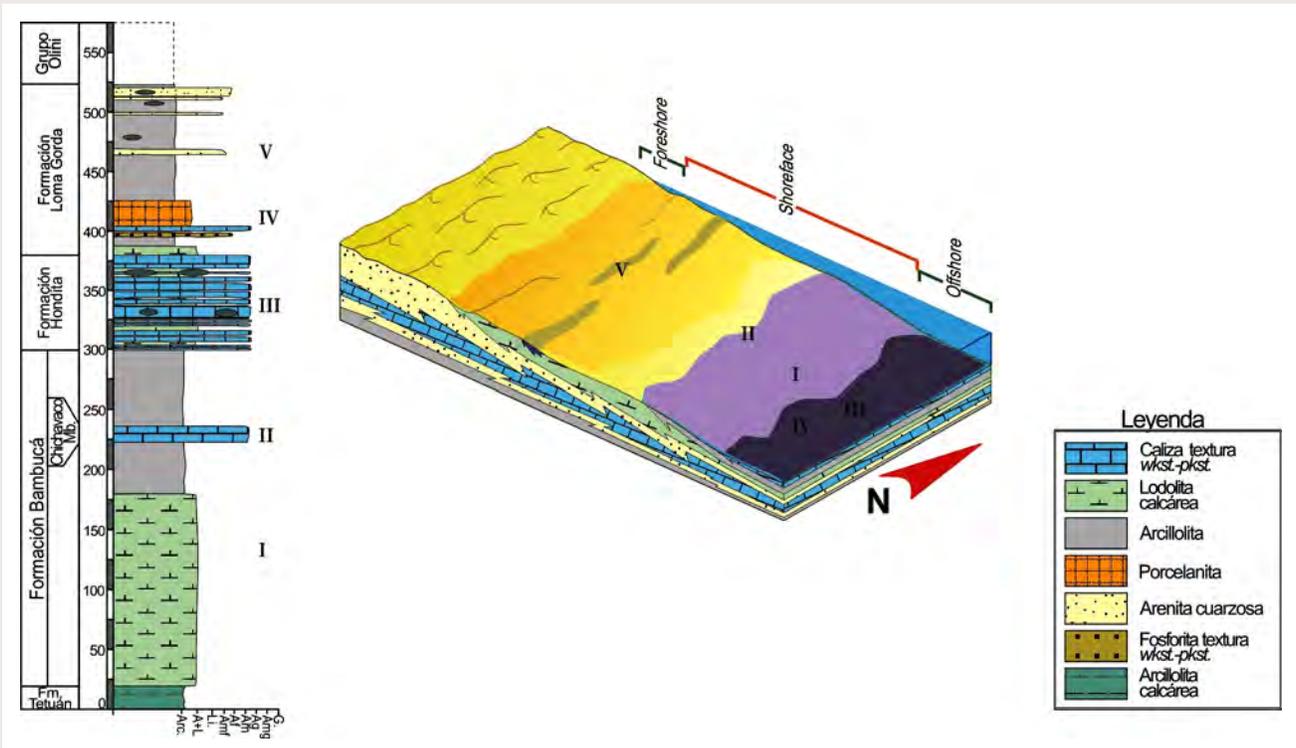


Figura 72. Esquema del ambiente deposicional para las formaciones Bambucá, Hondita y Loma Gorda

terrágenos (figura 72). Este se refleja en su litología predominantemente terrígena constituida por lodolitas calcáreas fosilíferas y arcillolitas, y en menor proporción micritas fosilíferas arcillosas con textura *mudstone*, biomicritas dispersas con textura *wackestone* de bivalvos y micritas con textura *mudstone* de foraminíferos en capas tabulares a onduladas de espesor grueso a muy grueso bien laminadas y estratificadas de forma plana paralela.

Estas facies sugieren ambientes deposicionales con fondos llanos de baja energía que permitieron el desarrollo de estratificación y laminación bien definida en un ambiente deposicional de rampa media (zona de transición) (Reineck y Singh, 1980).

La facies calcárea fosilífera de textura *wackestone* del Miembro Chichavaco sugiere oscilaciones en el nivel base de las olas de

tormenta, donde el depósito se ve afectado por corrientes episódicas de alta a moderada energía (Reineck y Singh, 1980). El aporte de material terrígeno presente en este miembro puede estar relacionado a leves levantamientos tectónicos distales, erosión o cambios climáticos en zonas alejadas (Wilson y Jordan, 1983; Evoy y Moslow, 1995).

Formación Hondita: las facies de esta unidad son propias de una zona de rampa externa de carbonatos en el *offshore* (Wilson y Jordan, 1983) (ver figura 72), con ocasional influencia de material terrígeno y bajo condiciones anóxicas, donde se acumularon principalmente biomicritas con textura *wackestone* y *packstone* de foraminíferos planctónicos y cherts diagenéticos dispuestos en capas tabulares delgadas a medianas, con intercalaciones de lodolitas calcáreas y micritas (*mudstone*) en capas medianas a gruesas con laminación principalmente

plana paralela y ondulosa. El crecimiento de concreciones calcáreas singenéticas y epigenéticas flexionan la laminación; estas estructuras muestran formas variadas y tamaños centimétricos hasta métricos. La paleofauna es principalmente planctónica y nectónica, pero se puede presentar micro y macrofauna bentónica, como algunos foraminíferos y abundantes inocerámidos y escasos ostreidos.

Formación Loma Gorda: las facies mixtas que presenta esta unidad indican ambientes de *offshore* (rampa media) y parte baja del shoreface (ver figura 72). La parte basal de naturaleza principalmente calcárea está representada por cherts y cherts calcáreos diagenéticos con textura *mudstone* a *wackestone*, biomicritas con textura *packstone* y *wackestone*, y en menor proporción lodolitas calcáreas con ocasionales niveles delgados de fosforitas con textura *grainstone* y *wackestone*. La estratificación tabular delgada y mediana con laminación plana paralela continua y una mayor abundancia de foraminíferos planctónicos indican ambientes marinos de baja energía por debajo del nivel de acción de las olas de buen tiempo; se infiere condiciones alternantes de energía (tranquilas a poco agitadas) en una zona transición o plataforma interna de carbonatos (Reineck y Singh, 1980; Wilson y Jordan, 1983).

La ocurrencia de niveles fosfáticos que presentan estratificación y laminación levemente ondulosa paralela y no paralela, capas canaliformes, granodecrecimiento, bajo nivel de bioperturbación y partículas redondeadas e imbricadas sustenta procesos de retrabajamiento por corrientes marinas inducidas por la acción energética de olas de tormenta.

La parte media y techo de la Formación Loma Gorda con predominio de arcillolitas y lodolitas con estratificación gruesa y muy gruesa de forma tabular y laminación con bajo grado de bioperturbación es indicativo de acumulación bajo condiciones de

baja energía a profundidades por debajo del nivel base de las olas y las tormentas. La riqueza de la roca en materia orgánica y la recurrente presencia de pirita framboidal sugieren condiciones anóxicas al momento del depósito. A partir de estas características se puede deducir que estas partes de la unidad se depositaron en ambientes marinos de baja energía, en una rampa media a externa lodosa (Reineck y Singh, 1980).

En la parte superior de la unidad, las facies más finas se intercalan con arenitas de grano muy fino en capas tabulares medianas y gruesas, con laminación ondulosa paralela continua a discontinua, con presencia de madrigueras que destruyen la laminación, evidenciando una mayor actividad de los organismos bentónicos en un medio eutrófico con alta productividad primaria, buenas tasas de acumulación de materia orgánica y con fluctuaciones energéticas en la rampa media (zona de transición) (Reineck y Singh, 1980).

Formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior: las facies de estas unidades se acumularon en el *offshore* en una rampa media enriquecida en carbonatos (figura 73). Los cherts, cherts calcáreos, porcelanitas y fosforitas, dispuestas en capas delgadas y medianas, tabulares, planas paralelas y laminación delgada plana paralela, sugieren acumulación en fondos de pendiente muy baja con niveles de energía y oxígeno bajos, indicado por la estratificación plana paralela y la ausencia de bioperturbación. De acuerdo con esto, se puede asignar estas facies a un ambiente de rampa media de carbonatos, por debajo del nivel de acción de las olas de buen tiempo y por encima de la línea base de las olas de tormenta (Reineck y Singh, 1980).

En las litofacies fosfáticas se evidencia transporte y acumulación por corrientes marinas de fondo, manifiesto en la estratificación y laminación levemente ondulosa paralela y no paralela, en la geometría de las capas (formas canaliformes), en las estructuras

internas de los estratos (capas con grano-decrecimiento), en los niveles de bioperturbación bajo a moderado y en la redondez y disposición espacial de las partículas (granos con redondez alta e imbricación), que sustentan procesos de retrabajamiento.

Para el caso de la Formación Lidita Inferior, se observa enriquecimiento en materia orgánica (>1 %). Esto sugiere acumulación con niveles de oxígeno mínimos sobre el fondo, lo que impidió su oxidación y posterior destrucción bacteriana. La aparición de foraminíferos bentónicos en la Formación Lidita Superior ya es indicativa de condiciones más someras, posiblemente acumulación hacia la parte alta de la rampa media.

Formaciones Aico y Buscavida: se caracterizan por presentar facies que indican ambientes con energías moderadas a bajas del shoreface, representadas por arcillolitas y lodolitas bien laminadas de colores grises oscuros, ocasionalmente con niveles duros

intercalados de calizas arenosas con textura packstone. Específicamente, la Formación Buscavida (figura 74) se depositó en condiciones de *shoreface* inferior (Reineck y Singh, 1980), evidenciado por la laminación heterolítica, abundancia de foraminíferos bentónicos y presencia de madrigueras. Para la Formación Aico (ver figura 73), las condiciones hidrodinámicas son similares a las de las formaciones Lidita Superior e Inferior, pero menos distales y profundas, probablemente asociadas a un "laggon" en un ambiente de rampa interna cercano a la costa en el límite entre los dominios de depósito continentales y marinos (Flügel, 2010).

Formaciones Aipe, Yaguará y La Tabla: estas unidades de naturaleza principalmente terrígena corresponden a ambientes someros de shoreface y foreshore. Las formaciones La Tabla (ver figura 73) y Aipe (figura 74) se constituyen de arenitas con tamaño de grano que varía de muy fino a medio, ocasionalmente gránulo, en capas gruesas

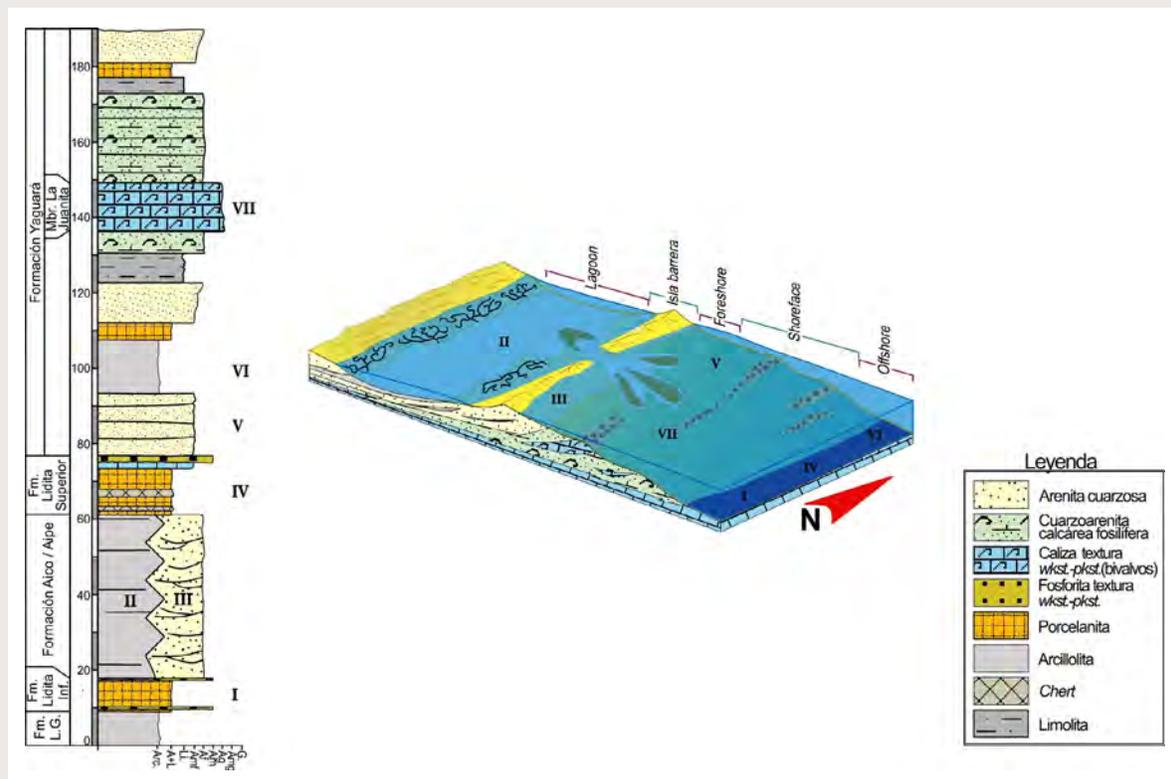


Figura 73. Esquema del ambiente deposicional para las formaciones Lidita Inferior, Aico, Aipe, Lidita Superior y Yaguará

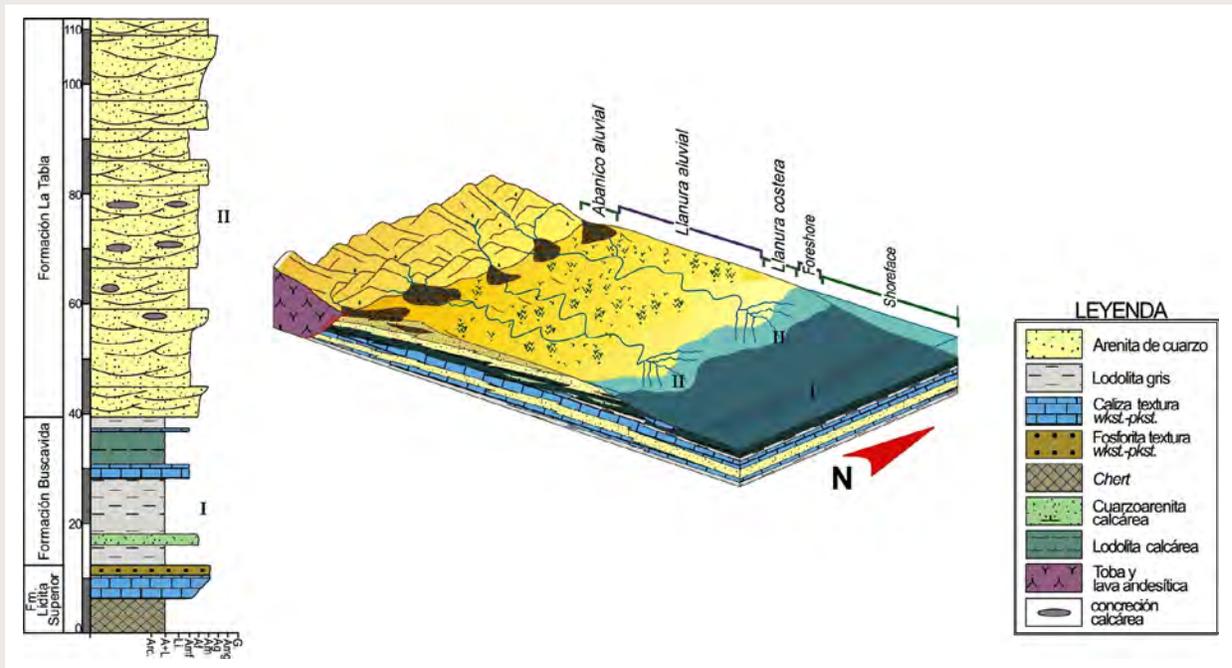


Figura 74. Esquema del ambiente deposicional para las formaciones Buscavida y La Tabla

y muy gruesas tabulares no paralelas y paralelas, con laminación ondulosa a inclinada o maciza que corresponden a un ambiente somero de moderada a alta energía en la parte superior de *shoreface* (rampa interna) (Reineck y Singh, 1980; Flügel, 2010). La intensa bioperturbación observada (en grado alto a completo) permite interpretar un ambiente de rampa interna con un fondo móvil bien aireado (Reineck y Singh, 1980).

Particularmente, la energía en la Formación Jaguará (ver figura 73) fue fluctuante y se ve reflejada en las facies finogranulares, que corresponden a porcelanitas y limolitas silíceas, delgadamente laminadas de forma plana paralela intercaladas con arenitas de grano muy fino y fino, sugiriendo acumulación por debajo del nivel base de las olas de buen tiempo en la zona de la rampa media,

sobre fondos con niveles de energía bajos (zona de transición) (Reineck y Singh, 1980).

Las facies calcáreo-rudíticas del Miembro La Juanita de la Formación Jaguará, consistentes en calizas fosilíferas de bivalvos con textura grainstone y packstone en capas canaliformes gruesas y muy gruesas con estratificación curvada no paralela discontinua o macizas, indican depósitos de corrientes episódicas de alta energía por encima del nivel base de las olas de buen tiempo en una zona de *shoreface* superior a foreshore (Reineck y Singh, 1980), con el fondo bien agitado y continuamente afectado por tormentas (ver figura 73).

Formación Seca: constituida por facies terrígenas predominantemente finogranulares que representan ambientes continentales de baja a moderada energía (figura 75).

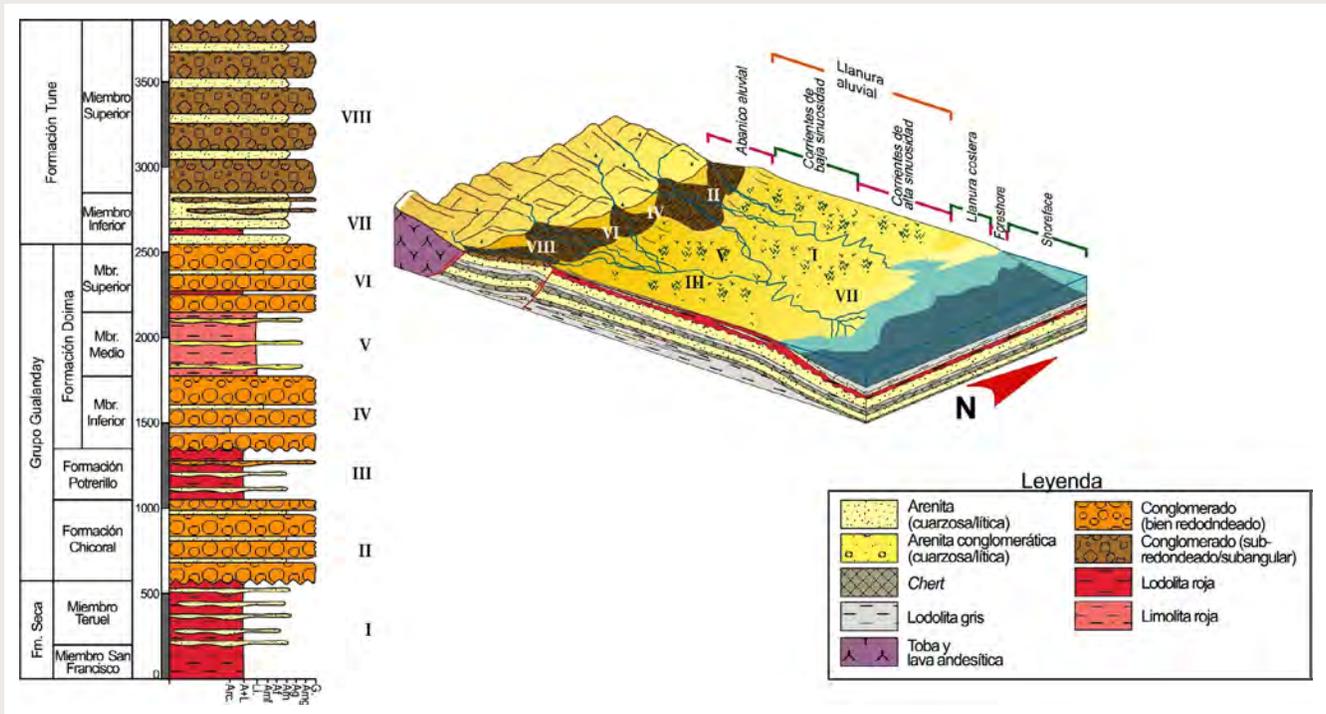


Figura 75. Esquema del ambiente deposicional para la Formación Seca, Grupo Gualanday y Formación Tune

El Miembro San Francisco se acumuló en ambientes fluviales meandriformes con desarrollo de depósitos de desborde de canal en amplias llanuras de inundación (Miall, 1985, 2022), con evidentes periodos de intensa evaporación y la acción de procesos pedogénicos en un clima predominantemente cálido y húmedo indicado por la presencia de bioperturbación por raíces y la generación de niveles de oxidación (Walker y James, 1992). Posteriormente, se dio la deposición de cuerpos de arenita del Miembro Teruel en canales sinuosos por flujos de intermedio a bajo régimen de energía (Miall, 1985; Reineck y Singh, 1980).

Grupo Gualanday: constituido por facies siliciclásticas continentales en ambientes aluviales de alta y moderada energía, con flujos torrenciales y corrientes de baja sinuosidad, donde se depositaron sintectónicamente gravas, lodos y arenas por el levantamiento episódico de la cordillera Central.

Las formaciones Chicoral y Doima representan pulsos de fuerte levantamiento, en los cuales se generó un frente montañoso por el plegamiento de las unidades del bloque colgante de la Falla de La Plata (Chusma), exponiendo a la erosión las unidades más antiguas, con desarrollo de abanicos aluviales en el frente montañoso y ríos trenzados en la parte más distal (ver figura 75). La Formación Potrerillo corresponde a un pulso tectónico más atenuado que permitió el desarrollo de llanuras de inundación con drenajes de mayor sinuosidad (Van Houten y Travis, 1968; Anderson, 1972; Caicedo y Roncancio, 1994; Villamizar et al., 2021).

Formación Tune: las facies de esta unidad son características de ambientes aluviales y de transición (ver figura 75). La Formación Tune se depositó inicialmente en llanuras intermareales con canales de baja sinuosidad, lagos y pantanos, y posteriormente en ambientes continentales con abanicos alu-

viales y ríos trenzados, posiblemente, cerca de un frente montañoso de origen tectónico que exhumó unidades precretácicas (Formación Saldaña), sugerido por la composición de los clastos del miembro superior de la Formación Tune.

Grupo Honda: los rasgos faciales de esta unidad son característicos de ambientes aluviales de baja a moderada energía (figura 76).

La Formación La Victoria es el producto de la erosión de complejos de rocas ígneas y metamórficas levantadas y edificios volcánicos de la cordillera Central (Van Houten y Travis, 1968), en un ambiente aluvial de ríos meandriformes con una dirección de flujo dominante hacia el E-SE (Guerrero, 1997).

En la Formación Villavieja, los sedimentos se depositaron en ambientes aluviales con desarrollo de amplias llanuras de inundación de ríos anastomosados, los cuales presentaban una dirección de flujo dominante primero al oriente y luego al occidente, en respuesta a las primeras etapas de levantamiento de la cordillera Oriental (Guerrero, 1997).

El Grupo Honda se desarrolló en un ambiente húmedo con variaciones importantes en los regímenes hídricos, pasando de un ambiente de suelo mal drenado en un sistema de humedales inundados estacionalmente (Formación La Victoria) a un régimen alternativo de humedad y sequía en una llanura aluvial mejor drenada (Formación Villavieja), que evidencian cambios climáticos importantes durante el tiempo de depósito de estos sedimentos (Salazar et al., 2022).

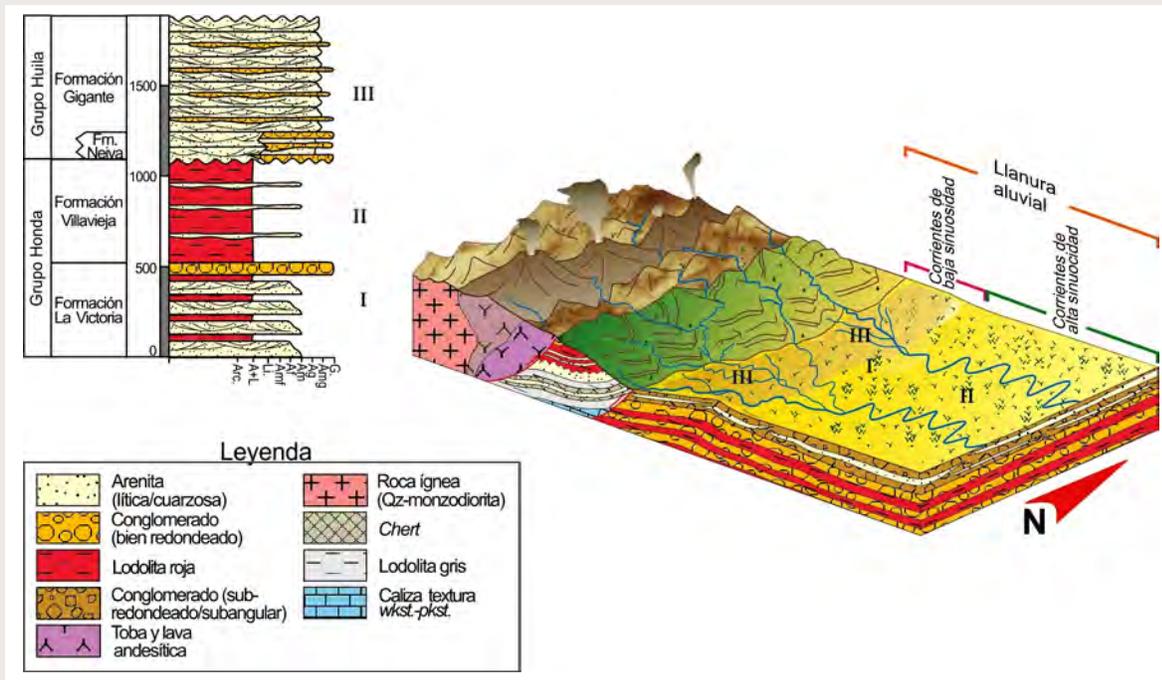


Figura 76. Esquema del ambiente deposicional para el Grupo Honda y Formación Gigante

Formación Gigante: las facies de esta unidad se depositaron en la parte media de un abanico aluvial evidenciado por el dominio de sedimentos provenientes de flujos de detritos y de flujos hiperconcentrados, por una mayor cantidad de canales conglomeráticos y por la aparición de sedimentos no confinados (depósitos de inundación) (ver figura 76). La gran cantidad de material volcánico presente, tanto en los conglomerados como en las arenitas, sugiere acumulación en plataformas volcánicas resultantes directamente de erupciones volcánicas o de la movilización de escombros volcánicos sueltos en las laderas de los volcanes como resultado de fuertes lluvias.

Para el tiempo de acumulación de la Formación Gigante, el vulcanismo se volvió mucho más intenso y las erupciones de material andesítico y dacítico dieron como resultado la formación de grandes plataformas volcánicas parcialmente coalescentes a lo largo del antiguo frente de cabalgamiento reactivado de la cordillera Central (Van der Wiel, 1991).

Depósito volcánico de Paicol: las facies de esta unidad son de origen volcánico (figura 77). Es un depósito compuesto por bloques del orden decimétrico a centimétrico, subangulares a subredondeados, de rocas volcánicas (andesitas y andesitas basálticas). La matriz del depósito (que está endurecida) es de color gris, caótica (mal seleccionada), textura fina cristalolítica, con cristales de plagioclasa, minerales máficos, pequeños líticos y vidrio.

Van der Wiel (1991) interpreta que la mayoría del depósito volcánico de Paicol posiblemente se formó por flujos de escombros volcánicos y en menor proporción por conglomerados arenosos fluviovolcánicos de origen torrencial hacia la base, que rellenaron el valle del ancestral río Paéz. Este autor sugiere que la fuente del material volcánico es el volcán Nevado del Huila localizado en la cresta de la cordillera Central.

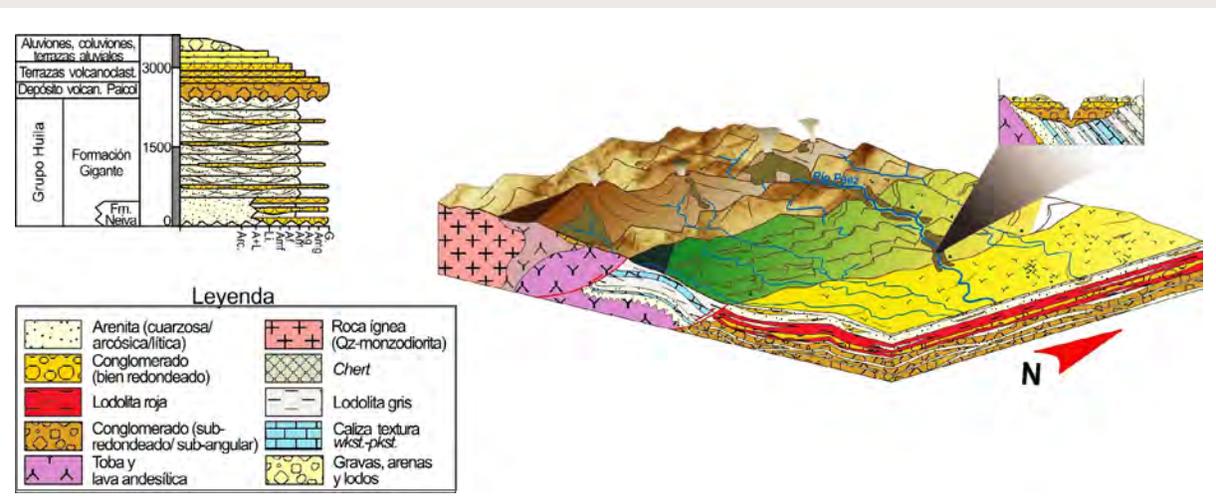


Figura 77. Esquema del ambiente deposicional para el depósito volcánico de Paicol. El depósito volcánico de Paicol se acumuló discordantemente sobre rocas del Cretácico a partir de flujos de escombros volcánicos provenientes del volcán Nevado del Huila que rellenaron el ancestral río Paéz. Fuente: adaptado de Van der Wiel (1991)

Evolución geológica

La historia geológica de las áreas estudiadas (municipio de Santa María y alrededores en el borde oriental de la cordillera Central y sub-cuenca de Neiva) inicia en el Mesoproterozoico (>800 Ma). La evolución tectónica y sedimentaria ha sido compleja por la superposición de eventos de deformación que controlaron el depósito de las distintas unidades litoestratigráficas y condicionaron su distribución geográfica, tanto vertical como lateralmente.

Área de Santa María y alrededores (flanco oriental de la cordillera Central)

Las rocas del basamento proterozoico de los Andes del norte, incluido el basamento del sur de la cordillera Central en los alrededores del municipio de Santa María en el departamento del Huila, hicieron parte de diversos cinturones orogénicos, los cuales fueron el producto de la triple interacción entre los paleocontinentes Amazonia, Laurentia y Báltica, durante la conformación del supercontinente Rodinia (Cawood y Pisarevsky, 2017; Weber *et al.*, 2018; Evans, 2021).

Estudios recientes de geocronología de alta precisión evidencian que varios de los macizos precámbricos de los Andes colombianos (macizos de Garzón, Las Minas, San Lucas, Sierra Nevada de Santa Marta, Península de La Guajira) hacen parte de un bloque autóctono de Amazonia con una evolución tectonometamórfica que alcanzó facies de alto grado (granulita con metamorfismo retrógrado en facies anfíbolita) durante el Mesoproterozoico-Neoproterozoico

temprano (1,45-0,98 Ga), definiendo así el orógeno Putumayo (Ibáñez-Mejía *et al.*, 2011). Este orógeno junto con el bloque Oaxaquia han sido interpretados como un cinturón orogénico producto de la colisión continente-continente (Amazonia y Báltica) que alcanzó el pico metamórfico en facies granulita (Baquero *et al.*, 2015; Ibáñez *et al.*, 2015, 2018; Ibáñez, 2020; Cawood y Pisarevsky, 2017; Weber *et al.*, 2018; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018; Evans, 2021).

Las rocas metamórficas precámbricas (basamento metamórfico del sur de la cordillera Central) son paragneises de anfíbol-biotita-plagioclasa, los cuales contienen edades de núcleos heredados que oscilan entre el Mesoproterozoico medio (Ectasiario) y el Mesoproterozoico tardío (Steniano) con sobrecrecimientos metamórficos (migmatización) del Neoproterozoico temprano (Toniano) (Hernández-González y Terraza, 2019). Estas edades (tanto los circones del protolito y los núcleos heredados como los sobrecrecimientos metamórficos) se correlacionan con las reportadas en las Migmatitas de Las Minas (Ibáñez-Mejía *et al.*, 2011) y evidencian su evolución tectonometamórfica en el contexto tectónico del orógeno Putumayo.

Adicionalmente, en dichas rocas, Hernández-González *et al.* (en prep.) calcularon las condiciones de metamorfismo mediante termobarometría clásica, reportando temperaturas de enfriamiento de 611 ± 35 °C (geotermómetro Ti en anfíbol: Liao *et al.*, 2021) y 526 ± 35 °C (geotermómetro Ti en biotita: Henry *et al.*, 2005; Li *et al.*, 2021). Estos autores interpretan que estas son temperaturas de metamorfismo retrógrado generado por la exhumación del basamento, en un proceso de descompresión adiabática y colapso orogénico en la fase poscolisional del orógeno Putumayo.

Entre el Neoproterozoico (720 Ma, Criogeaniano) y Pennsylvaniano tardío (299 Ma, Gzheliano) se presenta una gran inconformidad angular y no se tiene registro estratigráfico por un lapso superior a 400 Ma, evento no documentado en esta parte de la cordillera Central. Sin embargo, aunque la edad del protolito del miembro carbonatado de la Formación Aleluya aún no es bien conocida, el contacto discordante de los carbonatos sobre el paragneis del basamento metamórfico permite establecer un límite inferior de depositación en el pos-Neoproterozoico (ca. 864 Ma: Toniano), ubicándola en el Paleozoico. El límite superior del intervalo de formación de los carbonatos no es precisó, aunque la edad máxima de depositación del miembro siliciclástico, el cual reposa de manera concordante sobre los mármoles del miembro carbonatado, es del Pérmico, permitiendo establecer que el protolito del miembro carbonatado se encontraba formado antes del Pérmico, posiblemente en el Carbonífero (Moreno-Sánchez *et al.*, 2020).

En el Pérmico temprano y medio (299 a 259 Ma, Cisuraliano-Guadalupeño) se produce el depósito de arenas y limos cuarzosos, sobre carbonatos (Formación Aleluya, miembros Siliciclástico y Carbonatado, respectivamente) en un ambiente de plataforma marina somera desarrollada sobre el basamento metamórfico. Ambos miembros sufrieron metamorfismo en dos eventos geológicos diferentes: i) un evento inicial de metamorfismo regional pos-Toniano–pre-Triásico que dio origen al mármol de calcita, relacionado posiblemente con el magmatismo generado al final del Pérmico, debido a la colisión de los supercontinentes Gondwana y Laurasia (Hatcher, 2002) o por un periodo tafrogénico continental de larga duración dominado por un régimen tectónico extensional que generó un *rift* intercontinental (Roncancio y Martínez, 2010) y ii) un metasomatismo sobrepuesto durante el Noriano (ca. 208 ± 1,9 Ma) que dio origen al mármol de dolomita y a cuarcitas, relacionado con las etapas inicia-

les del magmatismo triásico-jurásico, representado por la intrusión de las rocas ígneas de la quebrada El Fraile (210 a 203 Ma, Rhaetiano principalmente).

De acuerdo con Villarroel y Mojica (1987), la cordillera Central actuaba aparentemente como un umbral para este tiempo (Paleozoico tardío), emergiendo definitivamente en el Triásico y Jurásico, periodos en los cuales prevaleció una tectónica extensional. No obstante, estudios recientes de procedencia con geocronología detrítica y de evolución termal con termocronología de baja temperatura (ZFT, AFT, entre otros) han demostrado que la exhumación en los bloques central y sur de la cordillera Central comenzó en el Cretácico temprano (Villamizar *et al.*, 2021 y referencias citadas en el mismo) impulsada por mecanismos de cambio de régimen tectónico extensional a compresional (Nivia *et al.*, 2006; Zapata *et al.*, 2019).

Aunque en el área de Santa María y alrededores no afloran las formaciones Luisa y Payandé, estas unidades deben estar presentes en el subsuelo y se tienen en cuenta para la evolución geológica que a continuación se describe. Las formaciones Saldaña y Aleluya se encuentran en contacto fallado a través de la Falla de Corozal (anexo 1, H9, I8-I9, J7-J8), estructura originada seguramente en alguna fase compresiva de la orogenia Andina a partir de la inversión de una falla normal antigua que afectaba el área en cuestión.

En el Triásico temprano a medio (252 a 236 Ma, Induano-Anisiano) continua la tectónica extensional y se acumulan capas rojas de la Formación Luisa en ambientes continentales de llanuras bajas, sometidas a inundación y desecación periódica. Para el Triásico tardío (236 a 221 Ma, Carniano-Noriano), el mar invade el continente y se deposita una gruesa sucesión de sedimentos calcáreos de la Formación Payandé en un ambiente de aguas cálidas y someras, controlado igualmente por una tectónica distensiva (Cediel *et al.*, 1981).

Luego, entre el Triásico tardío y Jurásico tardío (221 a 159 Ma, Noriano-Oxfordiano), se produce el depósito de rocas volcanosedimentarias de la Formación Saldaña, generadas en volcanes poligénicos del tipo estratovolcán (Mojica *et al.*, 1981), en un dominio de retroarco con márgenes convergentes (Bayona *et al.*, 1994; Toussaint, 1996) o de *rift* supracontinental (Salazar, 1992; Mojica y Kammer, 1995, 1996).

Entre 209 y 203 Ma (Noriano-Rhaetiano) se registran los primeros pulsos de magmatismo del final del Triásico asociados al inicio de la subducción del ciclo Andino, representados en las rocas intrusivas de la quebrada El Fraile, magmatismo responsable del metasomatismo de los niveles dolomíticos de la Formación Aleluya. En el Jurásico temprano (201 a 183 Ma, Hettangiano?-Pliensbachiano) se produce el emplazamiento de la Cuarzomonzodiorita de Páez, que intruye a la Formación Saldaña y corresponde a una *suite* magmática de gran extensión en la parte sur del basamento cristalino de la cordillera Central, en su flanco oriental (Hernández y Terraza, 2019).

Subcuenca de Neiva

En el Jurásico tardío (159 Ma, Oxfordiano) y la parte media del Cretácico temprano (125 Ma, Barremiano) se produce una inconformidad angular producto de la exhumación de la ancestral cordillera Central, evento posterior a la terminación del arco continental jurásico, ocasionado por el rebote del paleo margen continental (localizado en la cordillera Central) y al retroceso de la subducción al occidente de Colombia, incluido el retroceso de la zona de subducción a una posición más occidental (Villagómez *et al.*, 2010; Sarmiento-Rojas, 2019).

A partir de aquí, inicia la evolución geológica de la sub-cuenca de Neiva y en general del valle alto del Magdalena como cuenca petrolífera. El basamento de la cuenca lo

constituían las vulcanitas de la Formación Saldaña y los cuerpos ígneos jurásicos que la intruyeron. Este basamento conformaba una depresión estructural con tectónica distensiva, que geográficamente se extendía desde el sur del municipio de Pitalito (ca. 1,5° latitud norte) hasta la población de Apulo (ca. 4,5° latitud norte) con inclinación moderada al NE (Etayo, 1994).

En el lapso Aptiano temprano-Albiano medio (125 a 105 Ma), se acumularon sedimentos terrígenos, mixtos y calcáreos (gravas, arenas y lodos) en abanicos aluviales (Formación Yaví), llanuras aluviales y costeras con sistemas fluviales maduros y canales sinuosos (Formación Alpujarra), ambientes marinos litorales y sublitorales (Formación El Ocal) y arenas en llanuras intermareales con canales y barras de canales distributarios afectados por tormentas (Formación Caballos).

En la parte inferior de la Formación El Ocal se registra el primer ingreso del mar cretácico al valle alto del Magdalena, en la porción media una profundización de la cuenca y en la parte superior una somerización de los fondos de depósito (Flórez y Carrillo, 1994). El mar cretácico avanzaba hacia el sur de forma intermitente. La cuenca era distensiva y segmentada en bloques con diferencias relativas en altura, configuración que fue heredada del Jurásico. El avance del mar originó una superficie transgresiva heterócrona (Villamil, 1998; Mora, 2003) que se hizo más joven hacia el sur.

Las áreas fuente regionales de los sedimentos se localizaban en la ancestral cordillera Central y el macizo Garzón (Salazar, 1992; Osorio *et al.*, 2003; Sarmiento, 2019). Villagómez (2010) registra tasas elevadas de exhumación en la proto cordillera Central entre ca. 117-107 Ma (Aptiano temprano-Albiano medio) coincidentes con el depósito de la "Formación Caballos" (equivalente a las formaciones Alpujarra, El Ocal y Caballos) en el valle alto del Magdalena.

Cambios relativos del nivel del mar causaron tres superficies de máxima inundación en el lapso de 105 a 85 Ma (Albiano tardío-Santoniano temprano), evidentes en la base de las formaciones Tetuán, Hondita y Lidita Inferior. Como consecuencia, hay ciclicidad en la sedimentación y alternancia de facies finogranulares terrígenas, mixtas, silíceas y calcáreas en las formaciones Tetuán, Bambucá, Hondita, Loma Gorda y Lidita Inferior.

En el resto del Cretácico (85 a 66 Ma, Santoniano tardío-Maastrichtiano), se presenta somerización paulatina de la cuenca producto de una regresión, manifiesta en las unidades litoestratigráficas por la presencia cada vez más abundante de foraminíferos bentónicos (p. e., de la familia *Siphogenerinoididae*), concomitante con la disminución y desaparición de las formas planctónicas (incluyendo las amonitas), produciéndose la acumulación de facies arenolodas y silíceas en las formaciones Aipe, Aico, Lidita Superior, Yaguará, Buscavida o La Tabla. Eventualmente, por acción de las tormentas, se depositaron capas potencialmente explotables de fosfatos granulares (*sensu* Gleen *et al.*, 1994), que también se encuentran en la infrayacente Formación Lidita Inferior. Las áreas de aporte de los sedimentos eran el cratón de Guyana y la ancestral cordillera Central (Sallazar, 1992; Diaz, 1994; Bayona, 2018).

Diferencias en la subsidencia tectónica se evidencian en todo el Cretácico, tanto en sentido N-S como en sentido E-W, que se reflejan en cambios bruscos de espesores en casi todas las unidades de este periodo. En el Santoniano tardío (85 Ma) y Campaniano tardío-Maastrichtiano temprano (78 a 63 Ma) se reconocen cambios laterales de facies de arenitas a lodolitas, evidentes entre las formaciones Aipe vs. Aico y entre las formaciones Buscavida-La Tabla vs. Yaguará.

A finales del Maastrichtiano (66 Ma) es indudable un cambio ambiental importante en la sedimentación, pasa de un régimen marino muy somero a uno continental, producto de la retirada definitiva del mar

cretácico del valle alto del Magdalena, dando origen a la acumulación de facies principalmente arcillosas en ámbitos fluviales con extensas llanuras de inundación en la Formación Seca. Este evento se atribuye a los primeros pulsos de levantamiento de la cordillera Central que inician el plegamiento de la secuencia sedimentaria en la cuenca del valle alto del Magdalena (Roncancio y Martínez, 2010).

También, a finales del Maastrichtiano, se origina una “dislocación de facies” asociada a una caída del nivel relativo del mar y al desarrollo de una inconformidad con exposición subaérea, evento relacionado al levantamiento de la cordillera Central y a la acreción de bloques tectónicos al occidente del Sistema de Fallas de Romeral (Veloza *et al.*, 2008). Este evento se manifiesta en una paraconformidad en el contacto entre las formaciones Yaguará o La Tabla y el Miembro San Francisco de la Formación Seca.

Las porcelanitas y *cherts* del Grupo Olini presentes en las formaciones Lidita Superior y Lidita Inferior se formaron, en mayor o menor medida, por procesos primarios deposicionales (Villamil, 1994; Villamil *et al.*, 1999), migración lateral de sílice por deformación tectónica (Cortes, 1994) o por procesos diagenéticos a partir de la silicificación parcial o total de calizas con textura *wackestone* a *mudstone* (Terraza, 2003).

En el Paleógeno medio tardío (56 a 35 Ma, Eoceno temprano-Ypresiano y Oligoceno temprano-Rupeliano) se produce la reactivación del levantamiento de la cordillera Central y levantamiento incipiente de la cordillera Oriental, mediante pulsos de actividad tectónica que se manifiestan en el registro estratigráfico por una disconformidad en el Eoceno temprano (56 a 48 Ma, Ypresiano) y depósitos continentales sintectónicos en el Eoceno medio y Oligoceno temprano (48 a 35 Ma, Lutetiano y Rupeliano). Estos depósitos fueron generados por frentes de cabalgamiento localizados al occidente, en la sub-cuenca de Girardot (Caicedo y Roncancio, 1994) o por movimientos

de la ancestral Falla de La Plata (Chusma), en la sub-cuenca de Neiva (Kammer y Piraquive, 2013; Villamizar *et al.*, 2021), con el consecuente desmantelamiento del bloque colgante de esta estructura y la acumulación de espesos depósitos aluviales conglomeráticos y arenolodosos del Grupo Gualanday y Formación Tune, en ambientes continentales de abanicos aluviales con llanuras de inundación adyacentes y presencia de canales sinuosos (Caicedo y Roncancio, 1994; Díaz, 2016).

En el miembro inferior de la Formación Tune (25 a 23 Ma, Oligoceno tardío alto a Mioceno temprano?-Chattiano a Aquitaniano?) se encuentran cuarzoarenitas de textura muy fina con niveles de conchas de bivalvos de 2-10 mm de diámetro y color anaranjado, atribuidas a medios fluviolacustres de la "Formación La Cira" (equivalente a la Formación Tune) en la plancha N8 Neiva del SGN (1959) y posiblemente depositadas en condiciones atenuadas de actividad tectónica de la cuenca (Roncancio y Martínez, 2010).

La fase de exhumación del bloque colgante de la Falla de La Plata (Chusma) habría iniciado entre el Eoceno y Oligoceno y está representada por las edades AFT medias de ca. 40 Ma. La sucesión sedimentaria del bloque yacente correspondiente al Grupo Gualanday presenta edades detríticas entre 1380 y 59 Ma. Las edades más antiguas provienen posiblemente del basamento cristalino de la cordillera Central y las edades más recientes evidencian una posible fuente volcánica que aún no ha sido descrita en esta zona del territorio colombiano (Hernández-González y Terraza, 2019).

Entre el Mioceno temprano y medio (23 a 13,5 Ma, Aquitaniano-Serravaliano) se registra una importante y regional inconformidad angular relacionada al más rápido y mayor levantamiento de la cordillera Oriental (el clímax de la orogenia Andina), originándose un proto Valle del Magdalena con una configuración geomorfológica similar a la actual (Villamil, 1999).

Luego, se presenta una fase de intensa actividad tectónica en la cordillera Central acompañada por fuerte vulcanismo, iniciándose el depósito de la Formación La Victoria (base del Grupo Honda) entre 16 a 12,9 Ma (Serravaliano) en ambientes de ríos meandriformes de hasta 8-10 m de profundidad, que fluían hacia el E y SE (Guerrero, 1993, 1997; Flynn *et al.*, 1997; Montes *et al.*, 2021; Mora *et al.*, 2023).

Posteriormente, entre 16 y 11,5 Ma (Serravaliano-Tortoniano) se produce el depósito de la Formación Villavieja (techo del Grupo Honda) concomitante con un levantamiento de la cordillera Oriental, en ámbitos de ríos meandriformes de hasta 2-3 m de profundidad, que fluían inicialmente hacia el oriente y luego se invirtieron hacia el occidente en patrón anastomosado (Guerrero, 1993, 1997).

Hace alrededor de 16 Ma (Serravaliano), simultáneamente con el depósito de la Formación La Victoria, existía un sistema fluvial que desembocaba en la cuenca del Amazonas a través del desierto de La Tatacoa (Montes *et al.*, 2021; Mora *et al.*, 2023), localizado al oriente del municipio de Aipe.

El Grupo Honda registra el depósito de gruesas secuencias sedimentarias de carácter fluvial con aporte de sedimentos tanto de la cordillera Oriental (macizo de Garzón) como de la cordillera Central. Los sedimentos (lodos, arenas y gravas) fueron depositados por sistemas de abanicos aluviales y centros volcánicos localizados en el arco magmático de la cordillera Central, en una amplia llanura aluvial durante períodos de levantamiento activo o vulcanismo, y por sistemas fluviales trenzados y meándricos que se desarrollaron durante los períodos intermedios de mayor actividad volcánica y quietud tectónica (Van der Wiel, 1991; Van der Wiel y Van den Bergh, 1992). El vulcanismo constituyó una fuente adicional importante de aporte de sedimentos para la sub-cuenca de Neiva durante el depósito del Grupo Honda.

Para el Mioceno tardío (10,1 a 11,5 Ma, Tortoniano) se presenta un lapso de no depósito, manifiesto en el registro estratigráfico por una paraconformidad, probablemente relacionada al levantamiento intermitente de la cordillera Central. Después, se depositan las formaciones Neiva y Gigante del Grupo Huila en ambientes fluviales fuertemente influenciados por la actividad volcánica en el arco volcánico de la cordillera Central (Van der Wiel, Van den Bergh y Hebeda, 1992).

La Formación Neiva (base del Grupo Huila) se depositó entre 10,1 y 8,4 Ma-Tortoniano (Guerrero, 1993, 1997; Flynn *et al.*, 1997) durante un levantamiento de la cordillera Central, en un sistema fluvial trenzado con gravas poligénicas, arenas y lodos al sur de la sub-cuenca de Neiva, la cual estuvo levemente basculada hacia el norte, por lo cual el paleo río Magdalena fluía en esa misma dirección alimentado predominantemente desde el sur, y en menor proporción desde occidente, por pequeños abanicos aluviales y tributarios trenzados (Van der Wiel, 1991; Van der Wiel *et al.*, 1992).

La Formación Gigante (techo del Grupo Huila) se depositó entre 8,4 y 6,2 Ma (Tortoniano-Mesiniano) en un periodo de vulcanismo mucho más intenso con erupciones de material andesítico y dacítico, que originaron grandes abanicos volcánicos parcialmente coalescentes a lo largo de un antiguo frente de cabalgamiento reactivado de la cordillera Central (paleo Falla de Dina). La actividad volcánica inicialmente produjo flujos de escombros volcánicos e inundaciones repentinas de corta duración (*sheetfloods*), pero a medida que las erupciones se volvieron más explosivas se depositaron también ignimbritas y cenizas de caída.

Los centros eruptivos del Mioceno tardío probablemente se ubicaron entre 15 y 20 km al occidente del municipio de La Plata, a lo largo de la actual cadena de grandes estratovolcanes andesíticos de la cordillera Central (Van der Wiel, 1991; Van der Wiel *et al.*, 1992).

Entre el Mioceno tardío y Pleistoceno temprano (6,2 a 1,0 Ma, Mesiniano-Calabriano) no se tiene registro estratigráfico y se presenta una inconformidad angular relacionada probablemente al levantamiento intermitente del macizo de Garzón, evento que plegó los sedimentos de la sub-cuenca de Neiva (Van der Wiel, 1991; Van der Wiel *et al.*, 1992). Los depósitos más jóvenes (depósito volcánico de Paicol, terrazas volcanoclásticas, depósitos aluviales recientes y coluviones) están menos deformados y descansan horizontalmente sobre las formaciones más antiguas.

Desde hace casi un 1,0 Ma (Pleistoceno temprano-Calabriano) y hasta hace unos 100 mil años (Pleistoceno tardío), alrededor de 75 m de flujos de escombros volcánicos y en menor proporción gravas arenosas fluviovolcánicas de origen torrencial con clastos de lavas andesíticas, provenientes posiblemente del volcán Nevado del Huila (localizado unos 62-65 km al occidente de la sub-cuenca de Neiva), rellenaron el valle del río Páez. Posteriormente, el río Páez erosiona y corta estos depósitos, incluyendo a las rocas del Cretácico, dejando en el valle cinco niveles de terrazas (terrazas volcanoclásticas) más el depósito volcánico de Paicol ("colgado" sobre rocas cretácicas) que representaría a la terraza más alta y antigua en la sub-cuenca de Neiva (Van der Wiel, 1991).

Finalmente, durante los últimos 100 mil años (Holoceno a tiempo actual), por acción de los agentes modeladores del relieve (ríos, quebradas, lluvias, acción de la gravedad e intervención antrópica), se depositaron aluviones recientes (cantos redondeados a subredondeados de origen poligénico, en matriz arenosa fina a conglomerática) en los valles de los ríos Magdalena, Páez y La Plata y sus tributarios. Simultáneamente, se rellenaron, con bloques heterométricos de rocas de diferente origen (coluviones), las pendientes topográficas y laderas de algunos valles juveniles de quebradas y afluentes de mayor rango, con lo cual la sub-cuenca de Neiva adquirió la configuración topográfica que muestra actualmente.

Conclusiones

Para el Cretácico quedan en desuso varias unidades como la Formación Caballos de Corrigan (1967, p. 231) y Beltrán y Gallo (1968, p. 259); las formaciones Hondita y Lomagorda de Patarroyo (1993) y Vergara (1994, 1997); las formaciones Tetuán, Hondita y Lomagorda de Guerrero *et al.* (2000); la Formación Guaduala o Grupo Guaduala de Chenevart (1963, p. 910) y Beltrán y Gallo (1968, p. 261-263); la Formación Guaduas de Corrigan (1967, p. 234), Allen (1989, p. 41, 54-57) y Barrio y Coffield (1992, p. 134); la unidad “*Guadalupe Formation*” de Miley (1945, p. 21, 33), Corrigan (1967, p. 299, 233) y Allen (1989, p. 51-54); la unidad “*Monserrate Formation*” de Beltrán y Gallo (1968, p. 259-261) y Barrio y Coffield (1992, p. 133-134); el Grupo Bermejo de Flórez y Carrillo (1994); el Grupo Villeta o Formación Villeta utilizado frecuentemente en la nomenclatura del valle alto del Magdalena (p. e., Corrigan, 1967, p. 232; Beltrán y Gallo, 1968, p. 259; Allen, 1989, p. 48-51; Barrio y Coffield, 1992, p. 130-131); y la Formación Lutitas y Arenas de Tchegliakova y Mojica (2001, p. 47).

Se restituye el concepto original de La Formación Caballos de McArthur (1938 en Miley 1945, p. 16-19) para el valle alto del Magdalena.

Las formaciones Hiló, La Frontera o “La Luna” no deben ser utilizadas en el valle alto del Magdalena.

Se descarta el vulcanismo reportado en la base de la Formación Yaví por Toro *et al.* (2011, p. 94). La cartografía geológica realizada en este trabajo demuestra que el vulcanismo corresponde a un episodio magmático ocurrido en la parte superior de la Formación Saldaña.

Se restringieron geográficamente las formaciones Buscavida de Guerrero *et al.* (2000, p. 79-83) y La Tabla de De Porta (1965,

p. 20) del Cretácico Superior al área comprendida entre la localidad tipo (municipio de Piedras en el departamento del Tolima) hasta la quebrada Bambucá y Sinclinal de Media Luna (en el departamento del Huila).

La Formación El Cobre de Guerrero *et al.* (2000, p. 71-74) del Cretácico Superior queda circunscrita a la porción occidental más norte del valle alto del Magdalena, sub-cuenca de Girardot, entre la región de Ortega y Payandé (ver figura 35).

Las formaciones Teruel y San Francisco de Beltrán y Gallo (1968, p. 262-263) de finales del Cretácico y principios del Paleógeno fueron recategorizadas a miembros y se incluyeron en la Formación Seca.

Para el Paleógeno quedan en desuso las formaciones Palermo, Baché y Tesalia del Grupo Chicoral de Beltrán y Gallo (1968, p. 262-265).

En las figuras 78 y 79 se muestra la nomenclatura que queda en desuso para el Cretácico y Cenozoico, respectivamente.

Se vio la necesidad de proponer formalmente las siguientes unidades litoestratigráficas para el Cretácico: Formación Bambucá, Formación Aipe, Formación Aico, Formación Yaguará, Miembro Chichavaco de la Formación Bambucá y Miembro La Juanita de la Formación Yaguará. Para la zona de Santa María (Huila) se propone la Formación Aleluya del Paleozoico.

La historia geológica de las áreas estudiadas (borde oriental de la cordillera Central y sub-cuenca de Neiva) inicia en el Mesoproterozoico (>800 Ma). La evolución tectónica y sedimentaria ha sido compleja por la superposición de eventos de deformación que controlaron el depósito de las distintas unidades litoestratigráficas y condicionaron su distribución geográfica, tanto vertical como lateralmente.

Nomenclatura propuesta		SGN (1959) Plancha -N8 Sub-c. Neiva	Van Houten & Travis (1968) Cuenca VSM	Beltran y Gallo (1968) Sub-c. Neiva	Van der Wiel (1991)-SE Sub-c. Neiva	Guerrero (1993, 1997) Sub-c. Neiva	Ingeominas (1989) Plancha 302-Aipe Sub-c. Neiva	Ingeominas (2002) Plancha 323-Neiva Sub-c. Neiva	Ingeominas (2001) 345-Campoalegre Sub-b. Neiva	Ingeominas (2001) Plancha 344-Tesalia Sub-c. Neiva	Ingeominas (2001) Plancha 366-Garzón Sub-c. Neiva		
Quat.	Holoceno	Aluviones, coluviones, terrazas Aluviales	Aluviones, coluviones, terrazas aluviales	No se menciona	Abanicos aluviales, terrazas y llanuras de inundación	No se discute	Aluviones, coluviones	Aluviones, coluviones	Aluviones, coluviones, abanicos recientes	Aluviones, coluviones, abanicos recientes	Aluviones, coluviones, abanicos recientes		
	Pleistoceno (Med.-Sup.)	Terrazas tolcánoclast. Depós. volc. de Paicol	Terrazas medias y bajas Terrazas altas			Terrazas volcanoclast. "The highest terrace"	Depósitos antiguos	Abanicos antiguos, Sedim. de Fortalecillas	Terrazas pumíticas	Terrazas pumíticas	Terrazas pumíticas		
Neógeno	Mioceno Superior	Grupo Huila Formación Gigante Fm. Neiva	Formación Mesa	Formación Mesa	Formación Gigante Miembro Cg. Ceibas	Formación Gigante Miembro Garzón Miembro Los Altares Miembro Neiva	Grupo Huila Formación Gigante Fm. Neiva	No aflora	Grupo Huila Formación Gigante Fm. Neiva	Formación Gigante	No aflora	Formación Gigante	
	Mioceno Medio a Superior	Grupo Honda Formación Villavieja Formación La Victoria	Formación Honda	Formación Honda	Formación Honda	Formación Honda Miembro Villavieja Miembro La Dorada	Grupo Honda Formación Villavieja Formación La Victoria	Formación Honda (Miembro Villavieja)	Grupo Honda indiferenciado	Grupo Honda indiferenciado	Grupo Honda indiferenciado	Grupo Honda indiferenciado	
Paleógeno	Oligoceno Superior-Mioceno Inferior	Formación Tune Miembro Superior Miembro Inferior	Formación La Cira	Formación La Cira	Formación Barzalosa	No aflora	No Aflora	Formación Tune	No se menciona	(Afloramientos de la Fm. Barzalosa en el núcleo y flancos del Sinclinal de Tesalia)	No se menciona	No se menciona	
		Grupo Gualanday Formación Doima Mbr. Sup. Mbr. Medio Mbr. Inferior	Formación Gualanday Superior	Formación Gualanday Superior	Formación Doima Formación Potrerillo	Grupo Gualanday indiferenciado	No se discute	Tg5 Tg4	Formación Doima Formación Potrerillo	Formación Doima Formación Potrerillo	Formación Doima Formación Potrerillo	Formación Doima Formación Potrerillo	Formación Doima Formación Potrerillo
	Eoceno Sup.-Oligoc. Medio	Grupo Gualanday Formación Potrerillo	Fm. Gualanday Medio	Fm. Gualanday Medio	Grupo Chicoral Formación Tesalia Formación Bache			Formación Gualanday Superior Formación Gualanday Medio	Formación Tesalia Formación Bache	Formación Chicoral Formación Bache	Formación Chicoral Formación Bache	Formación Chicoral Formación Bache	Formación Tesalia Formación Bache
	Eoceno Medio	Formación Chicoral	Formación Gualanday Inferior	Formación Gualanday Inferior	Formación Palermo			Formación Gualanday Inferior	Formación Palermo	Formación Chicoral Formación Palermo	Formación Chicoral Formación Palermo	Formación Chicoral Formación Palermo	Formación Palermo
	Paleoceno	Fm. Seca Miembro Teruel	Formación Guaduas	Formación Guaduas	Formación Teruel	Formación Guaduas		Formación Seca Parte superior	Formación Seca Parte superior	Formación Seca	Formación Seca	Formación Seca	Formación Seca
	Cretácico Superior (Maastrichtiano)	Mbr. San Francisco			Formación San Francisco			Formación Seca Parte inferior	Formación Seca Parte inferior				

Figura 79. Nomenclatura estratigráfica que queda en desuso para el Cenozoico (texto en rojo)



Agradecimientos

Agradecimientos muy especiales al dr. Fernando Etayo Serna que nos asesoró, tanto en la oficina como en el campo, orientándonos sobre la edad y posición estratigráfica de las distintas unidades e intervalos estratigráficos cartografiados con base en el material paleontológico de amonitas. Al ingeniero SIG Hernán Guillermo Cifuentes del SGC por la elaboración de las figuras que incluyen mapas geológicos. Al geólogo Alber Joanny Cacua Hernández por su apoyo en la edición de figuras y tablas. A las autoridades locales y comunidades de los municipios de Aipe, Neiva, Hobo, Palermo, Yaguará, Iquira, Pacarní, Tesalia, Paicol, Páez (inspección de policía de Itaibe), Nátaga, La Plata, El Pital y El Agrado, que permitieron el acceso a las áreas de trabajo. A las compañías petroleras Ecopetrol y Hocol S. A. por permitir la entrada a los campos petroleros de La Hocha, Los Mangos, Balcón, Tenay, Dina, San Francisco y Santa Clara, localizados en los municipios de Tesalia, Yaguará, Palermo, Neiva y Aipe. De antemano agradecemos también a los revisores anónimos por sus comentarios y sugerencias que mejoraron sustancialmente el manuscrito.

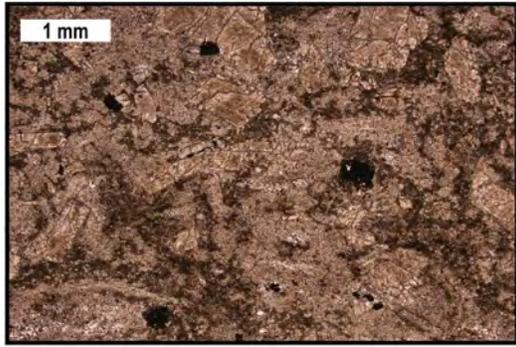
Lámina 1. Formación Saldaña

A, B. *Toba vítrea andesítica*. Cristales de plagioclasa con alteración a caolinita y sericita, algunos minerales opacos y cuarzo volcánico, embebidos en matriz vítrea. Municipio El Pital, N: 745 275, E: 1 135 315 (Oeste-MAGNA), muestra EG-413 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

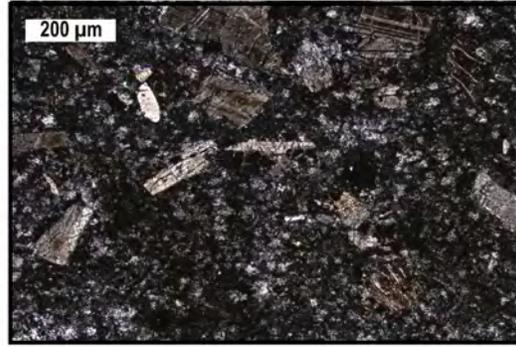
C, D. *Andesita porfídica amigdalar*. Fenocristales de plagioclasa alterada a sericita y amígdalas rellenas de cuarzo flotando en matriz de microlitos de plagioclasa. Municipio de Aipe, vereda Pavas, N: 860 189, E: 851 263 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-341-M1 a 25 aumentos C, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Toba vítrea andesítica con estructura fluidal*. Plagioclasa con alteración a caolinita y cuarzo volcánico flotando en matriz vítrea; se presentan algunas microfracturas rellenas de sílice. Municipio El Pital, N: 748 112, E: 1 139 660 (Oeste-MAGNA), muestra EG-174 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

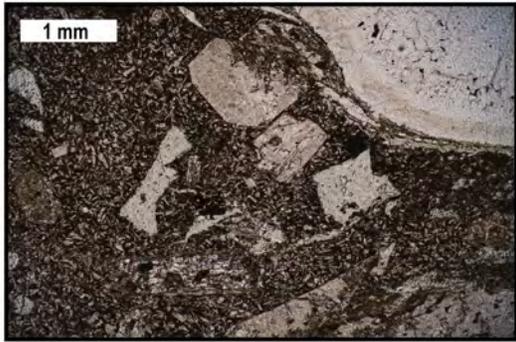
G, H. *Toba vítrea andesítica sericitizada con estructura fluidal*. Cristales de plagioclasa alterados a sericita y parcialmente remplazados por sílice, embebidos en matriz vítrea con sericita; algunas amígdalas están rellenas por sílice microcristalina y cuarzo. Municipio El Pital, N: 744 343, E: 1 136 966 (Oeste-MAGNA), muestra EG-430 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



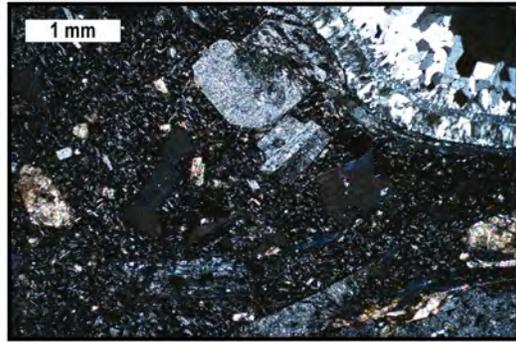
A (EG-413, 2,5X, PPL)



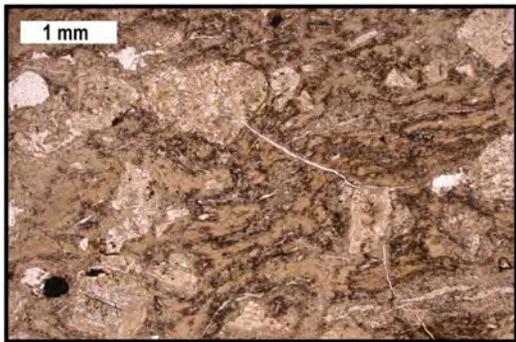
B (EG-413, 2,5X, XPL)



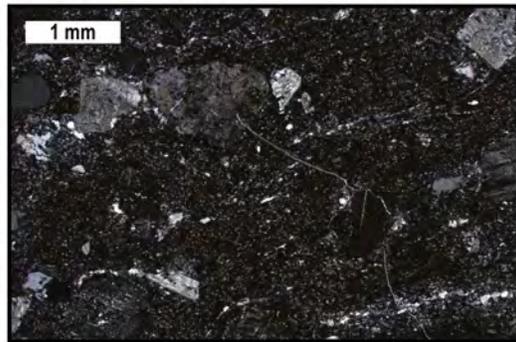
C (NRR-341-M1, 2,5X, PPL)



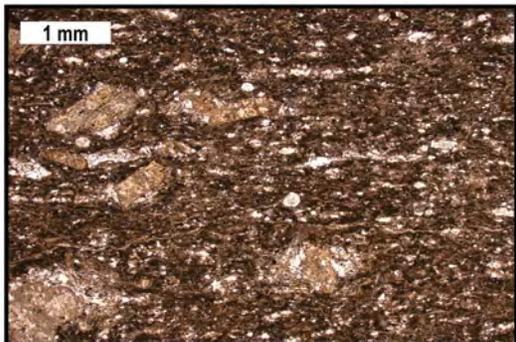
D (NRR-341-M1, 2,5X, XPL)



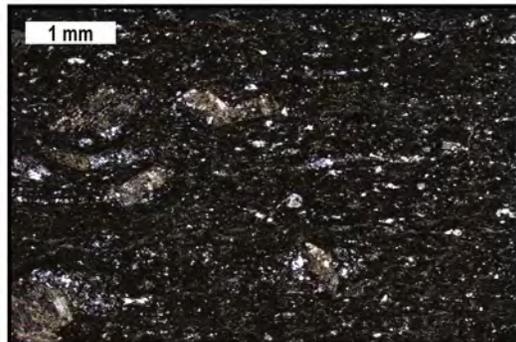
E (EG-174, 2,5X, PPL)



F (EG-174, 2,5X, XPL)



G (EG-430, 2,5X, PPL)



H (EG-430, 2,5X, XPL)

Lámina 2. Formación Yaví

A, B. *Litoarenita de textura gruesa, silícea, moderadamente calibrada.* Líticos de *chert* y granos de cuarzo policristalino y monocristalino fracturado, orientados con su eje mayor paralelo a la estratificación. Quebrada Palmarosa, N: 860 495, E: 859 676 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-393-M1 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

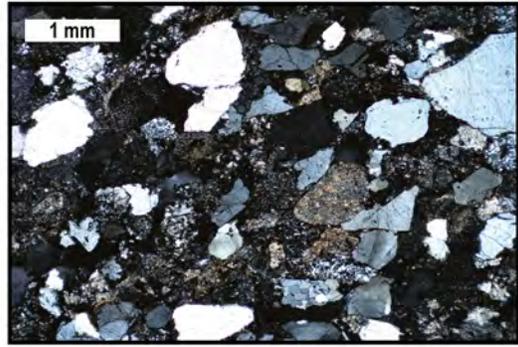
C, D. *Litoarenita de textura gruesa, conglomerática, feldespática, arcillosa, mal calibrada.* Armazón de líticos volcánicos de andesita, plagioclasa alterada, líticos de *chert*, cuarzo policristalino, feldespato alterado y cuarzo volcánico con bahías, de formas y tamaños variados. Quebrada Palmarosa, N: 863 707, E: 860 021 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-409-M1 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Litoarenita de textura muy gruesa, feldespática, mal calibrada.* Granos de *chert*, plagioclasa alterada y cuarzo monocristalino y policristalino con leve imbricación. Quebrada La Puerta, N: 858 778, E: 859 111 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-932 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

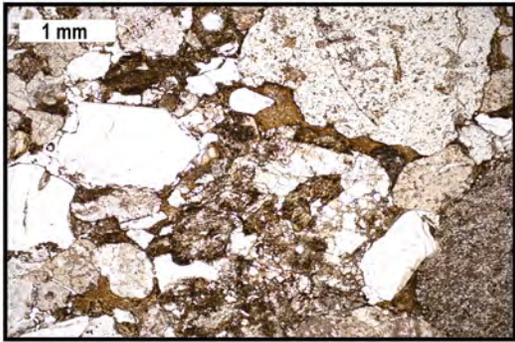
G, H. *Imagen de otro sector de la muestra anterior.* Líticos de *chert*, cuarzo monocristalino y policristalino, plagioclasa alterada y líticos de andesita con alta redondez en los fragmentos más grandes. Quebrada La Puerta, N: 858 778, E: 859 111 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-932 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



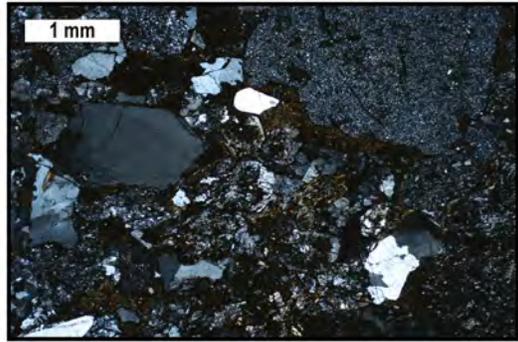
A (NRR-393-M1, 2,5X, PPL)



B (NRR-393-M1, 2,5X, XPL)



C (NRR-409-M1, 2,5X, PPL)



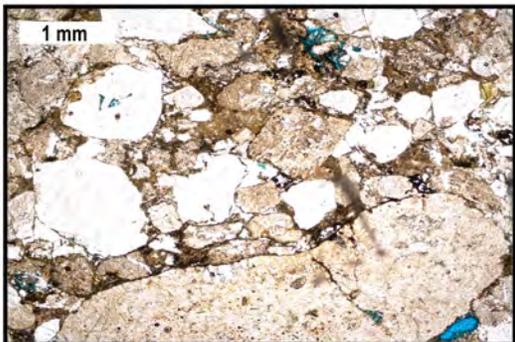
D (NRR-409-M1, 2,5X, XPL)



E (NRR-932, 2,5X, PPL)



F (NRR-932, 2,5X, XPL)



G (NRR-932, 2,5X, PPL)



H (NRR-932, 2,5X, XPL)

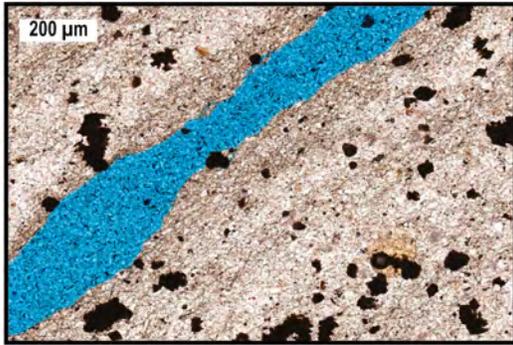
Lámina 3. Formación Alpujarra

A, B. *Lodolita silícea laminada.* Alternancia de láminas muy finas de filosilicatos microcristalinos, cuarzo monocristalino de tamaño limo y sílice microcristalina; abundan cristales finos y agregados framboidales de pirita autigénica. Sección estratigráfica vía Paicol-La Plata, m15,0, N: 765 991, E: 1 140 277 (Oeste-MAGNA), muestra STR-700A a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

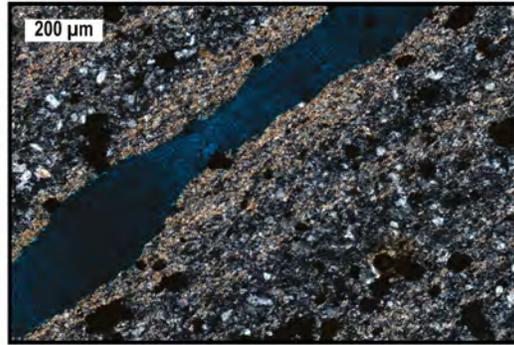
C, D. *Cuarzoarenita de textura gruesa, caolinítica, moderadamente calibrada.* Partículas de cuarzo monocristalino y cuarzo ondulado cementados con caolín y algo de sílice. Sección estratigráfica vía Paicol-La Plata, m35,0, N: 766 031, E: 1 140 188 (Oeste-MAGNA), muestra STR-702A a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Cuarzoarenita de textura fina, silícea, moderadamente calibrada.* Armazón de cuarzo monocristalino con cemento silíceo en continuidad óptica con los granos de cuarzo. Sección estratigráfica vía Paicol-La Plata, m54,6, N: 766 069, E: 1 140 138 (Oeste-MAGNA), muestra STR-703B a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

G, H. *Arcillolita arenosa silícea laminada.* Láminas muy finas de filosilicatos microcristalinos con lentes y láminas de cuarzoarenita silícea de textura media a fina intercaladas. Sección estratigráfica vía Paicol-La Plata, m61,0, N: 766 069, E: 1 140 138 (Oeste-MAGNA), muestra STR-703D a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



A (STR-700A, 10X, PPL)



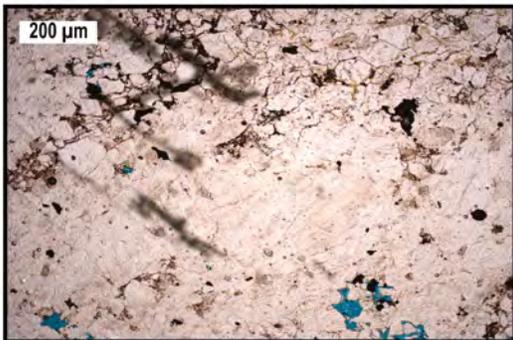
B (STR-700A, 10X, XPL)



C (STR-702A, 2,5X, PPL)



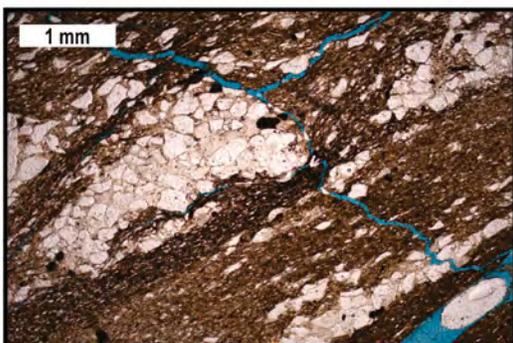
D (STR-702A, 2,5X, XPL)



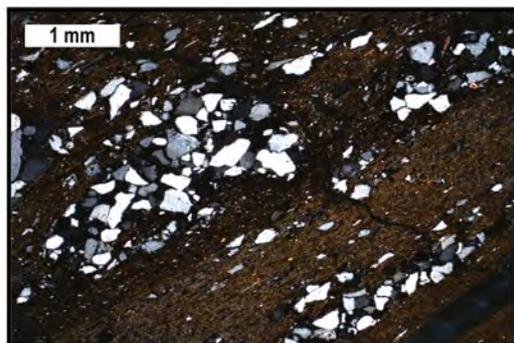
E (STR-703B, 10X, PPL)



F (STR-703B, 10X, XPL)



G (STR-703D, 2,5X, PPL)



H (STR-703D, 2,5X, XPL)

Lámina 4. Formación El Ocal

A, B. *Wackestone de bivalvos rico en materia orgánica.* Fragmentos de conchas de bivalvos con calcita fibrosa embebidos en matriz microesparítica rica en materia orgánica. Quebrada Palmarosa, N: 857 162, E: 858 914 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-472 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

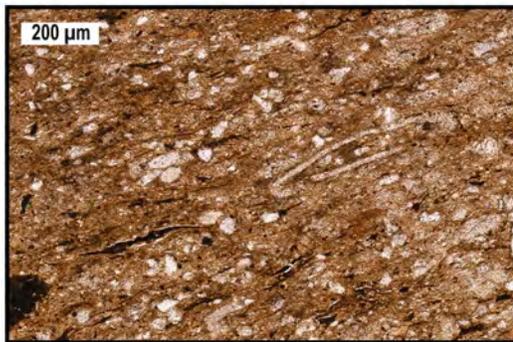
C, D. *Lodolita rica en materia orgánica.* Roca con soporte de filosilicatos microcristalinos y materia orgánica con algo de sílice en el cual flotan granos de cuarzo tamaño limo y algunos bioclastos silicificados. Municipio El Pital, N: 748 022, E: 1 139 401 (Oeste-MAGNA), muestra EG-177 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



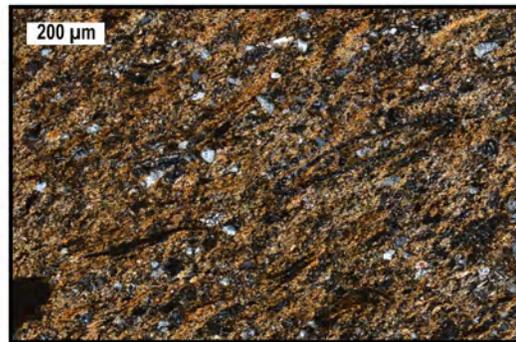
A (NRR-472, 2,5X, PPL)



B (NRR-472, 2,5X, XPL)



C (EG-177, 10X, PPL)



D (EG-177, 10X, XPL)

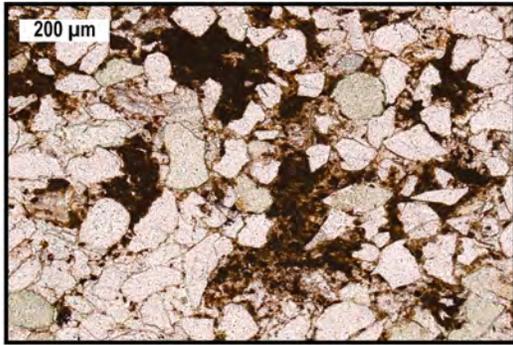
Lámina 5. Formación Caballos

A, B. *Cuarzoarenita de textura fina a muy fina, calcárea, glauconítica, moderadamente calibrada.* Granos angulosos a subredondeados de cuarzo monocristalino y glauconita redondeada, cementados con esparita y cemento ferruginoso. Municipio de La Plata, N: 753 808, E: 1 135 283 (Oeste-MAGNA), muestra EG-286 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

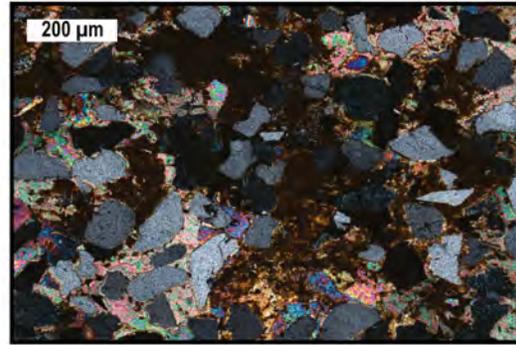
C, D. *Wackestone de bivalvos.* Armazón de microesparita envolviendo grandes fragmentos de bivalvos con pirita y crecimiento de calcita fibrosa hacia los bordes. Quebrada Palmarosa, N: 860 401, E: 860 047 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-395-M1 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Cuarzoarenita de textura fina a muy fina, ferruginosa, bien calibrada.* Granos de cuarzo monocristalino, subelongados y subangulares, embebidos en una "pasta" ferruginosa. Se observa alto grado de bioturbación en la roca. Vía La Plata-El Pital, N: 744 822, E: 1 137 798 (Oeste-MAGNA), muestra EG-370 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

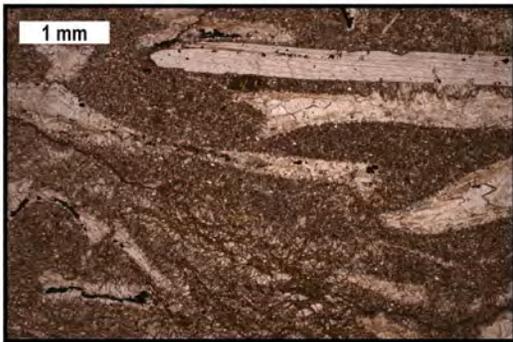
G, H. *Cuarzoarenita de textura muy fina, arcillosa, bien calibrada.* Roca soportada por granos de cuarzo con matriz arcillosa asociada a materia orgánica y minerales opacos con oxidación, distribuidos homogéneamente en la muestra. La muestra presenta alta porosidad de tipo primario. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, m12,0, N: 860 061, E: 860 030 (Bogotá-MAGNA), muestra PP-003 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



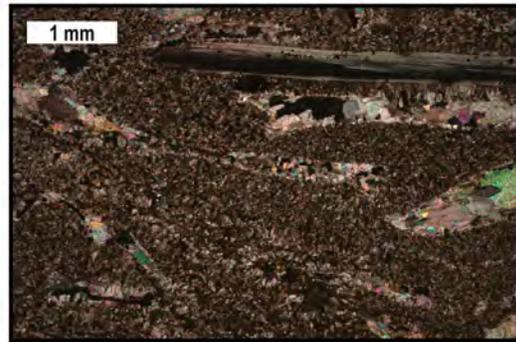
A (EG-286, 10X, PPL)



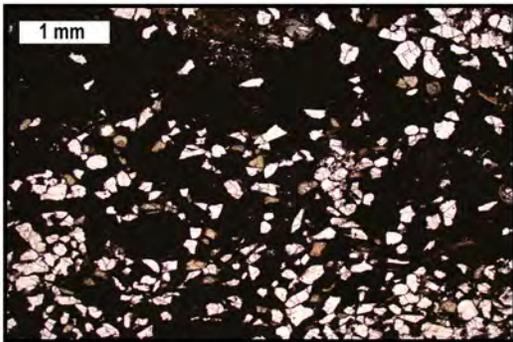
B (EG-286, 10X, XPL)



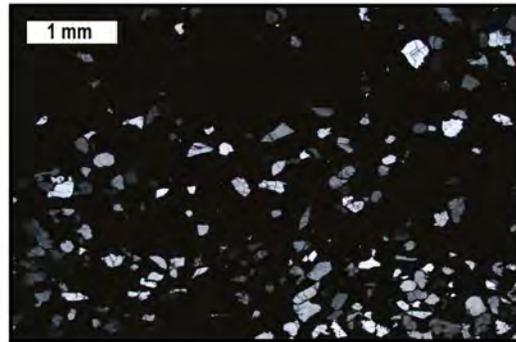
C (NRR-395-M1, 2,5X, PPL)



D (NRR-395-M1, 2,5X, XPL)



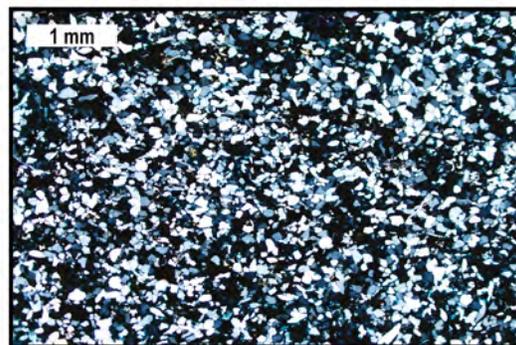
E (EG-370, 2,5X, PPL)



F (EG-370, 2,5X, XPL)



G (PP-003, 2,5X, PPL)



H (PP-003, 2,5X, XPL)

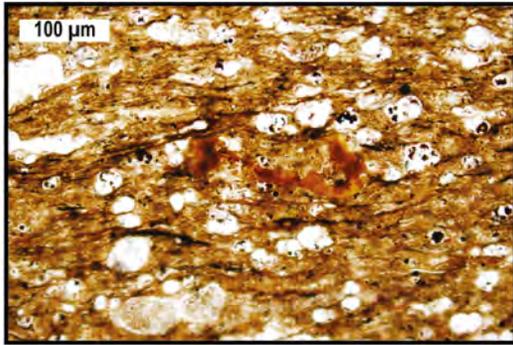
Lámina 6. Formación Tetuán

A, B. *Wackestone de foraminíferos planctónicos, fosfático, rico en materia orgánica.* Foraminíferos planctónicos y fragmentos de fosfatos embebidos en matriz de micrítica rica en materia orgánica; algunas conchillas de foraminíferos están rellenas con sílice microcristalina. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, m59,0, N: 860 052, E: 860 069 (Bogotá-MAGNA), muestra MT-003 a 200 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

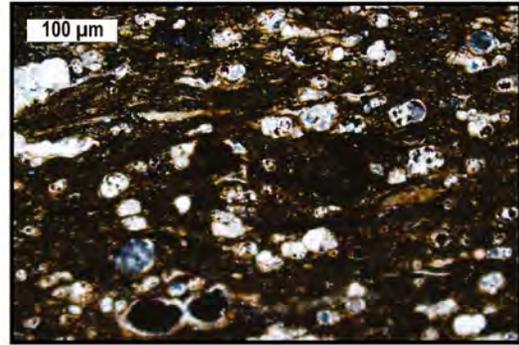
C, D. *Arcillolita calcárea, fosilífera, fosfática, rica en materia orgánica.* Intercalación de filosilicatos microcristalinos, micrita y conchillas de foraminíferos planctónicos en finísimas láminas enriquecidas en materia orgánica. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, m105,0, N: 860 044, E: 860 121 (Bogotá-MAGNA), muestra MT-022 a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Packstone a wackestone de foraminíferos planctónicos, rico en materia orgánica.* Láminas finas de foraminíferos planctónicos de textura *packstone* alternan con láminas de textura *wackestone*, estas últimas con matriz micrítica enriquecida en materia orgánica. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, m85,0, N: 860 042, E: 860 099 (Bogotá-MAGNA), muestra MT-018 a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

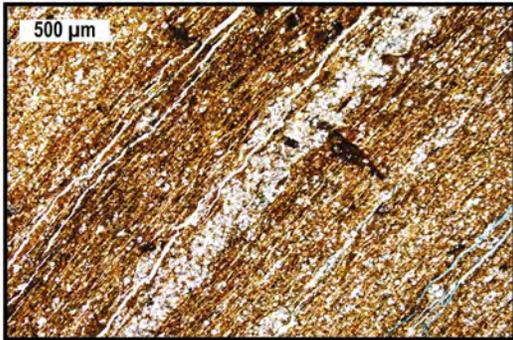
G, H. *Wackestone de bioclastos calcáreos, fosfático, rico en materia orgánica.* Fragmentos fosfáticos de peces embebidos en matriz microesparítica enriquecida en materia orgánica, con algunos terrígenos de cuarzo monocristalino y granos subredondeados de glauconita. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, m21,0, N: 860 049, E: 860 039 (Bogotá-MAGNA), muestra PP-004 a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



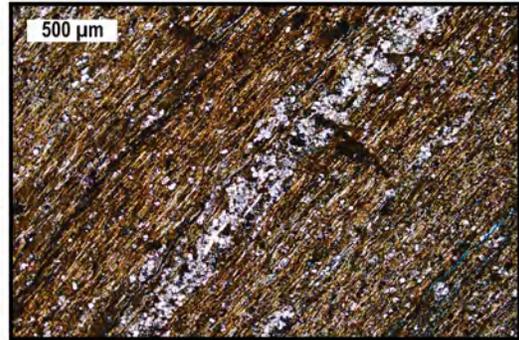
A (MT-003, 20X, PPL)



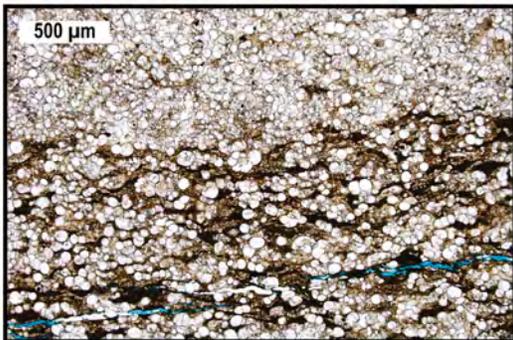
B (MT-003, 20X, XPL)



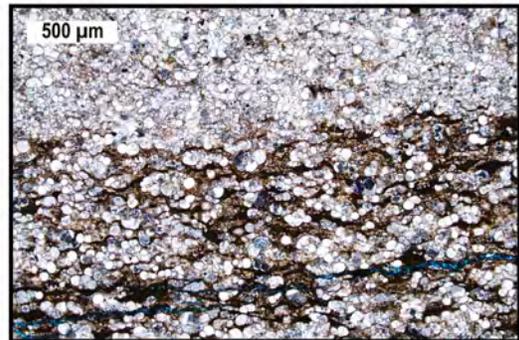
C (MT-022, 5X, PPL)



D (MT-022, 5X, XPL)



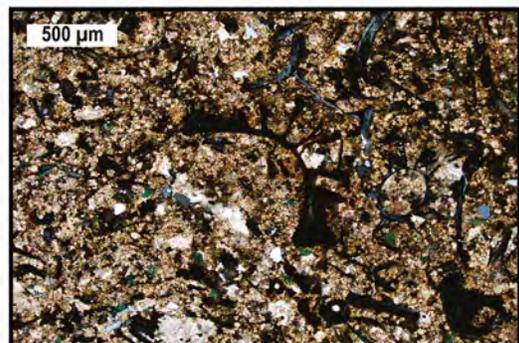
E (MT-018, 5X, PPL)



F (MT-018, 5X, XPL)



G (PP-004, 5X, PPL)



H (PP-004, 5X, XPL)

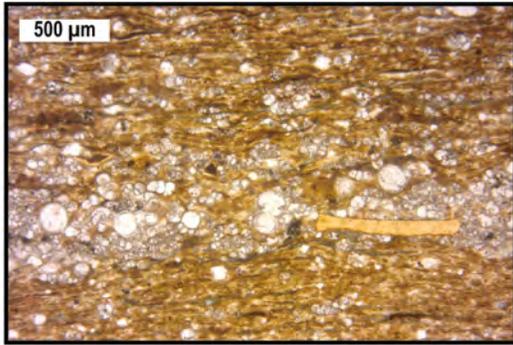
Lámina 7. Formación Bambucá

A, B. *Arcillolita calcárea fosilífera, rica en materia orgánica.* Roca soportada por filosilicatos microcristalinos, micrita y laminillas discontinuas de materia orgánica opaca; se intercalan láminas finas discontinuas de foraminíferos planctónicos con textura *packstone* a *wackestone*. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, m74,0, N: 859 982, E: 860 184 (Bogotá-MAGNA), muestra MT-032 a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

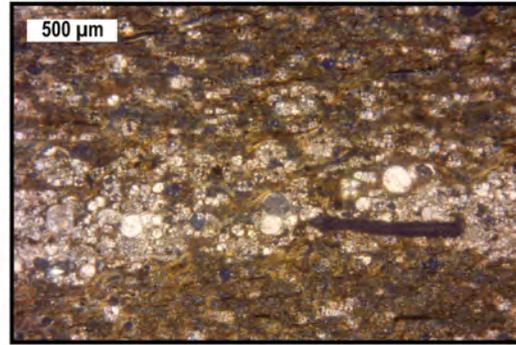
C, D. *Arcillolita rica en materia orgánica, levemente fosilífera.* Armazón de filosilicatos microcristalinos con materia orgánica dispersa y en láminas muy finas discontinuas; se destacan algunas conchillas de foraminíferos planctónicos rellenas con sílice microcristalina. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, m78,0, N: 859 982, E: 860 190 (Bogotá-MAGNA), muestra MT-033 a 200 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Arcillolita calcárea fosilífera, rica en materia orgánica.* Filosilicatos microcristalinos enriquecidos en materia orgánica con láminas finas de conchillas de foraminíferos planctónicos rellenas con esparita; se observa cuarzo detrítico y algo de glauconita tamaño arena muy fina. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, m85,0, N: 859 980, E: 860 199 (Bogotá-MAGNA), muestra MT-035 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

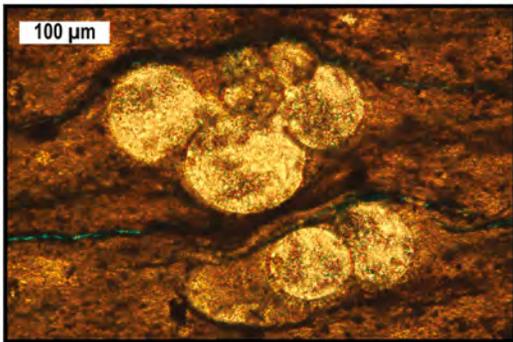
G, H. *Wackestone a packstone de bivalvos.* Restos fragmentados de conchas de bivalvos embebidos en matriz micrítica enriquecida en materia orgánica. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, m249,0, N: 859 883, E: 860 323 (Bogotá-MAGNA), muestra MT-038B a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



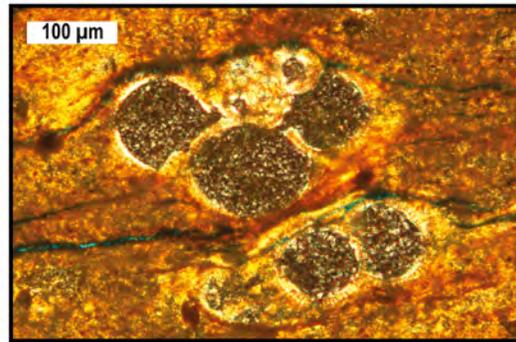
A (MT-032, 5X, PPL)



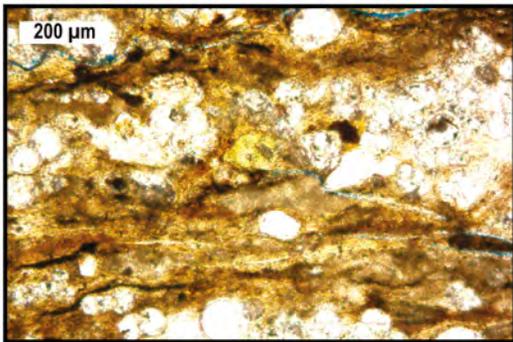
B (MT-032, 5X, XPL)



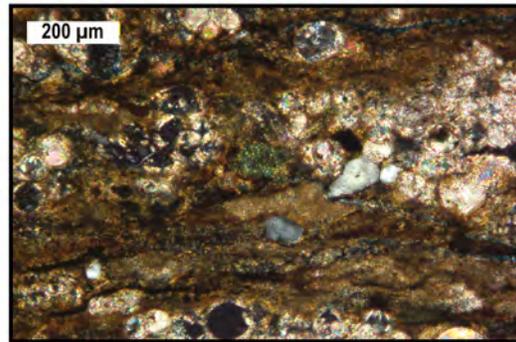
C (MT-033, 20X, PPL)



D (MT-033, 20X, XPL)



E (MT-035, 10X, PPL)



F (MT-035, 10X, XPL)



G (MT-038B, 5X, PPL)



H (MT-038B, 5X, XPL)

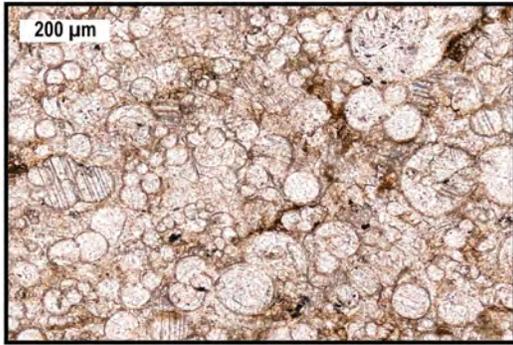
Lámina 8. Formación Hondita

A, B. *Grainstone de foraminíferos planctónicos, rico en materia orgánica.* Conchillas de foraminíferos planctónicos uniseriales y biseriales, rellenas y cementadas con esparita. Sección estratigráfica río Iquira, m20,0, N: 783 006, E: 1 164 827 (Oeste-MAGNA), muestra CMR-1234E a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

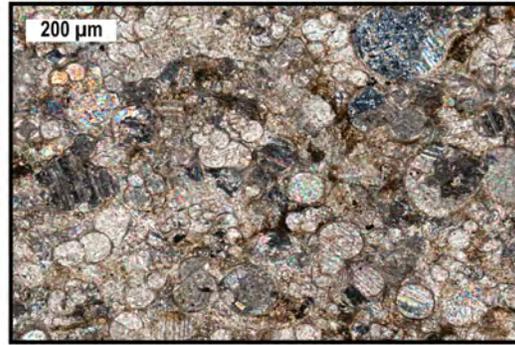
C, D. *Wackestone de foraminíferos planctónicos, rico en materia orgánica.* Conchillas de foraminíferos planctónicos, fragmentos de bioclastos calcáreos y restos fosfáticos dispuestos en láminas muy finas en una matriz micrítica enriquecida en materia orgánica. Sección estratigráfica río Iquira, m52,5, N: 783 064, E: 1 164 795 (Oeste-MAGNA), muestra CMR-1237A a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Wackestone arcilloso de foraminíferos planctónicos, síliceo, rico en materia orgánica.* Alternancia de láminas muy finas de conchillas de foraminíferos planctónicos, micrita mezclada con filosilicatos microcristalinos y materia orgánica; se observan cámaras de foraminíferos parcialmente rellenas con sílice microcristalina. Sección estratigráfica río Iquira, m76,0, N: 783 116, E: 1 164 785 (Oeste-MAGNA), muestra CMR-1239D a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

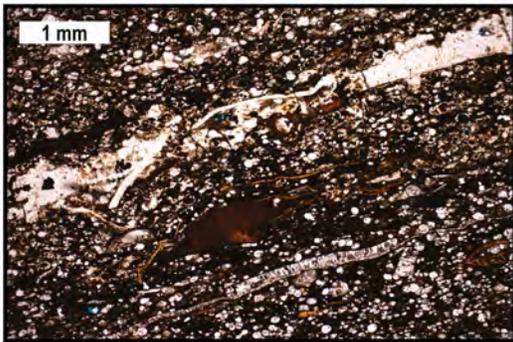
G, H. *Wackestone de foraminíferos planctónicos silicificado (chert fosilífero diagenético), rico en materia orgánica.* Conchillas de foraminíferos planctónicos soportadas por sílice microcristalina producto de reemplazamiento diagenético de matriz micrítica; se observan laminillas muy finas discontinuas de materia orgánica opaca. Sección estratigráfica río Iquira, m78,0, N: 783 116, E: 1 164 785 (Oeste-MAGNA), muestra CMR-1240A a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



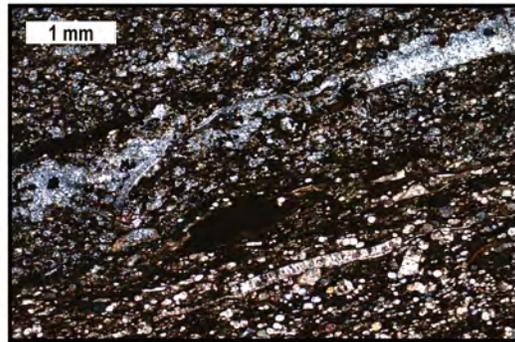
A (CMR-1234E, 10X, PPL)



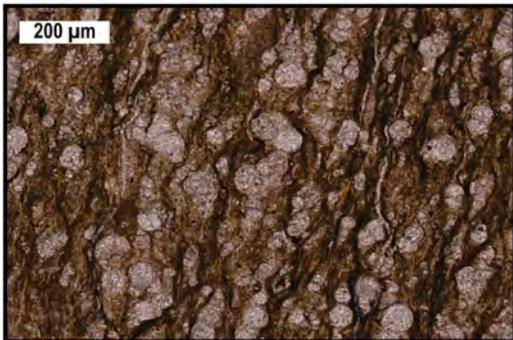
B (CMR-1234E, 10X, XPL)



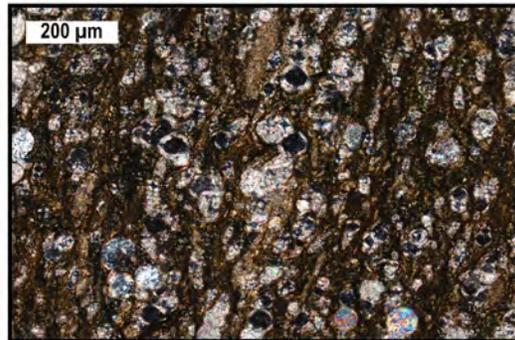
C (CMR-1237A, 2,5X, PPL)



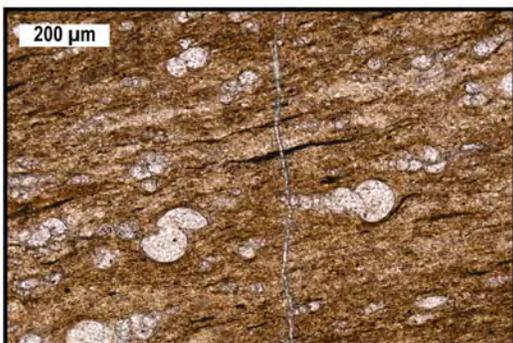
D (CMR-1237A, 2,5X, XPL)



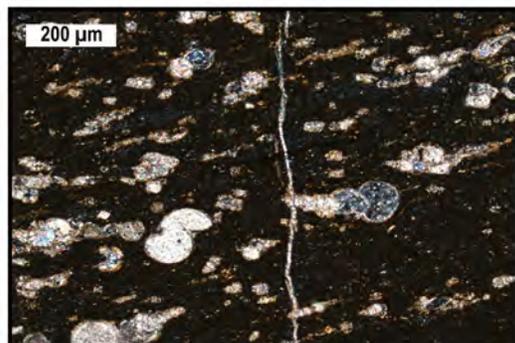
E (CMR-1239D, 10X, PPL)



F (CMR-1239D, 10X, XPL)



G (CMR-1240A, 10X, PPL)



H (CMR-1240A, 10X, XPL)

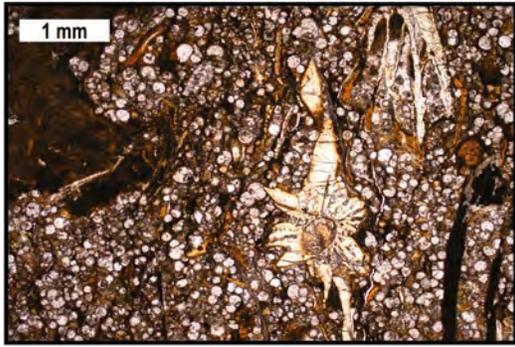
Lámina 9. Formación Loma Gorda

A, B. *Packstone de foraminíferos planctónicos, fosfático, rico en materia orgánica.* Armazón de conchillas de foraminíferos planctónicos con restos de peces y laminillas discontinuas de materia orgánica opaca. Sección estratigráfica río Iquira, m24,0, N: 783 162, E: 1 164 787 (Oeste-MAGNA), muestra CMR-1242E a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

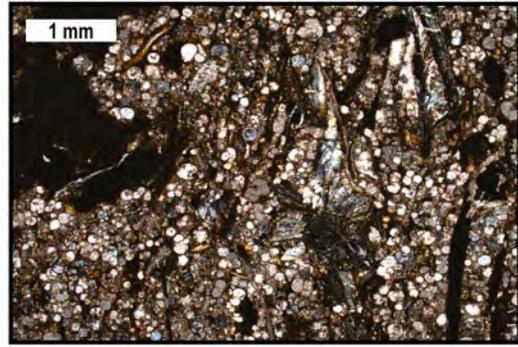
C, D. *Chert arcilloso (porcelanita), fosilífero, con textura wackestone, rico en materia orgánica.* Foraminíferos uniseriales planctónicos, restos de peces y materia orgánica opaca en laminillas discontinuas, soportados por sílice y filosilicatos microcristalinos; la roca presenta laminación muy fina bien desarrollada. Sección estratigráfica río Iquira, m33,0, N: 783 191, E: 1 164 791 (Oeste-MAGNA), muestra CMR-1243A a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Arcillolita laminada.* Roca soportada por filosilicatos microcristalinos en láminas muy finas continuas con materia orgánica opaca en finísimas láminas discontinuas y presencia de pirita autigénica. Sección estratigráfica río Iquira, m73,0, N: 783 229, E: 1 164 467 (Oeste-MAGNA), muestra CMR-1245A a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

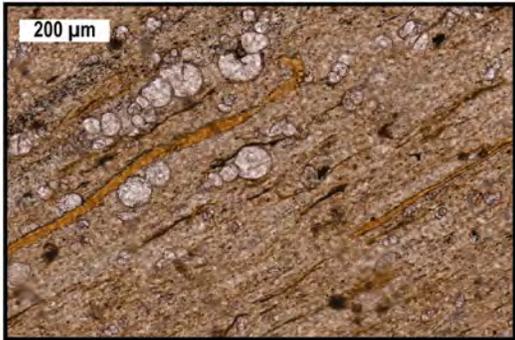
G, H. *Subarcosa de textura fina, silíceo, fosfático, arcilloso.* Armazón de granos de cuarzo de tamaño arena fina bien calibrados, peloides fosfáticos y restos de peces, con matriz arcillosa y sílice microcristalina. Sección estratigráfica río Iquira, m159,0, N: 783 225, E: 1 164 318 (Oeste-MAGNA), muestra CMR-1246A a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



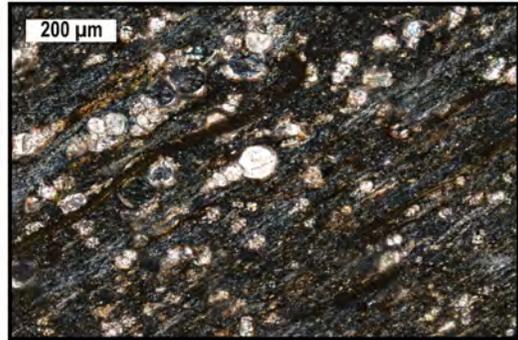
A (CMR-1242E, 2,5X, PPL)



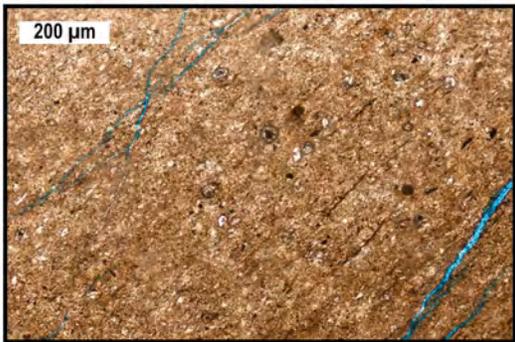
B (CMR-1242E, 2,5X, XPL)



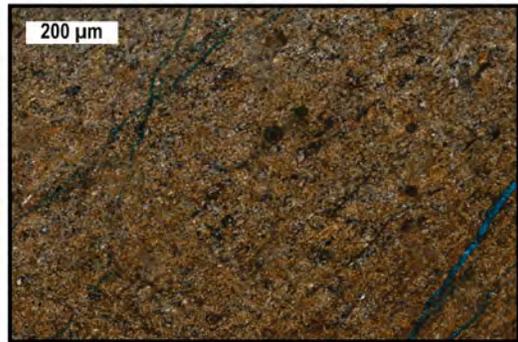
C (CMR-1243A, 10X, PPL)



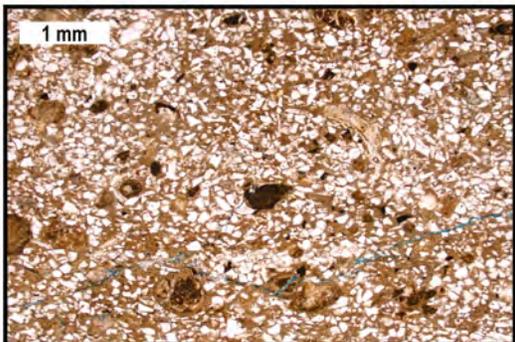
D (CMR-1243A, 10X, XPL)



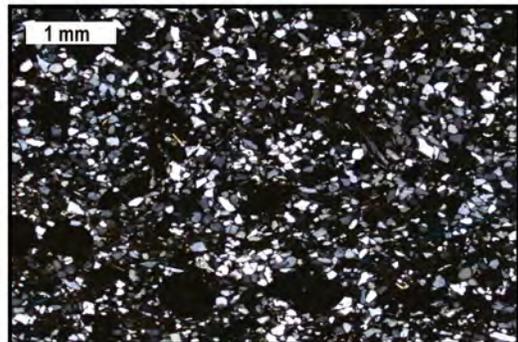
E (CMR-1245A, 10X, PPL)



F (CMR-1245A, 10X, XPL)



G (CMR-1246A, 2,5X, PPL)



H (CMR-1246A, 2,5X, XPL)

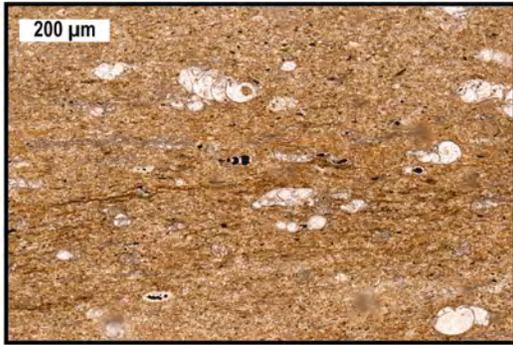
Lámina 10. Formación Lidita Inferior

A, B. *Wackestone de foraminíferos bentónicos silicificado (chert fosilífero diagenético), rico en materia orgánica.* Conchillas de foraminíferos uniseriales bentónicos soportados por sílice microcristalina, producto de reemplazamiento diagenético de matriz micrítica; se observan algunas laminillas muy finas, irregulares y discontinuas, de materia orgánica opaca. Sección estratigráfica río Aipe, m25,0, N: 853 055, E: 861 984 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-062M9 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

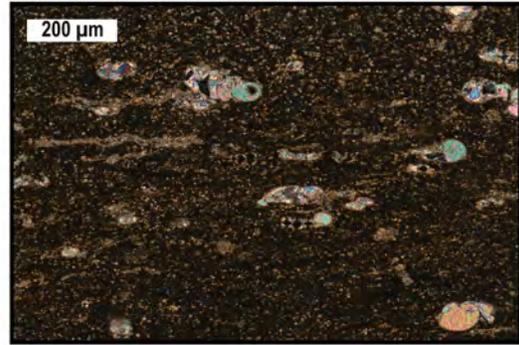
C, D. *Fosforita silíceo de peloides con textura packstone.* Peloides fosfáticos, fragmentos de peces y foraminíferos biseriales bentónicos fosfatizados, flotantes en sílice microcristalina. Sección estratigráfica río Aipe, m33,0, N: 853 062, E: 861 976 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-063M9 a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Fosforita silíceo fosilífero de peloides con textura packstone.* Peloides fosfáticos, foraminíferos biseriales bentónicos y restos de peces, cementados con sílice microcristalina. Sección estratigráfica río Aipe, m35,0, N: 853 064, E: 861 974 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-063M17 a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

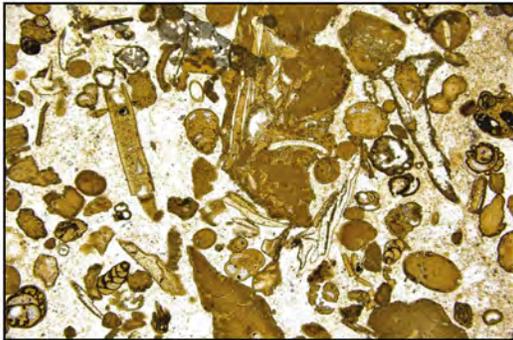
G, H. *Chert arenoso (porcelanita), fosilífero, con textura wackestone.* Foraminíferos biseriales bentónicos, granos de cuarzo monocristalino de tamaño arena fina y algunos bioclastos calcáreos, soportados por sílice microcristalina. Sección estratigráfica río Aipe, m39,0, N: 853 067, E: 861 971 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-063M27 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



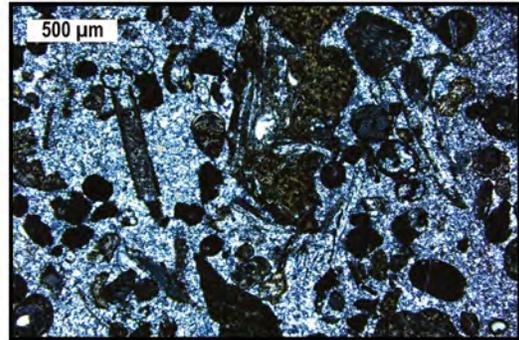
A (GAM-062M9, 10X, PPL)



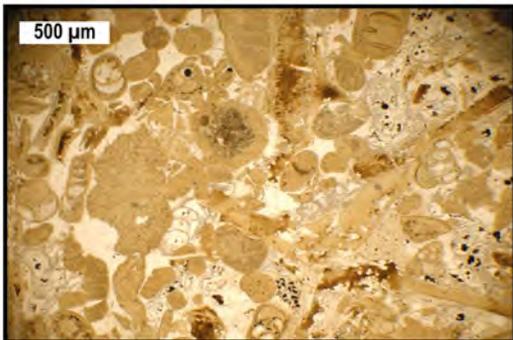
B (GAM-062M9, 10X, XPL)



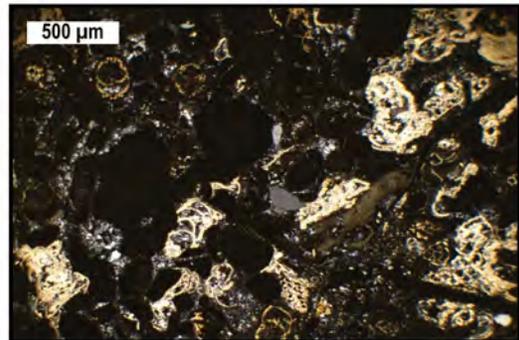
C (GAM-063M9, 5X, PPL)



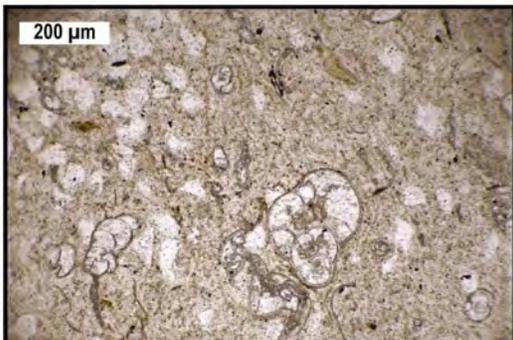
D (GAM-063M9, 5X, XPL)



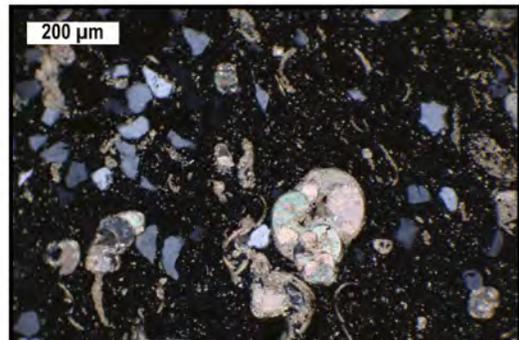
E (GAM-063M17, 5X, PPL)



F (GAM-063M17, 5X, XPL)



G (GAM-063M27, 10X, PPL)



H (GAM-063M27, 10X, XPL)

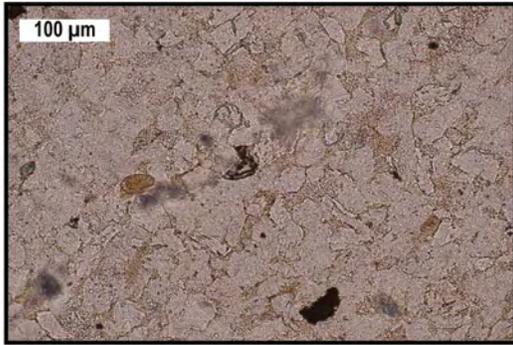
Lámina 11. Formación Aipe

A, B. *Limolita arenosa de cuarzo, sílicea.* Cuarzo monocristalino tamaño limo y arena muy fina con algo de feldespato, cementados con sílice microcristalina. Sección estratigráfica río Aipe, m62,0, N: 853 091, E: 861 958, (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-064M5 a 200 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

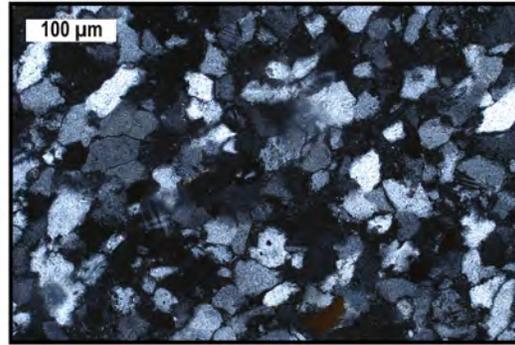
C, D. *Cuarzoarenita de textura muy fina, sílicea, bien calibrada.* Roca soportada por granos de cuarzo monocristalino de tamaño arena muy fina con empaquetamiento denso, cementados con sílice microcristalina y cuarzo cristalizado en continuidad óptica con los granos. Sección estratigráfica río Aipe, m72,0, N: 853 101, E: 861 946, (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-064M7 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Cuarzoarenita de textura muy fina, sílicea, con selección moderada a buena.* Partículas de cuarzo monocristalino de tamaño arena muy fina, densamente empaquetadas, cementadas con sílice microcristalina y cuarzo cristalizado en continuidad óptica con los granos; se observan algunos granos de circón, feldespato y plagioclasa. Sección estratigráfica río Aipe, m78,0, N: 853 105, E: 861 942 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-064M10 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

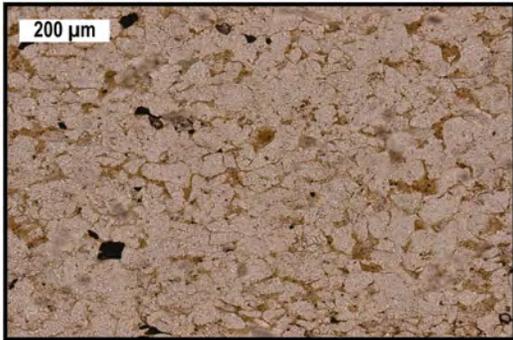
G, H. *Cuarzoarenita de textura muy fina, sílicea, bien calibrada.* Roca con armazón de cuarzo monocristalino de tamaño arena muy fina, con empaquetamiento denso, cementado con sílice microcristalina y cuarzo cristalizado en continuidad óptica con los granos; se aprecian trazas de glauconita y circón. Sección estratigráfica río Aipe, m86,0, N: 853 110, E: 861 937 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-064M12 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



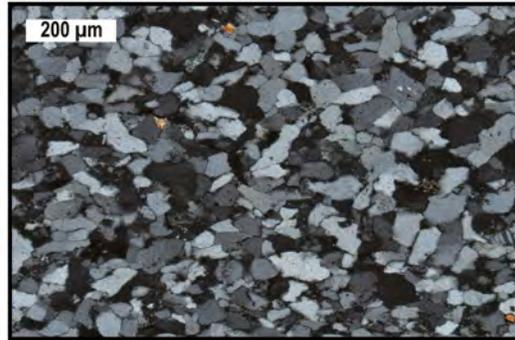
A (GAM-064M5, 20X, PPL)



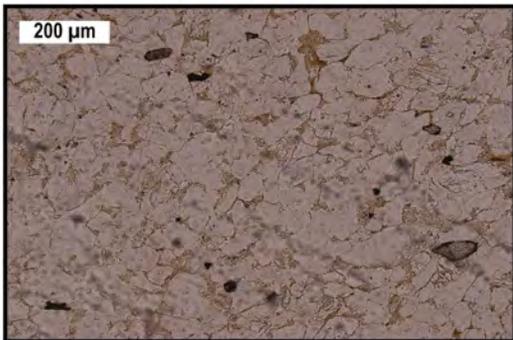
B (GAM-064M5, 20X, XPL)



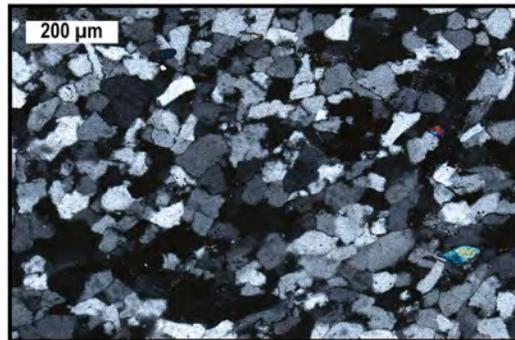
C (GAM-064M7, 10X, PPL)



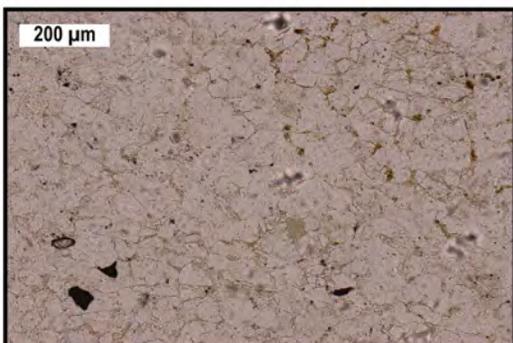
D (GAM-064M7, 10X, XPL)



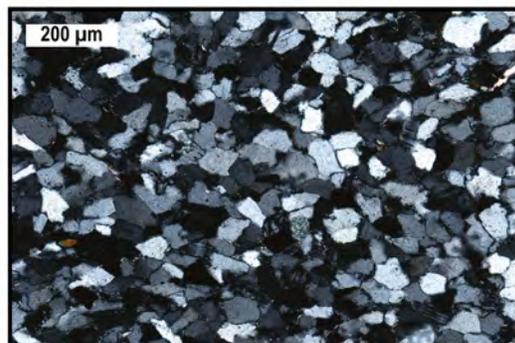
E (GAM-064M10, 10X, PPL)



F (GAM-064M10, 10X, XPL)



G (GAM-064M12, 10X, PPL)



H (GAM-064M12, 10X, XPL)

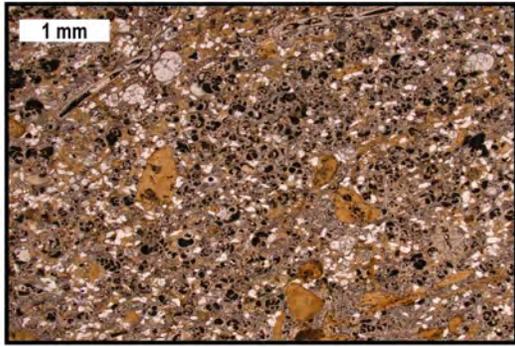
Lámina 12. Formación Lidita Superior

A, B. *Packstone de foraminíferos bentónicos, silíceo, arenoso, fosfático, rico en materia orgánica.* Foraminíferos uniseriales y biseriales bentónicos con cámaras rellenas de materia orgánica opaca, peloides fosfáticos y cuarzo monocristalino tamaño arena muy fina, cementados con sílice microcristalina. Sección estratigráfica río Aipe, m123,0, N: 853 134, E: 861 898 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-065M7 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

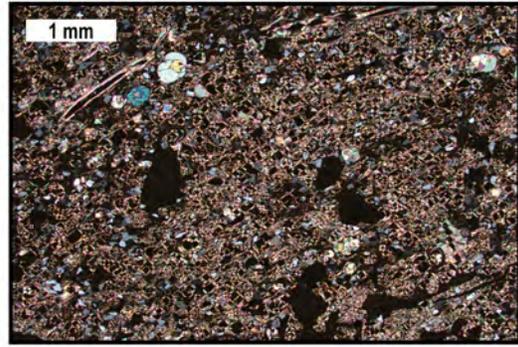
C, D. *Chert limoso (porcelanita), fosilífero, calcáreo, con textura wackestone.* Roca soportada por granos de cuarzo monocristalino tamaño limo envueltos por sílice microcristalina y micrita; se observan algunos fragmentos de peces. Sección estratigráfica río Aipe, m132,0, N: 853 139, E: 861 894 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-065M23 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Fosforita fosilífera, silícea, con textura packstone a wackestone.* Peloides y ooides fosfáticos, fragmentos de peces y bioclastos calcáreos, envueltos por una matriz lodosa fosfática y cemento esparítico. Sección estratigráfica río Aipe, m140,0, N: 853 145, E: 861 888 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-065M37 a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

G, H. *Fosforita fosilífera, silícea, con textura packstone, rica en materia orgánica.* Restos de peces, peloides fosfáticos y algunos granos de cuarzo monocristalino, rodeados por sílice microcristalina y matriz fosfática-arcillosa enriquecida en materia orgánica; se destaca un foraminífero uniserial bentónico relleno de esparita. Sección estratigráfica río Iquira, m150,0, N: 853 152, E: 861 882 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-065M48 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



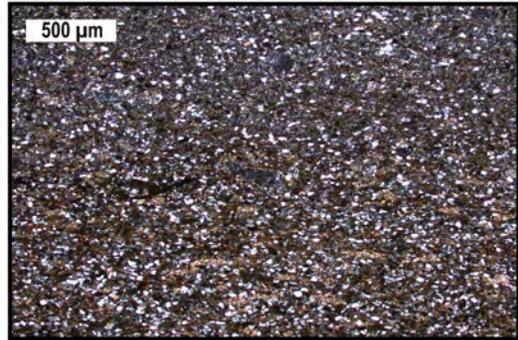
A (GAM-065M7, 2,5X, PPL)



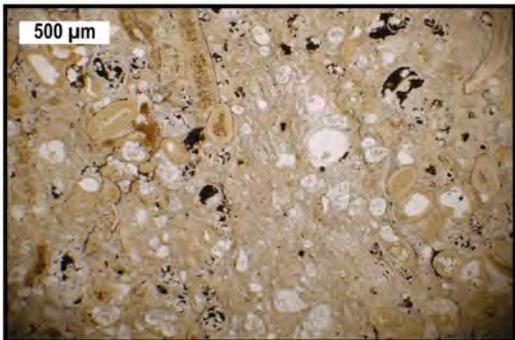
B (GAM-065M7, 2,5X, XPL)



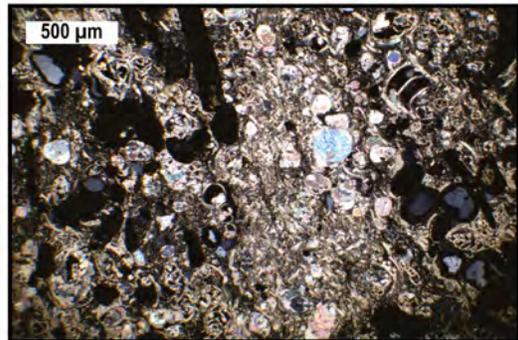
C (GAM-065M23, 5X, PPL)



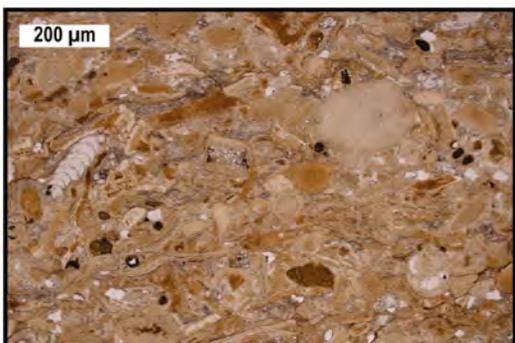
D (GAM-065M23, 5X, XPL)



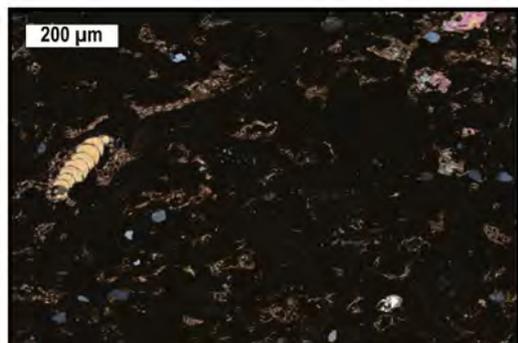
E (GAM-065M37, 5X, PPL)



F (GAM-065M37, 5X, XPL)



G (GAM-065M48, 10X, PPL)



H (GAM-065M48, 10X, XPL)

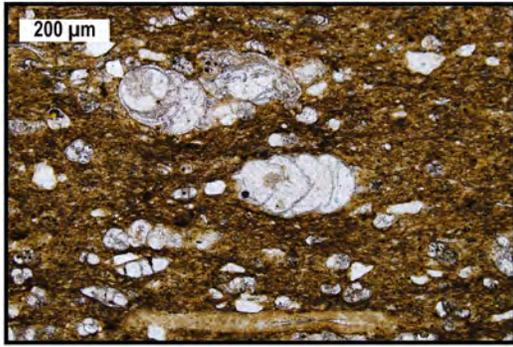
Lámina 13. Formaciones Buscavida y La Tabla

A, B. *Arcillolita fosilífera rica en materia orgánica.* Foraminíferos uniseriales y biseriales bentónicos, algunos restos de peces y algo de cuarzo monocristalino tamaño limo, soportados por filosilicatos microcristalinos enriquecidos en materia orgánica. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, Formación Buscavida, m54,0, N: 859 774, E: 860 800 (Bogotá-MAGNA), muestra JC-156 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

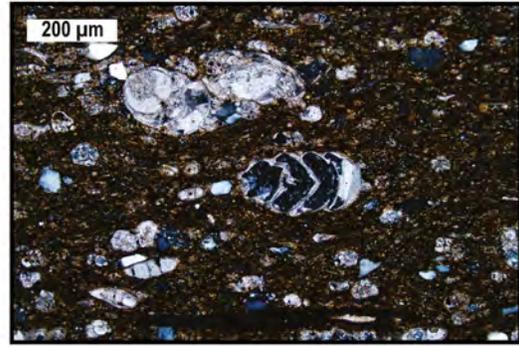
C, D. *Lodolita arenosa fosilífera, rica en materia orgánica.* Alternancia de láminas de cuarzo monocristalino de tamaño limo y arena muy fina con láminas de filosilicatos microcristalinos enriquecidos en materia orgánica; se observa laminación fina y muy fina ondulosa no paralela continua. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, Formación Buscavida, m41,0, N: 859 764, E: 860 825 (Bogotá-MAGNA), muestra JC-185 a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Cuarzoarenita lodosa de textura fina, calcárea, glauconítica.* Roca soportada por granos de cuarzo monocristalino de tamaño arena fina, mal calibrados, con matriz lodosa y cemento calcáreo; se destaca un foraminífero uniserial bentónico y algunos granos de glauconita y peloides fosfáticos. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, Formación La Tabla, m61, N: 859 768, E: 860 824 (Bogotá-MAGNA), muestra JC-158 a 50 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

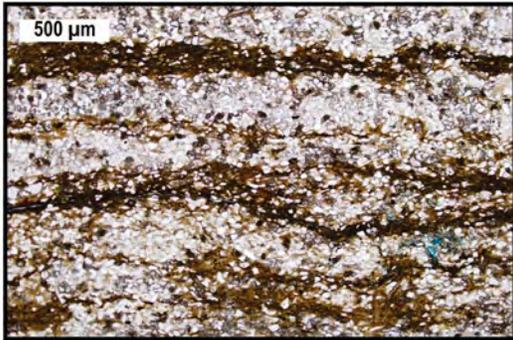
G, H. *Cuarzoarenita lodosa de textura muy fina, calcárea, glauconítica.* Partículas de cuarzo monocristalino de tamaño arena muy fina, mal calibradas, con matriz lodosa y cemento calcáreo; se observan algunos granos de glauconita. Sección estratigráfica quebrada Bambucá, Formación La Tabla, m81,0, N: 859 761, E: 860 854 (Bogotá-MAGNA), muestra JC-165 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



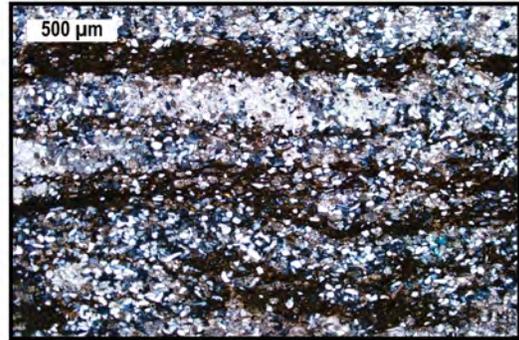
A (JC-156, 10X, PPL)



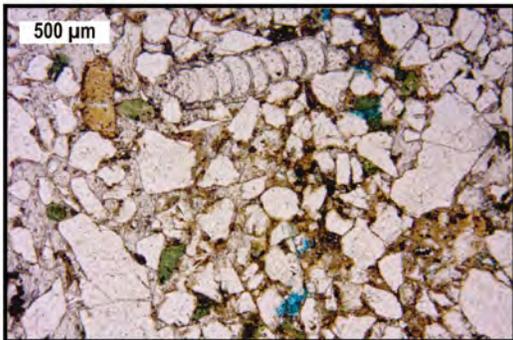
B (JC-156, 10X, XPL)



C (JC-185, 5X, PPL)



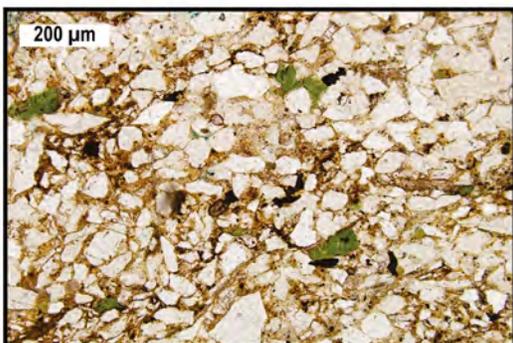
D (JC-185, 5X, XPL)



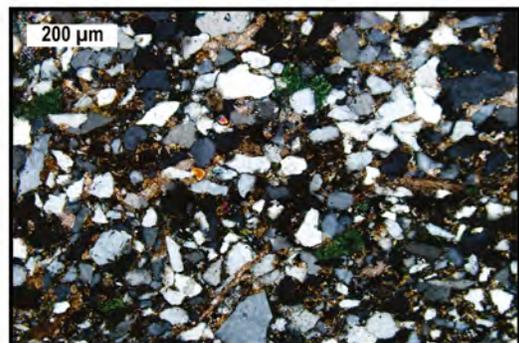
E (JC-158, 5X, PPL)



F (JC-158, 5X, XPL)



G (JC-165, 10X, PPL)



H (JC-165, 10X, XPL)

Lámina 14. Formación Yaguará

A, B. *Chert limoso (porcelanita)*. Partículas de cuarzo monocristalino, muscovita detrítica y minerales opacos de tamaño limo, embebidos en sílice microcristalina. Sección estratigráfica río Yaguará, m41,0, N: 784 083, E: 836 838 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-069-M11 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

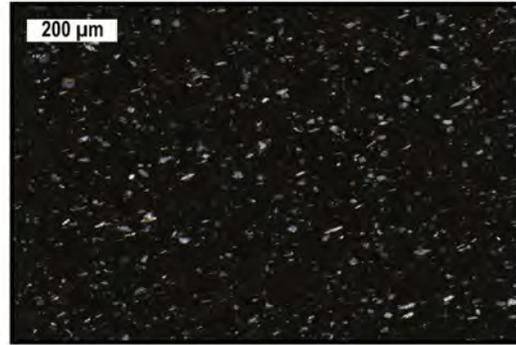
C, D. *Limolita arenosa de cuarzo, bioclástica, silícea, rica en materia orgánica*. Bioclastos disueltos, granos de cuarzo monocristalino tamaño limo hasta arena muy fina y algunos peloides fosfáticos, envueltos por sílice microcristalina y materia orgánica. Sección estratigráfica río Yaguará, m50,0, N: 784 187, E: 836 741 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-891C a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

E, F. *Cuarzoarenita de textura muy fina, arcillosa, silícea, fosfática, rica en materia orgánica*. Roca soportada por granos moderadamente calibrados de cuarzo monocristalino de tamaño arena muy fina, peloides fosfáticos (algunos disueltos) y restos de peces, rodeados por sílice microcristalina y materia orgánica opaca. Sección estratigráfica río Yaguará, m98,0, N: 784 202, E: 836 597 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-896A a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

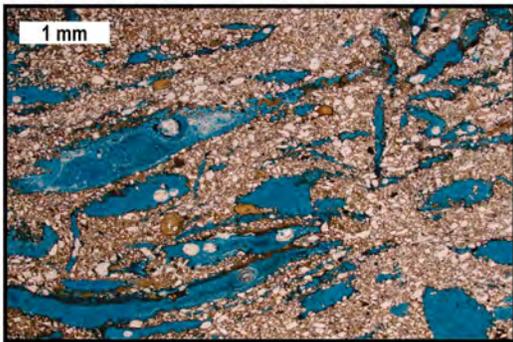
G, H. *Cuarzoarenita de textura muy fina, fosfática, rica en materia orgánica*. Roca con armazón de partículas de cuarzo monocristalino de tamaño arena muy fina, bien calibradas, cementadas por cuarzo cristalizado en continuidad óptica con los granos; se observa materia orgánica opaca relleno poros entre granos, probablemente bitumen. Sección estratigráfica río Yaguará, m115,0, N: 784 186, E: 836 562 (Bogotá-MAGNA), muestra NRR-898A a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



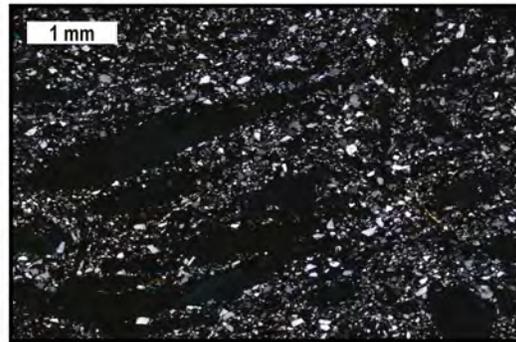
A (NRR-069-M11, 10X, PPL)



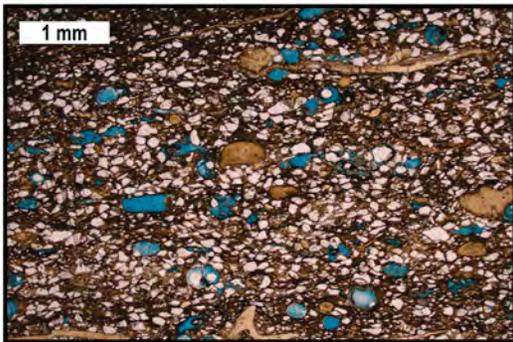
B (NRR-069-M11, 10X, XPL)



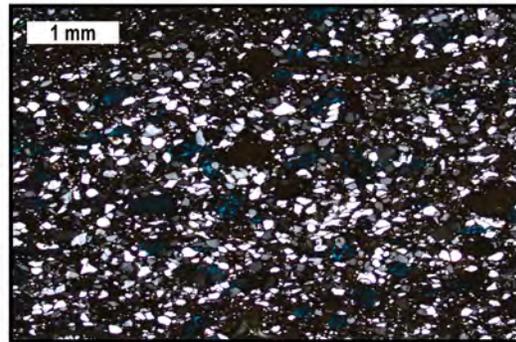
C (NRR-891C, 2,5X, PPL)



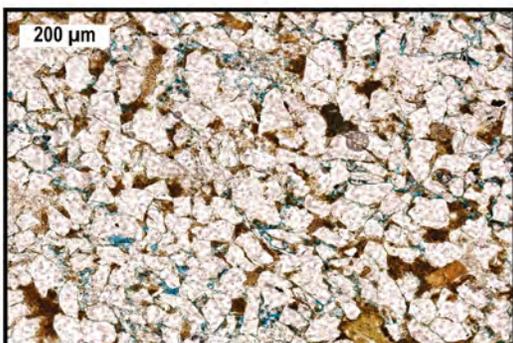
D (NRR-891C, 2,5X, XPL)



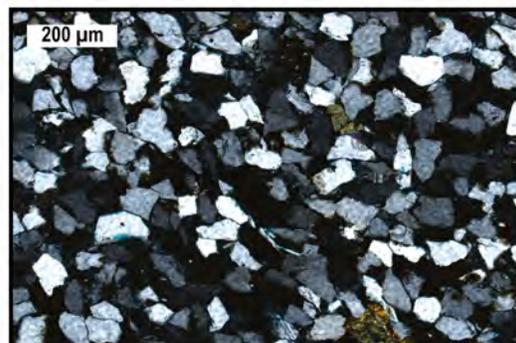
E (NRR-896A, 2,5X, PPL)



F (NRR-896A, 2,5X, XPL)



G (NRR-898A, 10X, PPL)



H (NRR-898A, 10X, XPL)

Lámina 15. Miembro La Juanita de la Formación Yaguará

A, B. *Packstone de bivalvos, arenoso.* Fragmentos redondeados de bivalvos y granos de cuarzo monocristalino tamaño arena muy fina y limo, con matriz micrítica y cemento de esparita fina; se aprecian algunos foraminíferos biserial-bentónicos. Sección estratigráfica La Juanita, m37,0, N: 762 160, E: 1 160 339 (Oeste-MAGNA), muestra RT-5653 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

C, D. *Wackestone de bivalvos, arenoso.* Fragmentos redondeados de bivalvos y granos de cuarzo monocristalino tamaño arena muy fina y limo, con matriz de esparita fina. Sección estratigráfica La Juanita, m40,5, N: 762 168, E: 1 160 334 (Oeste-MAGNA), muestra RT-5654 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



A (RT-5653, 2,5X, PPL)



B (RT-5653, 2,5X, XPL)



C (RT-5654, 2,5X, PPL)

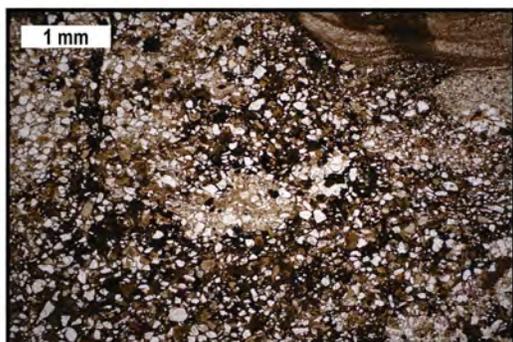


D (RT-5654, 2,5X, XPL)

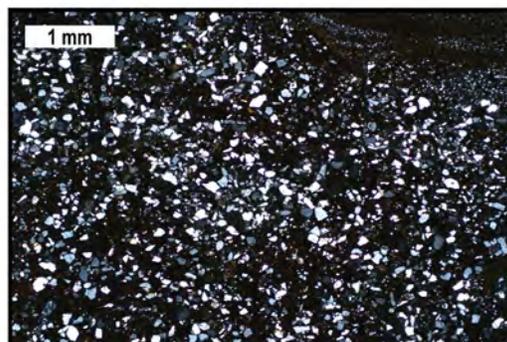
Lámina 16. Formación Seca

A, B. *Limolita arenosa lítica, sílicea, con cemento ferruginoso.* Partículas de cuarzo monocristalino y líticas de *chert* de tamaño limo y arena muy fina envueltos por sílice microcristalina y cemento ferruginoso. Río Aipe, N: 853 802, E: 860 608 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-1094 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

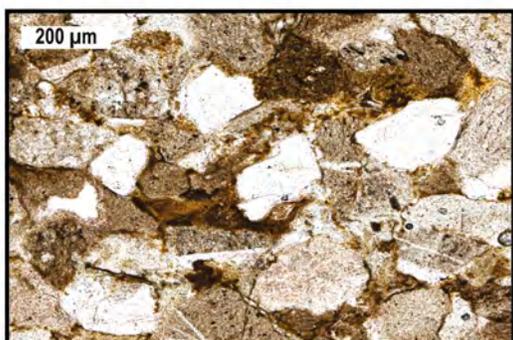
C, D. *Litoarenita de textura media, bien calibrada.* Roca con textura de arena media con soporte de líticas de *chert*, lodolita y limolita de cuarzo, y granos de cuarzo monocristalino cementados por sílice y cuarzo cristalizado en continuidad óptica con las partículas de cuarzo. Río Aipe, N: 856 836, E: 860 513, (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-1155 a 100 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



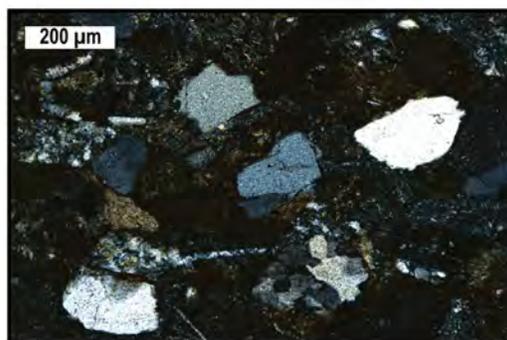
A (GAM-1094, 2,5X, PPL)



B (GAM-1094, 2,5X, XPL)



C (GAM-1155, 10X, PPL)



D (GAM-1155, 10X, XPL)

Lámina 17. Formación Chicoral

A, B. *Conglomerado arenoso, lítico.* Líticos de *chert* y limolita cuarzosa y granos de cuarzo monocristalino densamente empaquetados, de tamaño variable entre gránulo y arena fina, mal calibrados. Río Aipe, N: 853 404, E: 860 453 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-1096 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

**A (GAM-1096, 2,5X, PPL)****B (GAM-1096, 2,5X, XPL)**

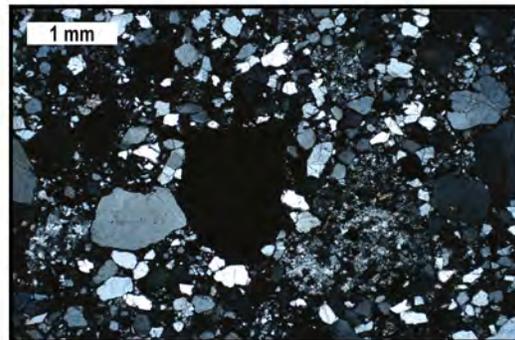
Lámina 18. Formación Doima

A, B. *Sublitoarenita, silícea, arcillosa*. Roca soportada por granos de cuarzo monocristalino y líticos de *chert* de tamaño arena muy fina con algunos granos de tamaño arena gruesa y media, mal calibrados, con matriz arcillosa y cemento de sílice microcristalina. Río Aipe, N: 854 081, E: 855 998 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-1107 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.

C, D. *Sublitoarenita, limosa, silícea, ferruginosa*. Líticos de *chert*, cuarzo monocristalino y cuarzo policristalino de tamaño arena gruesa hasta limo, mal calibrados, envueltos en matriz de sílice microcristalina ferruginosa. Quebrada Pipilicua, N: 856 177, E: 858 741 (Bogotá-MAGNA), muestra GAM-1130 a 25 aumentos, PPL: nicoles paralelos, XPL: nicoles cruzados.



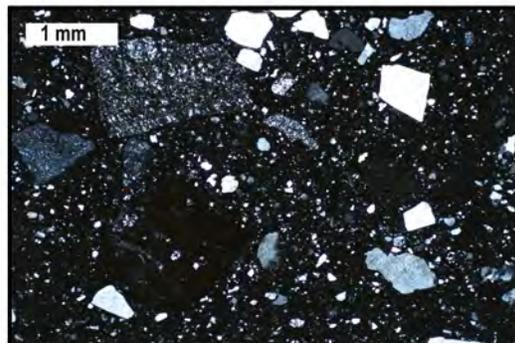
A (GAM-1107, 2,5X, PPL)



B (GAM-1107, 2,5X, XPL)



C (GAM-1130, 2,5X, PPL)



D (GAM-1130, 2,5X, XPL)

Referencias

- Aalto, K. R. (1971). Petrografía de las Areniscas de la Sección Estratigráfica de Bogotá. *Geología Colombiana*, 8, 1-40.
- Acosta, J., Guatame, R., Caicedo, J. y Cárdenas, J. (2002). *Mapa Geológico de Colombia, Plancha 245 Girardot, Memoria explicativa*. Bogotá: Ingeominas.
- Acosta, J. y Osorno J. (1999). *Geología de la Plancha 324 Tello*. Escala 1:100 000. Ingeominas.
- Ahr, W. M. (1973). The Carbonate Ramp-an alternative to the shelf model. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 23, 221-225.
- Aigner, T. (1982). Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). En *Einsele, G., Seilacher, A. (eds) Cyclic and Event Stratification*, 180-198. Berlin: Heidelberg Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4_13.
- Allaby, M. (2013). *A Dictionary of Geology and Earth Sciences*. United Kingdom: Oxford University Press.
- Allen, G. (1989). *Structural geology of the Ortega region, Upper Magdalena Valley, Colombia*. (Unpublished MS Thesis). Faculty of Baylor University, Waco, Texas.
- Altenberger, U., Jiménez-Mejía, D., Günter, C., Rodríguez-Sierra, G., Scheffler, F. y Oberhänsli, R. (2012). The Garzón Massif, Colombia: A new ultrahigh-temperature metamorphic complex in the early Neoproterozoic of northern South America. *Mineralogy and Petrology*, 105(3-4), 171-185. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0202-1>.
- Anderson, T. (1972). Paleogene nonmarine Gualanday Group, Neiva basin, Colombia, and regional development of the Colombian Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 83(8), 2423-2438. Doi: 10.1130/0016-7606(1972)83[2423:PNGGNB]2.0.CO;2.
- Baquero, M., Grande, S., Urbani, F., Cordani, U. G., Hall, C. y Armstrong, R. (2015). New evidence for Putumayo crust in the basement of the Falcon Basin and Guajira Peninsula, Northwestern Venezuela. En *Bartolini, C. & Mann, P. (editors), Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin, American Association Petroleum Geologists*, Memoria 108, p. 105-136. <https://doi.org/10.1306/13531933M1083639>.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C. y Martínez, J. F. (2007). *Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal*. First Edition. Bogotá: Agencia Nacional de Hidrocarburos.
- Barrio, C. y Coffield, D. (1992). Late cretaceous stratigraphy of the Upper Magdalena Basin in the Payandé-Chaparral segment (western Girardot sub-basin), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2), 123-139. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90034-V](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90034-V).
- Bayona, G., Bustamante, C., Nova, G. y Salazar-Franco, A. M. (2020). Jurassic evolution of the northwestern corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. En *Gómez, J. & Pinilla-Pachon, A.O. (editors), The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36*, p. 171-207. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05>.
- Bayona, G., García, D. y Mora, G. (1994). La Formación Saldaña: producto de la actividad de astratovolcanes continentales en un dominio retro-arco. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.

- Bayona, G. (2018). El inicio de la emergencia en los Andes del norte: una perspectiva a partir del registro tectónico-sedimentológico del Coniaciano al Paleoceno. *Revista Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 42(165), 364-378. doi: <http://dx.doi.org/10.18257/raccefyn.632>.
- Beltrán, N. y Gallo, J. (1968). *The geology of Neiva sub-basin Upper Magdalena Basin, southern portion*. Ninth Annual Field Conference. Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, Bogotá.
- Bernal, J., Carvajal, L., Sotelo, A. y Vargas, F. (1976). *Estudio geológico de la región de Prado-Dolores-Colombia (inédito)*. Departamento del Tolima y Huila. Bogotá: Centro Interamericano de Fotointerpretación (CIAF).
- Blanco, M. y De Freitas, M. (2003). *Geología estructural de la zona de Yaguará-Palermo, piedemonte de la Cordillera Central con Valle Superior del Magdalena, Colombia*. VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Cartagena. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.33.Paper3>.
- Blanco, J. P., Medina, P. A. y Patarroyo, P. (2004). La Formación La Frontera, Sección Vereda Tóriba: Una propuesta para la designación del Lectoestratotipo. *Geología colombiana*, 29, 23-40.
- Burchette, T. P. y Wright, P. (1992). "Carbonate ramp depositional systems". *Sedimentary Geology*, 79(1-4), 3-57. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A).
- Bürgl, H. (1959). *Apuntes sobre la estratigrafía de los alrededores de Neiva, Huila*. Servicio Geológico Nacional, Informe 1318. Bogotá.
- Bürgl, H. (1961). Geología de los alrededores de Ortega, Tolima. *Boletín de Geología*, 8, 21-38.
- Bürgl, H. y Dumit, Y. (1954). El Cretáceo superior en la Region de Girardot. *Boletín Geológico*, 11(1), 23-48.
- Bustamante, C., Archanjo, C., Cardona, A. y Vervoort, J. (2016). Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *Geological Society of America Bulletin*, 11-12, 1762-1779.
- Butler, K. y Schamel, S. (1988). Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1), 109-120.
- Cáceres, C. y Etayo, F. (1969a). *Memoria del cuadrángulo L-10 Fusagasugá (inédito)*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- Cáceres, C. y Etayo, F. (1969b). *Bosquejo geológico de la región del Tequendama*. Primer Congreso Colombiano de Geología. Opúsculo guía de la excursión pre-congreso. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: Imprenta Nacional de Colombia.
- Caicedo, J. y Roncancio, J. (1994). El Grupo Gualanday como ejemplo de acumulación sintectónica, en el Valle Superior del Magdalena, durante el Paleógeno. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Caicedo, J. y Terraza, R. (2000). *Geología de la Plancha 264 Espinal*. Escala 1:100 000. Bogotá: Ingeominas.
- Caicedo, J., Terraza, R. y Mora, J. (2000). *Extensión geográfica, características litoestratigráficas y posibilidades como roca almacenadora de la Arenisca El Cobre, Valle Superior del Magdalena*. Poster presentado en la Primera Convención Técnica de la ACGGP, "Geología y Petróleo en Colombia", Bogotá. 10.13140/RG.2.2.27582.02884.

- Campbell, C. (1967). Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8(1), 7-26. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1967.tb01301.x>.
- Cardona, A., Chew, D., Valencia, V., Bayona, G., Mišković, A. y Ibañez-Mejía, M. (2010). Grenvillian remnants in the northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 92-104. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.011>.
- Carrillo, G. y Flórez, M. (1992). *Comparación estratigráfica de las sedimentitas de la llamada Formación Caballos en las áreas de Ortega-Chaparral, Alpujarra-Dolores (Tolima) y Yaguará (Huila)*. (Trabajo de grado, inédito). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Cawood, P. y Pisarevsky, S. (2017). Laurentia-Baltica-Amazonia relations during Rodinia assembly. *Precambrian Research*, 292, 386-397. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.031>.
- Cediel, F., Mojica, J. y Macía, C. (1980). Definición estratigráfica del Triásico en Colombia, Suramérica. Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña. *Newsletters on Stratigraphy*, 9(2), 73-104.
- Cediel, F., Mojica, J. y Macía, C. (1981). Las Formaciones Luisa, Payandé, Saldaña sus columnas estratigráficas características. *Geología Norandina*, 3, 11-19.
- Chenevart, C. (1963). Les dorsales transverses anciennes de Colombie et leurs homologues d'Amérique latine. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 56(2), 907-927.
- Código Estratigráfico Norteamericano. (2010). Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica. Traducción al español hecha por Ricardo Barragán, Emiliano Campos-Madrigal, Ismael Ferrusquía-Villafranca, Isabel López-Palomino y Gustavo Tolson. *Boletín del Instituto de Geología*, 117, i-xvi+1-48. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. y Fan, J. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36(3), 199-204, upgrade 2020.
- Cook, P y Shergold, J. (1986). Proterozoic and Cambrian phosphorites - an introduction. En *Phosphate Deposits of the World, vol. 1. Proterozoic and Cambrian Phosphorites*. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press.
- Compton, R. (1985). *Geology in the field*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Convenio Especial de Cooperación No. 013 de 2017 entre el Servicio Geológico Colombiano (SGC) y la Universidad Nacional de Colombia (UNAL), sede Bogotá. (2018). Potencial de fosfatos en un sector del Valle Superior del Magdalena mediante el estudio estratigráfico de las rocas cretácicas, haciendo énfasis en el Cretáceo superior. Con la participación de Patarroyo, P., Sánchez, C., Méndez, S., Terraza, M., Cerón, N., Hernández, S., et al., por parte de la UNAL y Terraza, R., por parte del SGC.
- Cook, P y Shergold, J. (1986). Proterozoic and Cambrian phosphorites-an introduction. En *Phosphate Deposits of the World, vol. 1. Proterozoic and Cambrian Phosphorites*. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press.
- Cossio, U., Rodríguez, G. y Rodríguez, M. (1994). *Geología de la Plancha 283 Purificación, Memoria explicativa*. Ibagué: Ingeominas.
- Cardona-Molina, A., Cordani, U. y Macdonald, W. (2006). Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 337-354. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.009>.

- Cordani, U., Cardona, A., Jiménez, D., Liu, D. y Nutman, A. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. En *Terrane processes at the margins of Gondwana* editado por Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. and Pankhurst, R.J. (Eds.). *Geological Society of London*, Special Publication 246, 329-346. London. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13>.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. y Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. En *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, editado por Hanchar, J. M. y Hoskin P., 53, 469-500. <https://doi.org/10.2113/0530469>.
- Cortés Q., Martín. (1994). Análisis de la deformación estructural del Grupo Olini en el Valle Superior del Magdalena. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*, editado Fernando Etayo-Serna. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- Corrigan, H. (1967). *The geology of the Upper Magdalena Basin (northern portion)*. Eighth Field Conference. Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, Bogotá.
- De Freitas, M., Vidal, G. y Mantilla M. (2006). *Structural Evolution and Hydrocarbon Entrapment in the Balcon Field Area, Upper Magdalena Valley, Colombia*. Conference Proceedings, 9th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas. European Association of Geoscientists & Engineers. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.111.193>.
- De Porta, J. (1965). La estratigrafía del Cretácico superior y Terciario en el extremo S del Valle medio del Magdalena. *Boletín de Geología*, 19, 5-50.
- De Porta, J. (1966). La geología del extremo S del Valle medio del Magdalena. *Boletín de Geología*, 22-23, 1-347.
- De Porta, J. (1974). Colombie (deuxième partie), Tertiaire et Quaternaire. En *Lexique Stratigraphique International V. Amérique Latine*, dirigido por R. Hoffstetter, fascicule 4b. Paris: Centre National De La Recherche Scientifique.
- Diaz, L. (1994a). Distribución de las facies siliciclásticas correspondientes a la Formación Arenisca Tierna y equivalentes en el Valle Superior del Magdalena. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Diaz, L. (1994b). Reconstrucción de la cuenca del Valle Superior del Magdalena, a finales del Cretácico. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Diaz, L. (2016). *Evolución sedimentaria y estructural del Eoceno Superior, Cordillera Oriental de Colombia, Sur América*. (Tesis Doctoral). Universidad de Barcelona.
- Diederix, H., Bohórquez, O. P., Mora-Páez, H., Peláez, J. R., Cardona, L., Corchuelo, Y., Ramírez, J. & Díaz-Mila, F. (2020). The Algeciras Fault System of the Upper Magdalena Valley, Huila Department. En Gómez, J. & Pinilla-Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales* 38, p. 423-452. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.12>.
- Dunham, R. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En *Classification of Carbonate Rocks, a Symposium*, edited by William E. Ham, 108-121. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M1357>.
- Embry, A. F. y Klovan, J. E. (1971). A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Bulleti of Canadian Petroleum Geology*, 19, 730-781.

- Espitia, W., Cortés, M., Beltrán, W., Higuera, I. C. y Arias, J. (2022). Structural styles of the Upper Magdalena valley, Northern Andes, Colombia: case studies. En *Andean Structural Styles A Seismic Atlas, Chapter 10*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-85175-6.00010-9>.
- Etayo, F., Renzoni, G. y Barrero, D. (1976). Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. En *Memoria del Primer Congreso Colombiano de Geología*, editado por Fernando Etayo-Serna y Carlos Cáceres, 217-252. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- Etayo, F. (1994). A modo de historia geológica del Cretácico en el Valle Superior del Magdalena. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Etayo, F. y Carrillo, G. (1996). Bioestratigrafía del Cretácico mediante macrofósiles en la sección El Ocal, Valle Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, 20, 81-92.
- Etayo, F. y Flórez, M. (1994). Estratigrafía y estructura de la quebrada Calambé y el cerro El Azucar, Olaya Herrera, Tolima. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Etayo, F., Moreno, M. y Llinas, R. (1994). Estratigrafía de las capas basales de la Formación el Ocal, quebrada Bambucá (Aipe), Valle Superior del Magdalena, Colombia. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Etayo, F., Cediell, F. y Cáceres, C. (1997). Mapa de distribución de facies y ámbito tectónico a través del Fanerozoico de Colombia. Escala 1:1'500.000. Santoniano-Maastrichtiano Inferior. GEOTEC LTDA. Editor INGEOMINAS.
- Evans, D. (2021). Meso-Neoproterozoic Rodinia supercycle. En *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth*, edited by Lauri J. Pesonen, Johanna Salminen, Sten-Åke Elming, David A. D. Evans, Toni Veikkolainen (Eds.), 549-576. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00006-0>.
- Evoy, R. W. y Moslow, T. F. (1995). Lithofacies associations and depositional environments in the Middle Triassic Doig Formation, Buick Creek Field, northeastern British Columbia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 43(4), 461-475.
- Fisher, R. V. y Schmincke, H. U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Berlin: Springer-Verlag.
- Folk, R. (1951). Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 21(3), 127-130. <https://doi.org/10.2110/jsr.21.127>.
- Folk, R. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *The Journal of Geology*, 62(4), 344-359. <https://doi.org/10.1086/626171>.
- Folk, R. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43(1), 1-38. <https://doi.org/10.1306/0BDA5C36-16BD-11D7-8645000102C1865D>.
- Folk, R. (1962). Spectral subdivision of limestone types. En *Classification of Carbonate Rocks, a Symposium*, edited by William E. Ham, 62-84. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M1357>.
- Folk, R. (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill Publishing Co.
- Ferreira, P., Nuñez, A. y Rodríguez, M. (1998). *Geología de la Plancha 323 Neiva*. Escala 1:100 000. Bogotá: Ingeominas.
- Ferreira, P., Nuñez, A. y Rodríguez, M. (2002). *Levantamiento geológico de la Plancha 323 Neiva, Memoria explicativa*. Bogotá: Ingeominas.

- Flórez, M. y Carrillo, G. (1994). Estratigrafía de la sucesión litológica basal del Cretácico del Valle Superior del Magdalena. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Flynn, J., Guerrero, J. y Swisher, C. (1997). Geochronology of the Honda Group. En Richard F. Kay, Richard H. Madden, Richard L. Cifelli, and John J. Flynn (Eds.). *Vertebrate Paleontology in the Neotropics: The Miocene Fauna of La Venta, Colombia*. Washington and London: Smithsonian Institution Press.
- Fúquen, J. y Osorno, J. (2003). *Geología de la Plancha 303 Colombia, departamentos de Huila, Tolima y Meta, Memoria explicativa*. Bogota: Ingeominas.
- Fúquen, J., Rodríguez, G. y Cossio, U. (1993). *Geología de la Plancha 302 Aipe*. Escala 1:100 000. Bogotá: Ingeominas.
- Geisler, T., Schaltegger, U. y Tomaschek, F. (2007). Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. *Elements*, 3, 43-50. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.43>.
- Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García-Hidalgo, J. F. y García, A. (2004). Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 17 (3-4), 249-266.
- Gillespie, M. R. y Styles, M. T. (1999). Classification of igneous rocks. BGS Rock Classification Scheme Volume 1. British Geological Survey Research Report, 2nd edition, RR 99-06.
- Glenn, C., Föllmi, K., Riggs, S., Baturin, G., Grimm, K., Trappe, J., Abed, A., Galli-Olivier, C., Garrison, R., Ilyin, A., Jehl, C., Rohrlach, V., Sadaqah, R., Schidlowski, M., Sheldon, R. y Siegmund, H. (1994). Phosphorus and phosphorites: Sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 87 (3), 747-788. <http://doi.org/10.5169/seals-167476>.
- Gómez-Hurtado, E., Aguirre-Hoyos, L. M., Diederix, H., Audemard M., F. A., Mora-Páez, H., Bohórquez-Orozco, O. P., Muñoz, O. F., González, D. A., López-Isaza, J. A., Escobar-Rey, L. K., Martínez-Díaz, G. P., Ramírez-Cadena, J., Idárraga-García, J., López-Herrera, N. R., Barragán, W., Tique, Y. P., Fonseca, H. A., Jiménez, J. A., & Plazas-Ruiz, J. M. (Eds.). (2022). *Neotectónica y paleosismología de la Falla de Algeciras, Huila, Colombia* (Vol. 44). Libros del Servicio Geológico Colombiano. <https://libros.sgc.gov.co/index.php/editorial/catalog/book/96>.
- Gómez, H. y Diederix, H. (1993). Mapa geológico del sur del departamento del Huila (escala 1:100 000), Memoria explicativa. *Revista Cipres*, 14(1), 1-36.
- Gómez, J. (2002). *Levantamiento geológico de la Plancha 322 Santa María*. Bogotá: Ingeominas.
- Gómez, J., Morales, C., Marquínez, G. y Velandia, F. (2003). *Geología de la Plancha 322 Santa María*. Escala 1:100 000. Bogotá: Ingeominas.
- Goudie, A. S. (2013). *Arid and Semi-Arid Geomorphology*. Cambridge: University Press.
- Guerrero, J. (1993). *Magnetostratigraphy of the upper part of the Honda Group and Neiva Formation. Miocene uplift of the Colombian Andes*. (Ph. D. Thesis). Department of Geology, Duke University.
- Guerrero, J. (1997). Stratigraphy, sedimentary environments, and Miocene Uplift of the Colombian Andes. En Richard F. Kay, Richard H. Madden, Richard L. Cifelli, and John J. Flynn (Eds.). *Vertebrate Paleontology in the Neotropics: The Miocene Fauna of La Venta, Colombia*. Washington and London: Smithsonian Institution Press.

- Guerrero, J., Sarmiento, G. y Navarrete, R. (2000). The stratigraphy of the W side of the Cretaceous Colombian basin in the Upper Magdalena Valley. Reevaluation of selected areas and type localities including Aipe, Guaduas, Ortega, and Piedras. *Geología Colombiana*, 25, 45-110.
- Geyer, O. (1973). *Das prakretazische Mesozoikum von Kolumbien*. Geol. Jb. B, 5, 1-155. Hannover.
- Flügel, E. (2010). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Second Edition. With a contribution by Axel Munnecke. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag.
- Hampson, G. J., y Storms, J. E. (2003). Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences. *Sedimentology*, 50(4), 667-701.
- Hatcher, R. (2002). Alleghanian (Appalachian) Orogeny, a product of zipper tectonics: Rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins. En *Martínez, J.R., Hatcher, R.D., Arenas, R. y Díaz-García, F. (editors), Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement. Geological Society of America, Special Paper 364*, 199-208. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2364-7.199>.
- Hedberg, H., ed. (1976). *International Stratigraphic Guide-A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. New York: John Wiley and Sons.
- Hernández-González, J. S. y Terraza, R. (2019). Exploración geológica de Magnesio en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia, Bloque Huila - Informe Técnico. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Hernández-González, J. S., Terraza-Melo, R., Martín-Rincón, C. L., Urueña-Suárez, C. L. y Villamizar-Escalante, N. (en prep.). Late Triassic-Early Jurassic tectonic evolution of the Central Colombian Andes: Constrains from geological mapping, geochronology and geochemistry of the metasedimentary Aleluya Formation and related plutons.
- Hernandez, J. y Urueña, C. (2017). *Aspectos geocronológicos y petrogenéticos del Complejo Aleluya: implicaciones en la exploración de Mg en el norte del departamento del Huila, Colombia*. Memorias XVI Congreso Colombiano de Geología. Santa Marta, Agosto 28 a 1 de Septiembre 1 de 2017.
- Hedberg, H. y Sass, L. (1937). Synopsis of the geologic formations of the western part of the Maracaibo Basin, Venezuela. *Boletín de Geología y Minería de Venezuela*, tomo I, 72-112.
- Henry, D., Guidotti, C., Thomson, J. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>.
- Hettner, A. (1892). *La Cordillera de Bogotá; resultados de viajes y estudios*. Primera versión castellana de Ernesto Guhl. Bogotá: Talleres Gráficos del Banco de La República (1966).
- Hoffstetter, R. (1971). Los vertebrados cenozoicos de Colombia: Yacimientos, faunas, problemas planteados. *Geología Colombiana*, 8, 37-62.
- Howe, M. (1974). Nonmarine Neiva Formation (Pliocene?), Upper Magdalena Valley, Colombia: Regional Tectonism. *Geological Society of America Bulletin*, 85(7), 1031-1042. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<1031:NNFPUM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<1031:NNFPUM>2.0.CO;2)Article history.
- Howe, R. (1997). Geologic contacts. *Journal of Geoscience Education*, 45(2), 133-136. <https://doi.org/10.5408/1089-9995-45.2.133>.
- Hubach, E. y Alvarado, B. (1932). *Estudios geológicos en la ruta Popayán – Bogotá*. Servicio Geológico Nacional, Informe 213. Bogotá.

- Ibañez-Mejía, M., Ruiz, J., Valencia, V., Cardona, A., Gehrels, G. y Mora, A. (2011). The Putumayo-Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, 191(1-2), 58–77. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.09.005>.
- Ibañez-Mejía, M., Pullen, A., Arenstein, J., Gehrels, G., Valley, J., Ducea, M., Mora, A., Pecha, M. y Ruiz, J. (2015). Unraveling crustal growth and reworking processes in complex zircons from orogenic lower-crust: The Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. *Precambrian Research*, 267, 285-310. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.06.014>.
- Ibañez-Mejía, M., Bloch, E.M. y Vervoort, J. D. (2018). Timescales of collisional metamorphism from Sm-Nd, Lu-Hf and U-Pb thermochronology: A case from the Proterozoic Putumayo Orogen of Amazonia. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 235, 103-126. <http://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.017>.
- Ibañez-Mejía, M. (2020). The Putumayo Orogen of Amazonia: A synthesis. En Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (Eds.), *The Geology of Colombia, Volume 1, Proterozoic-Paleozoic*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, 101-131. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.06>.
- Ingram, R. (1954). Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65(9), 937-938. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1954\)65\[937:TFTTOS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1954)65[937:TFTTOS]2.0.CO;2).
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi-IGAC. (2011). Mapa Departamental Topografico de Huila. Escala 1: 400.000.
- Jaramillo, C. y Yepes, O. (1994). Palinoestratigrafía del Grupo Olini (Coniaciano-Campaniano), Valle Superior del Magdalena, Colombia. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Jiménez-Mejía, D., Juliani, C. y Cordani, U. (2006). P-T-t conditions of high-grade metamorphic rocks of the Garzón Massif, Andean basement, SE Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 322-336. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.001>.
- Jiménez, G., Bayona G., Sierra, D., Rosero, A. y Rico, J. (2009). *Cambios en estilos estructurales controlados por zonas transversales en el Valle Superior del Magdalena (Changes in structural styles controlled by transverse zones in the southern Upper Magdalena Valley)*. X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Cartagena.
- Jiménez, G., Rico, J., Bayona, G., Montes, C., Rosero, A. y Sierra, D. (2012). Analysis of curved folds and fault/fold terminations in the southern Upper Magdalena Valley of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 184-201.
- Julivert, M. (1968). Colombie (première partie), Précambrien, Paléozoïque, et intrusions d'âge mésozoïque-tertiaire. En *Lexique Stratigraphique Internationale V. Amérique Latine*, dirigido por R. Hoffstetter, fascicule 4a. Paris: Centre National De La Recherche Scientifique.
- Kammer, A. y Piraquive, A. (2013). Evidencias sedimentológicas y estructurales para un origen paleógeno de la falla de Chusma, valle superior del Magdalena, borde occidental de la sub-cuenca de Neiva. *Geología Colombiana*, 38, 43-64. DOI: 10.15446/gc.38.1.0043.
- Kamola, D. L., y Van Wagoner, J. C. (1995). Stratigraphy and facies architecture of parasequences with examples from the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation, Utah. En *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits: Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America* by J. C. Van Wagoner, G. T. Bertram.

- Kirkland, C., Smithies, R., Taylor, R., Evans, N. y McDonald, B. (2015). Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, 212-215, 397-414. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>.
- Kroonenberg, S. (1982). A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, 61(4), 325-333.
- Krumbein, W y Sloss, L. (1969). *Estratigrafía y sedimentación*. México: Uteha. Laverde, F. (1980). Significado paleogeográfico de la Formación Guaduas. *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 2(1), 97-108. Doi: 10.15446/rcdg.
- Le Bas, M. J. y Streckeisen, A. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society of London*, 148, 825-833.
- Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B. y Bateman, P. (Eds.). (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511535581.
- Li, X., Zhang, C., Behrens, H., Holtz, F. (2021). On the improvement of calculating biotite formula from EPMA data: Reexamination of the methods of Dymek (1983), Yavuz and Öztas (1997), Li et al. (2020) and reply to the discussion of Baidya and Das. *Lithos*, (412-413), 106403. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106403>.
- Liao, Y., Wei, C., Rehman, H. (2021). Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *American Mineralogist*, 106, 180-191. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7409>.
- Liborius, A. (2019). *Applied petroleum source rock evaluation and high-resolution sequence stratigraphy for unconventional reservoirs in La Luna Formation (Cenomanian-Santonian) Northwest Maracaibo basin, Venezuela*. (Ph. D. Thesis). The Conocophillips School of Geology and Geophysics.
- Lleras Codazzi, R. (1933). Informe relativo a las regiones de Barzalosa y Guavinal. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia (CEGOC), Tomo I, 265-271.
- Marquínez G., Morales C. y Caicedo, J. (2002). *Mapa geológico de Colombia. Geología de la Plancha 344 Tesalia, Memoria explicativa*. Bogotá: Ingeominas.
- Marquínez G., Morales C. y Nuñez, A. (1999). *Geología de la Plancha 344 Tesalia*. Escala 1:100 000. Bogotá: Ingeominas.
- Martín, C., Terraza, R., Rojas, N., Martínez, G., Rojas, S., y Hernández, J. (2022). The Upper Cretaceous (Santonian-Maastrichtian) phosphate deposits in the west of the Neiva subbasin, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Boletín Geológico*, 49(2), 75-96. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.49.2.2022.621>.
- Mendivelso, D. (1982). *Aspectos fotogeológicos y estratigráficos del Cratóce en la región de Itaiibe (Valle Superior del Magdalena)*. (Tesis de Grado). Universidad Nacional de Colombia.
- Mendivelso, D. (1993). Aspectos fotogeológicos y estratigráficos del Cratóce por la quebrada Itaiibe, Valle Superior del Río Magdalena-Colombia. *Revista Cipres*, 14(1), 67-84.
- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4), 261-308.
- Miall, A. D. (2022). *Stratigraphy: A Modern Synthesis*. Second Edition. Springer.
- Miley, R. (1945). Geological report on the Cahaparral-Ortega area. Report No. 287. Texas Petroleum Company, Geological Department, Bogota, Colombia.
- Mojica, J. y Franco, R. (1990). Estructura y evolución tectónica del Valle medio y Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, 17, 41-64.

- Mojica, J. y Macia, C. (1981). Características estratigráficas y edad de la Formación Yaví, Mesozoico de la región entre Prado y Dolores, Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*, 12, 7-32.
- Mojica, J. y Macia, C. (1982). *Geología del extremo NE de la cuenca de Neiva (Valle Superior del Magdalena), región de Prado-Dolores (Tolima)*. XXI Reconocimiento geológico del noreste de la cuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena, Colombia (segunda parte). Asociación Colombiana de Geólogos Geofísicos del Petróleo, Bogotá.
- Mojica, J. y Kammer, A. (1995). Eventos Jurásicos en Colombia. *Geología Colombiana*, (19): 165-172.
- Mojica, J. y Kammer, A. (1996). Resumen del Jurásico en Colombia. *Geología Colombiana*, (20): 160-162.
- Monsalve, M., Gómez, E. y Hernández, J. (2017). Informe reconocimiento de trabajo de campo en el área de Paicol, Huila (informe interno inédito). Manizales-Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Montes, C., Hatcher, R. y Restrepo-Pace, P. (2005). Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*, 399, 221-250.
- Montes C, Silva C., Bayona G., Villamil, R., Stiles, E., Rodríguez-Corcho, A., Beltrán-Triviño, A., Lamus, F., Muñoz-Granados, M., Pérez-Angel, L., Hoyos, N., Gómez, S., Galeano, J., Romero, E., Baquero, M., Cardenas-Rozo A. y Von Quadt, A. (2021). A Middle to Late Miocene Trans-Andean Portal: Geologic Record in the Tatacoa Desert. *Frontiers in Earth Science*, 8, 1-19. doi: 10.3389/feart.2020.587022
- Mora, J. A. (2003). *Modelo Estratigráfico para el Cretácico Basal (Aptiano-Albiano) en el norte de la Sub-cuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena, Colombia*. VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuenclas Subandinas. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Cartagena.
- Mora, L., Cárdenas, A., Jaramillo, C., Silvestro, D., Bayona, G., Zapata, S., Moreno, F., Silva, C., Moreno, J. W., Jaramillo, J. S., Valencia, V. y Ibañez, M. (2023). Stratigraphy of a middle Miocene neotropical Lagerstätte (La Venta Site, Colombia). *Geodiversitas*, 45(6): 197-221. <https://doi.org/10.5252/geodiversitas2023v45a6>.
- Morales, L. G. y The Colombian Petroleum Industry. (1958). General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia. En *Habitat of oil. A symposium; conducted by the American Association of Petroleum Geologists*, edited by Lewis G. Weeks, 641-695. Special Publication 18. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists.
- Moore, D. y Scruton, P. (1957). Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 41(12), 2723-2751. <https://doi.org/10.1306/0bda59db-16bd-11d7-8645000102c1865d>.
- Morales, C., Caicedo, J., Velandia, F. y Núñez, A. (2001). *Geología de la Plancha 345 Campoalegre, Memoria explicativa*. Bogotá: Ingeominas.
- Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A. y Buitrago-Hincapié, J. (2020). Paleozoic of Colombian Andes: New paleontological data and regional stratigraphic review. En Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 1, Proterozoic-Paleozoic*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales 35*, 167–203. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.09>.
- Moreno-Velasquez, D. A. (2019). *Estratigrafía y análisis de procedencia U-Pb en circones de rocas sedimentarias de la Formación Arenisca Dura, Peña de Juaica, Cundinamarca*. Tesis de Grado. Universidad de los Andes.

- Mount, J. (1985). Mixed siliciclastic and carbonate sediments: A proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32(3), 435-442.
- Muyphy, M. y Salvador, A., eds. (1999). *International Stratigraphic Guide-An abridged version. Episodes*, 22(4), 255-271. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i4/002>.
- Nelson, H. (1957). *Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali*. Leidse. Geol. Medel., 22, 1-76.
- Nivia, A., Marriner, G. F., Kerr, A. C. y Tarney, J. (2006). The Quebradagrande complex: a lower cretaceous ensialic marginal basin in the central cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 423-436. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.002>.
- Núñez, A. y Murillo, A. (1982). *Geología y prospección geoquímica de las planchas 244 Ibagué y 263 Ortega, departamento del Tolima, Memoria explicativa*. Ibagué: Ingeominas.
- North American Stratigraphic Code. (1961). North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 45(5), 645-665.
- North American Stratigraphic Code, 2nd Edition. (1970). North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- North American Stratigraphic Code. (1983). North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67(5), 841-875.
- North American Stratigraphic Code. (2005). North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89(11), 1547-1591.
- Odin, G. S. y Matter, A. (1981). De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28(5), 611-641.
- Ordóñez-Carmona, O., Restrepo, J. J. y Pimentel, M. (2006). Geochronological and isotopical review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 372-382. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.005>.
- Olsson, A. (1956). Colombia. En *Handbook of South American geology: An explanation of the geologic map of South America*. Geological Society of America Memoirs, 65. <https://doi.org/10.1130/MEM65-p293>.
- Organización Colparques. (2019). Desierto de La Tatacoa. Visitada en noviembre de 2019. <http://www.colparques.net/TATACOA>.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B. y Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2-37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.006>.
- Osorio, C., De Freitas, M., Téllez, G. y Amaral, J. (2003). *Paleogeography during the Aptian-Albian in the Neiva Subbasin (Upper Magdalena Basin, Colombia)*. VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuenclas Subandinas. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Cartagena.
- Paez, M., Carvajal, H., Sahoo, S., Varol, O., Miller, B., Hughes, G., Gaona, T., Patarroyo, G., Curtis J., Lerma, I. y Copeland, P. (2021). Assessing the contribution of the La Luna Sea to the global sink of organic carbon during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2). *Global and Planetary Change*, 199, 1-23. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103424>.
- París, G., Machette, M., Dart, R. y Haller, K. (2000). Database and map of Quaternary faults and folds of Colombia and its offshore regions. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-0284. <http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0284/>.

- Patarroyo, P. (1993). Las formaciones cretácicas Hondita y Loma Gorda, a propósito de la nomenclatura estratigráfica del Valle Superior del Magdalena, Colombia. Memorias VI Congreso Colombiano de Geología, Tomo III. Medellín, 13-16, Junio de 1993.
- Patarroyo, P., Bengtson, P. y Guerrero, J. (2010). *Sphenodiscus pleurisepta* (Conrad, 1857) from the Maastrichtian La Tabla Formation in the Upper Magdalena Valley, Tolima, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(2), 104-110. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.04.006>.
- Patarroyo, P. (2011). Sucesión de amonitas del Cretácico Superior (Cenomaniano-Coniaciano) de la parte más alta de la Formación Hondita y de la Formación Loma Gorda en la quebrada Bambucá, Aipe-Huila (Colombia, S.A.). *Boletín de Geología*, 33(1), 69-92.
- Patarroyo, P. (2017). Límite heterócrono entre las formaciones Caballos y Tetuán. Valle Superior del Magdalena. Memorias XVI Congreso Colombiano de Geología. Santa Marta, Agosto 28 a 1 de Septiembre 1 de 2017.
- Peña, J., Annicchiarico, G., Jaramillo, J. y Velásquez, E. (2002). Las Calizas de Tetuán: una nueva unidad litoestratigráfica para la sub-cuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena. Estratigrafía, petrografía y ambiente de depósito. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 26(101), 481-496.
- Petters, V. (1954). Tertiary and Upper Cretaceous foraminifera from Colombia, South America. *Contributions from the Cushman Foundation of Foraminiferal Research*, 5(1), 37-41.
- Petters, V. (1955). Development of Upper Cretaceous foraminiferal faunas in Colombia. *Journal of Paleontology*, 29(2), 212-225.
- Pisarevsky, S., Wingate, M., Powell, C., Johnson, S., Evans, D. (2003). Models of Rodinia assembly and fragmentation. En *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup* edited by Yoshida, M., Windley, B.F., Dasgupta, S. (Eds.). *Geological Society of London, Special Publications*, 206(1), 35-55. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.206.01.04>.
- Phillips, J. (1834). *A guide to geology*. London: Longman, Rees, Orme, Brown, Green, and Longman.
- Powell, J. y McGee, W. (1888). *Methods of Geologic Cartography in use by the United States Geological Survey*. International Geological Congress, 3rd, Berlin, 1885.
- Powers, M. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23(2), 117-119. <https://doi.org/10.1306/0bda59db-16bd-11d7-8645000102c1865d>.
- Ptáček, P. (2016). *Phosphate rocks*. En *Apatites and their synthetic analogues: Synthesis, structure, properties and applications*. Doi: 10.5772/59882.
- Raasveldt, H. (1956). *Mapa geológico de la Republica de Colombia, Plancha L9 Girardot*. Escala 1: 200.000. Ministerio de Minas y Petróleos, Instituto Geológico Nacional, Bogotá.
- Raasveldt, H. y Carvajal, J. (1957). *Mapa geológico de la Republica de Colombia, Plancha M8 Ataco*. Escala 1: 200.000. Ministerio de Minas y Petróleos, Servicio Geológico Nacional, Bogotá.
- Reguant, S. (1996). Nomenclatura litoestratigráfica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 4(3), 208-211.
- Reineck, H. E. y Singh, I. B. (1980). *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag.
- Reineck, H. y Wunderlich, F. (1968). Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11(1-2), 99-104.

- Renzoni, G. (1994a). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Caballos (Formación)*. Bogotá: Ingeominas.
- Renzoni, G. (1994b). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Yavi (Formación)*. Bogotá: Ingeominas.
- Restrepo-Pace, P., Ruiz, J., Gehrels, G. y Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New constraints for late Proterozoic-early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 427-441. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00091-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5).
- Robertson, S. J. (1999). *BGS rock classification scheme. Volume 2, classification of metamorphic rocks*. Nottingham: British Geological Survey.
- Rodríguez, G. (2018). Caracterización petrográfica, química y edad Ar-Ar de cuerpos porfídicos intrusivos en la formación Saldaña. *Boletín Geológico*, 44, 5-23.
- Rodríguez G., Arango M., Zapara G. y Bermúdez, J. (2016). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Formación Saldaña. Cordilleras Central y Oriental. Tolima, Huila, Cauca y Putumayo*. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez G., Arango M., Zapara G. y Bermúdez, J. (2018). Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: Implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 10-30. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.012>.
- Rodríguez-García, G., Correa-Martínez, A.M., Zapata-Villada, J.P. y Obando-Erazo, G. (2019). Fragments of a Permian arc on the western margin of the Neoproterozoic basement of Colombia. En Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35*, p. 205-239. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.10>
- Rodríguez, G., Ferreira, P., Velandia, F. y Nuñez, A. (1998). *Geología de la Plancha 366 Garzón*. Escala 1:100 000. Bogotá: Ingeominas.
- Rodríguez, G. y Fuquen, J. (1989). *Geología y prospección geoquímica de la plancha 302 Aipe (Huila), Memoria explicativa*. Ibagué: Ingeominas.
- Roncancio, J. y Martínez, M. (2010). Upper Magdalena basin. En *Petroleum Geology of Colombia, vol. 14*, edición por F. Cediél y F. Colmenares. Bogotá: Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH).
- Rosen, O., Desmons, J., and Fettes, D. (2007). Metacarbonate and related rocks. En *Provisional recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rock*. Web version: www.bgs.ac.uk/scmr/home.html.
- Royo y Gómez, J. (1942). Contribución al conocimiento de la geología del Valle Superior del Magdalena (Departamento del Huila). *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia (CEGOC)*, Tomo V, 261-326.
- Ruiz, J., Tosdal, R., Restrepo, P. y Murillo-Muñetón, G. (1999). Pb isotope evidence for Colombia-southern México connections in the Proterozoic. In: Ramos, V.A. & Keppie, J.D. (editors), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper 336*, 183-197. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2336-1.183>.
- Salazar, A. (1992). *Depositional and paleotectonic settings of the Cretaceous sequence, Upper Magdalena valley, Colombia S. A.* (Ph. D. Thesis). University of South Carolina.

- Salazar-Jaramillo, S., Śliwiński, M. G., Hertwig, A. T., Garzón, C. C., Gómez, C. F., Bonilla, G. E. y Guerrero, J. (2022). Changes in rainfall seasonality inferred from weathering and pedogenic trends in mid-Miocene paleosols of La Tatacoa, Colombia. *Global and Planetary Change*, 208, 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103711>.
- Salvador, A., ed. (1994). *International Stratigraphic Guide-A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*, 2nd Edition. Boulder: The International Union of Geological Sciences y The Geological Society of America, Inc.
- Sarmiento, G. (1991). Estratigrafía y medios de depósito de la Formación Guaduas. *Boletín Geológico*, 32(1-3), 1-44.
- Sarmiento-Rojas L. F. (2019). Cretaceous Stratigraphy and Paleo-Facies Maps of Northwestern South America. En *Cediel F., Shaw R.P. (eds) Geology and Tectonics of Northwestern South America. Frontiers in Earth Sciences*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-76132-9_10.
- Sarmiento, L. F. y Rangel, A. (2004). Petroleum systems of the Upper Magdalena Valley, Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 373-391. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.11.019>.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9(1), 41-43. doi:10.1130/0091-7613(1981)9<41:dnacop>2.0.co;2.
- Servicio Geológico Nacional-SGN. (1959). *Mapa geológico de la Republica de Colombia, Plancha N8 Neiva*. Escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional.
- Scheibe, R. (1918, publicado en 1933). Las relaciones entre los pisos de Honda, Gualanday y Barzalosa. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia (CEGOC)*, Tomo I, 63-90.
- Scheibe, R. (1933). *Resultado de la investigación en las regiones de los ríos Coello y Luisa. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia (CEGOC)*, Tomo I, 39-42.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. y Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95–139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>.
- Stille, H. (1938, escrito en 1907). Estudios geológicos en la región del río Magdalena. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia (CEGOC)*, Tomo IV, 125-182.
- Stirton, R. A. (1953). Vertebrate paleontology and continental stratigraphy in Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, (64), 603-622.
- Streckeisen, A. (1976). *To each plutonic Rock its proper name. Earth-Science Reviews*, 12, 1-33.
- Streckeisen, A. (1978). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilite rocks. Recommendations and suggestions. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 134, 1-14.
- Stutzer, O. (1934). Sobre la geología de la parte media del Valle del Magdalena. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia (CEGOC)*, Tomo II, 183-209.
- Sugisaki, H., Terazaki, M., Wada, E., y Nemoto, T. (1991). Feeding habits of a pelagic amphipod, *Themisto japonica*. *Marine Biology*, 109(2), 241-244.
- Tchegliakova, N. y Mojica, J. (2001). El Senoniano de la Barrera de Girardot-Guataquí, Valle Alto del Magdalena, Colombia: Precisiones sobre la estratigrafía y establecimiento de una zonación micropaleontológica. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 25(94): 37-75.

- Tellez, N. y Navas, G. J. (1962). Interferencia de direcciones en los pliegues cretácico-terciarios entre Coello y Gualanday. *Boletín de Geología*, 9, 45-61.
- Terraza, R. (2003). Origen diagenético de cherts y porcelanitas en las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior (Grupo Olini), al sur de San Luis (Tolima), Valle Superior del Magdalena, Colombia". *Geología Colombiana*, (28): 79-94.
- Terraza, R. (2019). "Formación La Luna": expresión espuria en la geología colombiana. En *Estudios geológicos y paleontológicos sobre el Cretácico en la región del embalse del río Sogamoso, Valle medio del Magdalena*, dirección científica y edición de Fernando Etayo-Serna. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia vol. XXIII. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Terraza R., Caicedo J., Jiménez, D. y Morales, C. (2002). *Mapa geológico de Colombia. Geología de la Plancha 264 Espinal, Memoria explicativa*. Bogotá: Ingeominas.
- Terraza, R., Martín, C., Martínez, G., Rojas, S. y Rojas, N. (2019). Exploración geológica de fosfatos en el departamento del Huila, costado occidental del río Magdalena. Planchas 302, 323, 344, 345 y 366 - Informe Técnico. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- The Geological Society of America. (1995). *Rock-color chart*. Prepared by The Rock-Color Chart Committee, 8th printing.
- Toro, L., Moreno, M. y Gómez, A. (2011). Geoquímica y petrografía de las rocas volcánicas de la Formación Yaví. *Boletín de Geología*, 33(1), 93-100.
- Trappe, J. (2001). A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. *Sedimentary Geology*, 145(1-2), 135-150.
- Trumpy, D. (1943). *Pre-cretaceous of Colombia*. Geological Society of America Bulletin, 54(9), 1281-1304.
- Universidad Nacional de Colombia. (1994). *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo-Serna. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Valencia, D. (1966). Las dorsales transversales antiguas de Colombia y sus homólogos de América Latina. Traducción de *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 56(2), 907-927.
- Van Houten, F. y Travis, R. (1968). Cenozoic deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(4), 675-702.
- Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M. y Mora, A. (2016). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*, 31, 271-294. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011>.
- Van der Wiel, A. M. (1991). *Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley*. (Ph. D Thesis). University of Wageningen, Amsterdam.
- Van der Wiel, A. M. y Van den Bergh, G. D. (1992). Uplift, subsidence, and volcanism in the southern Neiva Basin, Colombia, Part 1: Influence on fluvial deposition in the Miocene Honda Formation. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2), 153-173.
- Van der Wiel, A. M., Van den Bergh, G. D. y Hebeda, E. H. (1992). Uplift, subsidence, and volcanism in the southern Neiva Basin, Colombia, Part 2: Influence on fluvial deposition in the Miocene Gigante Formation. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2), 75-196.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. y Rahmanian, V. D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies.

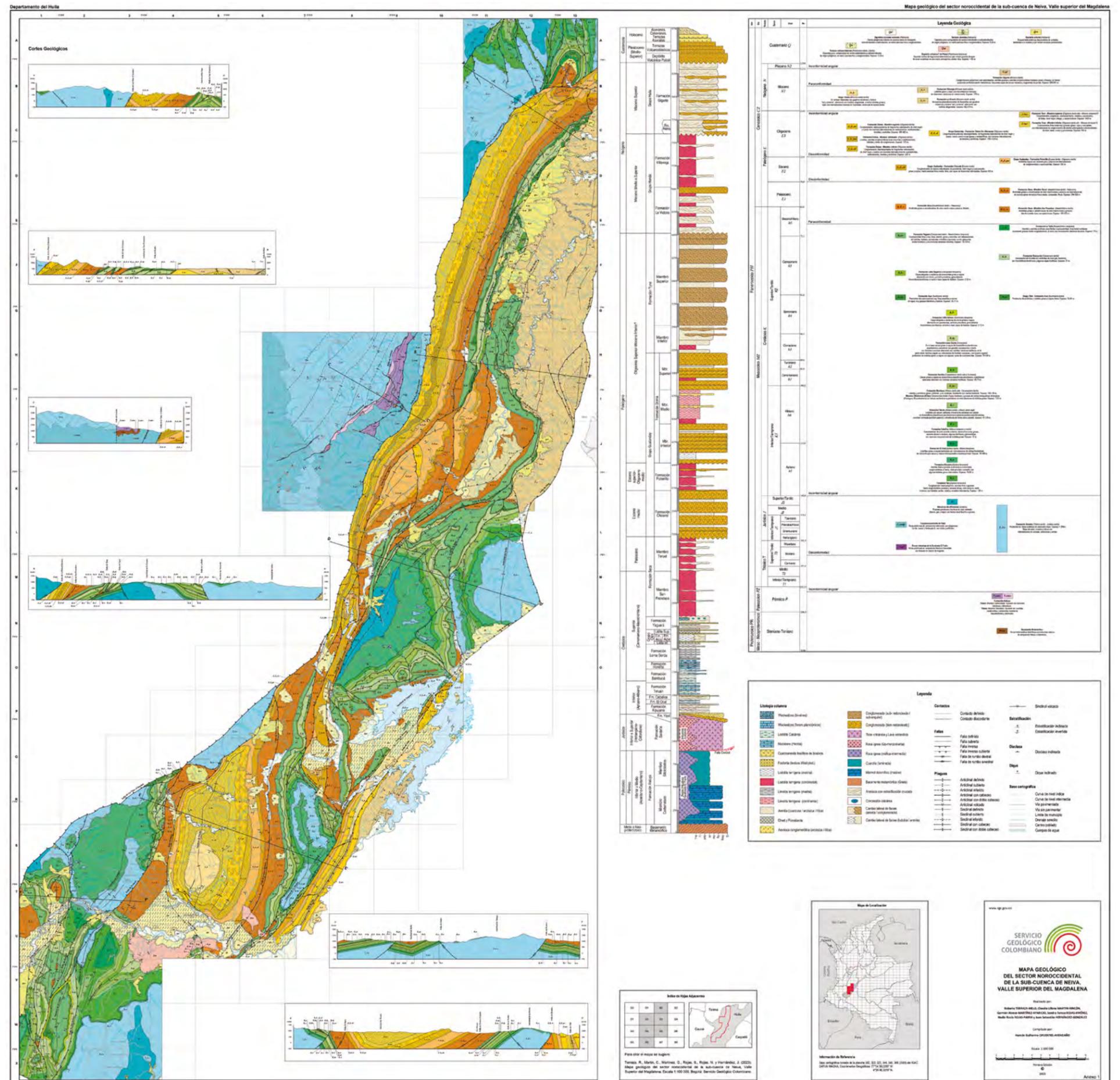
- Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (2001). *Levantamiento geológico de la Plancha 366 Garzón, Memoria explicativa*. Bogotá: Ingeominas.
- Velandia, F., Morales C. Caicedo, J., y Nuñez, A. (1999). *Geología de la Plancha 345 Campolegre*. Escala 1:100 000. Bogotá: Ingeominas.
- Velandia, F. y Marquínez, G. (2001). *Mapa geológico del departamento del Huila. Escala 1: 300.000*. Bogotá: Ingeominas.
- Velandia, F., Núñez, A. y Marquínez, G. (2001). *Mapa geológico del departamento del Huila. Escala 1: 300.000. Memoria explicativa*. Bogotá: Ingeominas.
- Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R. y Villegas, H. (2005). The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399 (1-4), 313-329. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.028>.
- Veloza, G., De Freitas, M. y Mantilla, M. (2006). *Campanian-Maastrichtian paleogeography and reservoir distribution in the Upper Magdalena Valley of Colombia*. 9th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Cartagena. DOI: 10.3997/2214-4609-pdb.111.191.
- Veloza, G, Mora, A., De Freitas, M. y Mantilla, M. (2008). Dislocación de facies en el tope de la secuencia Cretácica de la sub-cuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena y sus Implicaciones en el Modelo Estratigráfico Secuencial Colombiano. *Boletín de Geología*, 30 (1), 29-44.
- Vergara, L. (1994). Stratigraphic, micropaleontologic and organic geochemical relations in the Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia. *Giessener Geologische Schriften*, 50, 1-179.
- Vergara, L. (1997). Stratigraphy, foraminiferal assemblages and paleoenvironments in the late Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia. (Part I). *Journal of South America Earth Sciences*, 10(2): 111-132.
- Vergara, L., Guerrero, J., Patarroyo, P. y Sarmiento, G. (1995). Comentarios acerca de la nomenclatura estratigráfica del Cretácico inferior del Valle Superior del Magdalena. *Geología Colombiana*, 19, 21-32.
- Vergara, L. y Prössl, K. (1994). Dating the Yaví Formation (Aptian, Upper Magdalena Valley, Colombia), palynological results. En *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Dirigidos por Fernando Etayo Serna. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá: W. Taller Editorial Ltda.
- Villagómez, D. (2010). Thermochronology, geochronology and geochemistry of the Western and Central cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: the tectonic evolution of NW South America. (Ph. D Thesis). Univ. Genève. DOI: 10.13097/archive-ouverte/unige:14270.
- Villamil, T. (1994). High-resolution stratigraphy, chronology and relative sea level of the Albian-Santonian (Cretaceous) of Colombia. (Unpublished Ph. D Thesis). University of Colorado.
- Villamil, T. (1998). Chronology, relative sea-level history and a new sequence stratigraphic model for basinal Cretaceous facies of Colombia. En *Paleogeographic evolution and nonglacial eustasy, Northern South America*, edited by James Lawrence Pindell y Charles L. Drake, 161-216. Special Publication 58. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.98.58>.
- Villamil, T. (1999). Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153, 239-275.

- Villamil, T., Arango, C. y Hay, W. (1999). Plate tectonic paleoceanographic hypothesis for Cretaceous source rocks and cherts of northern South America". En *Evolution of the Cretaceous ocean climate system*, Enriqueta Barrera y Claudia C. Johnson (eds.), Special Paper 332, 191-202. Boulder: Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2332-9.191>.
- Villamizar-Escalante, N., Bernet, M., Urueña-Suárez, C., Hernández-González, J. S., Terraza-Melo, R., Roncancio, J., Muñoz-Rocha, J. A., Peña-Urueña, M. L., Amaya, S. y Piraquive, A. (2021). Thermal history of the southern Central Cordillera and its exhumation record in the Cenozoic deposits of the Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 1-27. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.103105.
- Villarroel, C. y Mojica, J. (1987). El Paleozoico Superior (Carbonífero-Permiano) sedimentario de Colombia. Afloramientos conocidos y características generales. *Geología Colombiana*, 16, 81-87.
- Villarroel, C., Setoguchi, T., Brieva, J. y Macía, C. (1996). Geology of the La Tatacoa "Desert" (Huila, Colombia): Precisions on the Stratigraphy of the Honda Group, the Evolution of the "Pata High" and the Presence of the La Venta Fauna. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University. Series of geology and mineralogy*, 58(1-2), 41-66
- Walker, R. G. (1992). Facies models and modern stratigraphic concepts. En *Walker, R. y James, N. P. (eds.), Facies Models, Response to Sea Level Change*, 1-14. Geological Association of Canada.
- Walker, R. G. y Plint, A. G. (1992). Wave-and storm-dominated shallow marine systems. En *R. G. Walker and N. P. James (eds.), Facies Models: Response to Sea-Level Change*, 219-238. Newfoundland: Geological Association of Canada.
- Walker, R. G. y Cant, D. J. (1984). Sandy fluvial systems. En *Facies Models*, Second Edition, 71-89. Ontario: Geoscience Canada, Reprint Series 1.
- Weber, B., González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Martens, U., Solari, L., Hecht, L., Valencia, V. (2018). Late Mesoproterozoic to early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana. *Lithos*, (300-301), 177-199. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.009>.
- Weber, B., Scherer, E., Schulze, C., Valencia, V., Montecinos, P., Mezger, K. y Ruiz, J. (2010). U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico: Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, 182(1-2), 149-162. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.07.007>.
- Wellman, S. (1970). Stratigraphy and petrology of the nonmarine Honda Group (Miocene), Upper Magdalena Valley, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 81(8), 2353-2374. Doi: 10.1130/0016-7606(1970)81[2353:SAPOTN]2.0.CO;2.
- Wheeler, O. C. (1929). Report on the Palmira Series with notes on stratigraphy of the Umir, Lisama y La Paz Formations near the Eastern part of De Mares Concession". *Informe Geológico 37*. Ecopetrol.
- Williams, H., Turner, F. y Gilbert, C. (1954). *Petrography: An introduction to the study of rocks in thin sections*. Berkeley: W. H. Freeman & Company, Inc.
- Williams, H., Turner, F. y Gilbert, C. (1982). *Petrography: An introduction to the study of rocks in thin sections*. 2nd Edition. Berkeley: W. H. Freeman & Company, Inc.
- Wilkins, A. D. (2011). Terminology and Classification of Fine Grained Sedimentary Rocks. Department of Geology and Petroleum Geology, University for Aberdeen.

- Wilson, J. y Jordan, C. (1983). Middle Shelf Environment. En *Carbonate Depositional Environments*, edited by Scholle, P., Bebout, D. & Moore C., 298-343. The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33. <https://doi.org/10.1306/M33429C11>.
- Zapata, G., Rodríguez, G., Arango, M. I. y Bermúdez, J. (2015). *Cuarzomonzodiorita de Páez*. Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Zapata G., Rodríguez, G. y Arango, M. I. (2017). Petrografía, geoquímica y geocronología de rocas metamórficas aflorantes en San Francisco Putumayo y la vía Palermo-San Luis asociadas a los complejos La Cocha-Río Téllez y Aleluya. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 41, 47-64.
- Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, J. S., Patiño, A., Valencia, V., León, S., Mejía, D., Pardo-Trujillo, A. y Castañeda, J. P. (2019). Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau. *Gondwana Research*, 66, 207-226. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.10.008>.
- Zelazny, I. V., Gegolick, A., Zonneveld, J. P., Playter, T. y Moslow, T. F. (2018). Sedimentology, stratigraphy and geochemistry of Sulphur Mountain (Montney equivalent) Formation outcrop in south central Rocky Mountains, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 66(1), 288-317.
- Zharikov, V. A., Pertsev, N. N., Rusinov, V. L., Callegari, E. y Fettes, D. J. (2007). *Metasomatism and metasomatic rocks*. In: *Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks*. Web version: http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_9.pdf.

Anexos

Anexo 1



Anexo 2.

Principales constituyentes mineralógicos y clasificación petrográfica de muestras

Este anexo se elaboró en forma de tabla con base en los resultados de los análisis petrográficos de sección delgada realizados a las muestras de roca más representativas de las distintas unidades litoestratigráficas. En las láminas presentadas en el texto del artículo se muestran las microfotografías correspondientes. La tabla compila principalmente, la composición mineralógica en porcentaje (por volumen), así como la clasificación petrográfica, textural y composicional, de cada una de las muestras.

En la construcción del anexo fue necesario emplear abreviaturas para los nombres principales de las rocas (p. e., *Gr*= *Grainstone*, *Wc*= *Wackestone*, *Pc*= *Packstone*, *Md*= *Mudstone*, *Subrc.*= *Subarcosa*). En muchos casos se añadieron sufijos calificativos al nombre principal de la roca con el fin de precisar su composición, p. e., *Subrc. fos. sil.*= *Subarcosa fosfática silícea*. De igual manera para los bioclastos, aloquímicos y para diferenciar la forma en que se encuentran los minerales de fosfato, se utilizaron abreviaciones, p. e., el fosfato se puede encontrar en *Oo*= ooides, *Pe*= *pellets* o peloides o *Rp*= restos de peces; para los bioclastos, p. e., se utilizó *Eq*= fragmentos de equinodermos, *Bc*= bioclastos calcáreos o *FB*= foraminíferos bentónicos, por citar algunos ejemplos. También se diferenciaron con asterisco aquellas muestras enriquecidas en materia orgánica, es decir, aquellas rocas con contenidos de materia orgánica > 1 %, p. e., *Biomicrita sil**= *Biomicrita silícea rica en materia orgánica*.

A continuación, se enlistan las abreviaturas utilizadas y los sistemas de clasificación petrográfica empleados.

1. Abreviaturas para los nombres principales de las rocas

Md= *Mudstone*
Wc= *Wackestone*
Pc= *Packstone*
Gr= *Grainstone*
Subrc.= *Subarcosa*
Fosf.= *Fosforita*
Biopseud.= *Biopseudoesparita*
Biomicroesp.= *Biomicroesparita*
Biomicr.= *Biomicrita*
Qzar.= *Cuarzoarenita*
Pseudoespar.= *Pseudoesparita*
Microespar.= *Microesparita*
Pelmicroesp.= *Pelmicroesparita*
Sublitoar.= *Sublitoarenita*
Litoar.= *Litoarenita*
Bioespar.= *Bioesparita*

2. Sufijos calificativos para precisar la composición de la roca

sil.= silíceo(a)
calc.= calcáreo(a)

fos.= fosfática(o)
 ar.= arenoso(a)
 lim.= limosa(o)
 arc.= arcillosa(o)
 fp.= feldespática(o)
 glauc.= glauconítica(o)
 fosil.= fosilífera(o)
 caolin.= caolinítica(o)
 lit.= lítica(o)
 lod.= lodosa(o)
 qza.= cuarzosa(o)
 ferrug.= ferruginosa(o)

3. Abreviaturas para aloquímicos y componentes bioclásticos

Restos de peces (escamas, huesos, vértebras)= Rp
 Foraminíferos bentónicos= FB
 Foraminíferos planctónicos= FP
 Bioclastos calcáreos= Bc
 Fragmentos de bivalvos= Bv
 Fragmentos de equinodermos= Eq
 Radiolarios= Ra
Pellets-Peloides= Pe
 Ooides= Oo
 Agregados y otros granos fosfáticos (*lumps, aggregates, oncoids, cortoids*)= Gc

4. Otras abreviaturas

Lodo fosfático= Lf
 Matriz fosfatizada= Mf
 Matriz= Mx
 Armazón= Arm
 *= Rico(a) en materia orgánica
 Loc.= localmente
 Qz= cuarzo
 Plag= plagioclasa
 Ser= sericita

5. Sistemas de clasificación petrográfica utilizados

Folk (Folk (1951, 1954, 1959, 1962, 1980): Rocas calcáreas y terrígenas (siliciclásticas).
 Dunham (1962): Rocas calcáreas.
 Cook, Shergold, Burnet y Riggs (1986) (en Cook y Shergold, 1986, p. 5): Rocas fosfáticas y fosforitas.
 Ptáček (2016): Rocas fosfáticas y fosforitas.
 Williams, Turner y Gilbert (1954, 1980). Rocas sedimentarias en general.
 Mount (1985). Rocas sedimentarias mixtas.
 Schmid (1981): Rocas piroclásticas.
 Le Maitre *et al.* (2002): Rocas ígneas.

Localidad	El Pital	Aipe, vereda Pavas	El Pital	El Pital
Formación	Saldaña	Saldaña	Saldaña	Saldaña
Muestra	EG-413	NRR-341-M1	EG-174	EG-430
Piroxenos	-	1,7	2,0	-
Microlitos	-	47,4 (Plag)	-	-
Materia Orgánica	-	-	-	-
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	-	-	-
Arcilla (Mx / Arm)	-	-	-	38,4 (Ser)
Cuarzo	7,7	-	6,0	0,9
Sílice	-	-	-	2,8
Amígdalas	-	15,1 (Qz)	-	4,3
Vidrio	75,2	-	57,2	41,0
Opacos	2,5	5,2	3,4	1,4
Pirita	-	-	0,6	-
Circón	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-
Biotita	-	-	1,3	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	-	-	-	-
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	14,6	23,7	29,5	10,9
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	-	-	-	-
Anfíboles	-	-	-	-
Porosidad	-	6,9	-	0,3
Nombre (Dunham)	NA	NA	NA	NA
Nombre (Folk)	NA	NA	NA	NA
Observaciones	Toba vítrea andesítica	Andesita porfídica amigdalar	Toba vítrea andesítica fluidal	Toba vítrea andesítica sericitizada

Localización	Q. Palmarosa	Q. Palmarosa	Q. Palmarosa	Vía Paicol-La Plata
Formación	Yaví	Yaví	Yaví	Alpujarra
Muestra	NRR-393-M1	NRR-409-M1	NRR-932	STR-700A
Micrita	-	-	-	-
Bioclastos	-	-	-	-
Materia Orgánica	-	-	-	-
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	10,0	5,0	-
Arcilla (Mx / Arm)	2,0	-	-	54,6
Cuarzo	45,4	20,7	27,9	20,3
Sílice	5,6	0,9	-	13,2
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	-	-	-	-
Opacos	0,6	0,3	0,3	8,7
Pirita	-	-	-	-
Circón	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-
Muscovita	-	0,3	-	-
Titanita	-	-	-	0,3
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	-	-	-	-
Carbonatos	2,0	-	-	-
Feldespatos	1,6	12,7	18,2	-
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	42,8	55,1	46,3	-
Esparita	-	-	-	-
Porosidad	-	-	2,3	2,9
Nombre (Dunham)	NA	NA	NA	NA
Nombre (Folk)	Litoarenita sil.	Litoarenita fp. arc.	Litoarenita fp.	Lodolita sil.
Observaciones	Laminada	Homogénea	Homogénea	Laminada

Localización	Vía Paicol-La Plata	Vía Paicol-La Plata	Vía Paicol-La Plata	Q. Palmarosa
Formación	Alpujarra	Alpujarra	Alpujarra	El Ocal
Muestra	STR-702A	STR-703B	STR-703D	NRR-472
Micrita	-	-	-	55,4
Bioclastos	-	-	-	37,4 (Bv), 0,7 (Eq)
Materia Orgánica	-	-	0,6	3,5
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	0,6	-	-
Arcilla (Mx / Arm)	-	-	43,7	-
Cuarzo	67,9	74,6	37,7	0,3
Sílice	0,6	12,2	12,5	-
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	-	-	-	-
Opacos	0,6	5,7	1,2	-
Pirita	-	0,6	-	-
Circón	0,3	0,3	-	-
Turmalina	-	-	-	-
Muscovita	-	-	0,3	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	0,3	0,6	-
Fosfatos	-	-	-	-
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	0,3	-	-	-
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	4,6	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	1,0	0,9	-	-
Esparita	-	-	-	2,7
Porosidad	24,7	4,8	3,4	-
Nombre (Dunham)	NA	NA	NA	Wackestone fosil*
Nombre (Folk)	Cuarzoarenita caolin.	Cuarzoarenita sil.	Arcillolita arenosa sil.	Biomicroesparita*
Observaciones	Homogénea	Homogénea	Laminada	Homogénea

Localización	El Pital	La Plata	Q. Palmarosa	Vía La Plata-El Pital
Formación	El Ocal	Caballos	Caballos	Caballos
Muestra	EG-177	EG-286	NRR-395-M1	EG-370
Micrita	-	-	72,5	-
Bioclastos	0,3	-	18,8 (Bv), 0,3 (Bc), 0,6 (Eq)	-
Materia Orgánica	6,3	-	0,7	-
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	-	-	1,2
Arcilla (Mx / Arm)	71,3	-	3,9	-
Cuarzo	14,8	35,2	1,3	38,8
Sílice	3,5	-	-	3,6
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	-	23,0	-	2,0
Opacos	1,0	5,6	0,3	47,7
Pirita	-	-	0,3	-
Circón	-	-	-	0,3
Turmalina	-	-	-	-
Muscovita	0,3	-	-	0,3
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	0,3 (Pe)	0,6 (Pe)	0,6 (Pe)	-
Carbonatos	-	-	0,7	-
Feldespatos	-	-	-	0,6
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	2,2	-	-	5,5
Esparita	-	35,6	-	-
Porosidad	-	-	-	-
Nombre (Dunham)	NA	NA	Wackestone fossil.	NA
Nombre (Folk)	Lodolita*	Qzar. calc. glauc.	Biomicrosparita	Qzar. ferr.
Observaciones	Laminada	Homogénea	Homogénea	Homogénea

Localización	Q. Bambucá	Q. Bambucá	Q. Bambucá	Q. Bambucá
Formación	Caballos	Tetuán	Tetuán	Tetuán
Muestra	PP-003	MT-003	MT-022	MT-018
Micrita	-	29,8	21,3	41,6
Bioclastos	-	19,3 (FP), 3,0 (Bc)	8,6 (FP), 1,0 (FB)	48,3 (FP)
Materia Orgánica	5,3	13,0	-	5,3
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	9,1	-
Arcilla (láminas)	16,3	9,7	-	-
Arcilla (Mx / Arm)	-	-	50,2	-
Cuarzo	61,8	0,3	0,7	-
Sílice	1,3	9,6	0,7	-
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	-	-	-	0,7
Opacos	6,5	-	-	0,3
Pirita	-	tz	tz	0,3
Circón	0,7	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-
Muscovita	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	-	15,0 (Mf)	3,4 (Rp), 2,0 (Mf)	0,3 (Rp)
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	2,9	-	-	-
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	-	-	-	-
Esparita	-	-	-	1,6
Porosidad	5,2	0,3	3,0	1,6
Nombre (Dunham)	NA	Wc fosil. fosf.*	NA	Pc loc. Wc fosil.*
Nombre (Folk)	Cuarzoarenita arcillosa*	Biomicrita fosf.*	Arcillolita calc. fosil. fos.*	Biomicrita*
Observaciones	Laminada	Laminada	Laminada	Laminada

Localización	Q. Bambucá	Q. Bambucá	Q. Bambucá	Q. Bambucá
Formación	Tetuán	Bambucá	Bambucá	Bambucá
Muestra	PP-004	MT-032	MT-033	MT-035
Micrita	62,3	20,1	-	20,8
Bioclastos	5,3 (Bc)	11,9 (FP), 0,3 (Bc)	1,3 (FP)	12,8 (FP), 0,3 (FB)
Materia Orgánica	2,9	-	-	-
Mat. Orgánica+Arcilla	-	14,5	3,0	12,7
Arcilla (láminas)	4,1	52,9	66,7	43,0
Arcilla (Mx / Arm)	-	-	-	-
Cuarzo	-	-	5,1	1,2
Sílice	-	-	8,8	3,8
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	-	-	-	-
Opacos	-	-	5,1	-
Pirita	-	-	tz	-
Circón	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-
Muscovita	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	25,4 (Rp)	0,3 (Rp)	-	-
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	-	-	-	-
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	-	-	-	-
Esparita	-	-	-	-
Porosidad	-	-	10,0	5,4
Nombre (Dunham)	Wackestone fosil. fosf.*	NA	NA	NA
Nombre (Folk)	Biomicroesparita fosf.*	Arcillolita calc. fosil.*	Arcillolita*	Arcillolita calc. fosil.*
Observaciones	Laminada	Laminada	Laminada	Laminada

Localización	Q. Bambucá	Río Iquira	Río Iquira	Río Iquira
Formación	Bambucá	Hondita	Hondita	Hondita
Muestra	MT-038B	CMR-1234E	CMR-1237A	CMR-1239D
Micrita	50,7	-	31,0	28,7
Bioclastos	36,5 (Bv)	59,9 (FP), 0,3 (Eq), 1,6 (Bc), 0,6 (FB), 0,3 (Bv)	16,6 (FP), 15,7 (Bc), 3,5 (Eq), 5,4 (Bv)	24,5 (FP), 6,4 (Bc)
Materia Orgánica	-	1,0	13,2	2,6
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	1,6	-	-	-
Arcilla (Mx / Arm)	-	0,3	0,3	17,7
Cuarzo	0,3	-	0,3	-
Sílice	1,0	-	8,0	17,0
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	-	-	-	-
Opacos	-	-	-	-
Pirita	-	-	1,0	0,6
Circón	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-
Muscovita	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	1,3 (Pe)	1,0 (Pe)	3,5 (Rp), 0,6 (Pe)	0,6 (Rp)
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	-	-	-	-
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	8,6	-	-	-
Líticos	-	-	-	-
Esparita	-	34,7	0,6	-
Porosidad	-	0,3	0,3	1,9
Nombre (Dunham)	<i>Wc loc. Pc fosil.</i>	<i>Grainstone fosil.*</i>	<i>Wackestone fosil.*</i>	<i>Wackestone fosil. arc. sil.*</i>
Nombre (Folk)	Biomicrita	Bioesparita*	Biomicrita*	Biomicrita arc. sil.*
Observaciones	Homogénea	Laminada	Laminada	Laminada

Localización	Río Iquira	Río Iquira	Río Iquira	Río Iquira
Formación	Hondita	Loma Gorda	Loma Gorda	Loma Gorda
Muestra	CMR-1240A	CMR-1242E	CMR-1243A	CMR-1245A
Micrita	1,8	-	0,3	-
Bioclastos	9,8 (FP), 12,7 (Bc), 0,3 (Bv)	48,6 (FP), 1,9 (Bv), 4,5 (Bc)	8,3 (FP), 11,0 (Bc)	-
Materia Orgánica	2,4	6,8	1,8	0,6
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	-	-	-
Arcilla (Mx / Arm)	0,6	1,6	26,7	78,0
Cuarzo	-	-	-	1,0
Sílice	70,0	3,9	50,4	-
Dolomita	-	-	-	6,1
Glauconita	-	-	-	-
Opacos	-	-	0,6	-
Pirita	0,3	-	-	4,9
Circón	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-
Muscovita	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	0,3 (Rp)	9,4 (Pe), 9,1 (Rp), 1,0 (Lf)	0,3 (Rp), 0,3 (Pe)	-
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	-	-	-	-
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	-	-	-	-
Esparita	-	13,2	-	-
Porosidad	1,8	-	0,3	9,4
Nombre (Dunham)	<i>Wackestone</i> fosil. silicificado*	<i>Packstone</i> fosil. fos.*	NA	NA
Nombre (Folk)	Biomicrita silicificada*	Bioesparita fos.*	NA	Arcillolita
Observaciones	<i>Chert</i> fosil. diagenético con textura <i>Wc</i> * Laminada	Laminada	<i>Chert</i> arc. fosil. con textura <i>Wc</i> * Laminada	Laminada

Localización	Río Iquira	Río Aipe	Río Aipe	Río Aipe
Formación	Loma Gorda	Lidita Inferior	Lidita Inferior	Lidita Inferior
Muestra	CMR-1246A	GAM-062M9	GAM-063M9	GAM-063M17
Micrita	-	17,1	-	2,1
Bioclastos	-	11,4 (Bc), 6,0 (FB)	4,4 (FB)	7,9 (FB), 0,3 (FP), 6,4 (Bc)
Materia Orgánica	-	0,8	-	-
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	-	-	1,2
Arcilla (Mx / Arm)	12,2	-	-	-
Cuarzo	36,0	0,3	-	5,2
Sílice	24,2	57,9	40,5	16,4
Dolomita	-	-	-	-
Glaucionita	tz	-	-	-
Opacos	0,6	0,3	-	-
Pirita	-	-	-	-
Circón	0,4	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-
Muscovita	1,1	-	-	-
Titanita	0,3	-	-	-
Apatito	0,3	-	-	-
Fosfatos	14,2 (Pe), 4,2 (Rp)	0,5 (Pe)	10,8 (Rp), 31,3 (Pe), 0,9 (Gc) 11,5 (Mf)	14,4 (Rp), 30,8 (Pe), 1,2 (Mf)
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	4,1	-	-	tz
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	-	-	-	-
Esparita	-	-	-	9,2
Porosidad	2,4	5,4	-	-
Nombre (Dunham)	NA	NA	NA	NA
Nombre (Folk)	Subarc. sil. fos. arc.	NA	NA	NA
Observaciones	Homogénea	Chert fosil. con textura Wc Laminada	Fosforita sil. con textura Pc Homogénea	Fosforita sil. fosil. con textura Pc Homogénea

Localización	Río Aipe	Río Aipe	Río Aipe	Río Aipe
Formación	Lidita Inferior	Aipe	Aipe	Aipe
Muestra	GAM-063-M27	GAM-064M5	GAM-064M7	GAM-064M10
Micrita	-	-	-	-
Bioclastos	4,2 (FB), 7,5 (Bc), 0,3 (FP)	-	-	-
Materia Orgánica	0,9	-	-	-
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	-	-	-
Arcilla (Mx / Arm)	-	1,2	3,1	1,4
Cuarzo	14,3	75,1	76,1	73,6
Sílice	65,2	20,1	14,6	20,0
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	tz	-	0,3	-
Opacos	-	0,6	1,3	-
Pirita	0,6	-	-	-
Circón	tz	0,6	0,3	1,0
Turmalina	tz	0,3	-	0,3
Muscovita	-	-	0,3	-
Titanita	tz	-	-	0,3
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	2,1 (Pe), 0,9 (Rp)	-	0,3 (Pe), 0,3 (Rp)	0,3 (Pe)
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	0,3	1,5	3,4	2,8
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	-	0,6	-	0,3
Esparita	3,1	-	-	-
Porosidad	0,6	-	-	-
Nombre (Dunham)	NA	NA	NA	NA
Nombre (Folk)	NA	Limolita ar. qza. sil.	Cuarzoarenita sil.	Cuarzoarenita sil.
Observaciones	Chert ar. fosil. con textura Wc Laminada	Homogénea	Homogénea	Homogénea

Localización	Río Aipe	Río Aipe	Río Aipe	Río Aipe
Formación	Aipe	Lidita Superior	Lidita Superior	Lidita Superior
Muestra	GAM-064M12	GAM-065M7	GAM-065M23	GAM-065M37
Micrita	-	-	8,2	-
Bioclastos	-	31,0 (FB), 24,3 (Bc), 0,9 (Bv)	13,2 (Bc), 2,8 (FB)	11,5 (Bc), 14,8 (FB)
Materia Orgánica	-	1,8	0,3	-
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	-	-	-
Arcilla (Mx / Arm)	2,2	-	-	-
Cuarzo	78,2	12,6	25,8	5,1
Sílice	12,2	18,9	47,2	20,5
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	0,3	-	-	tz
Opacos	3,8	-	1,0	-
Pirita	-	-	-	-
Circón	0,9	-	-	0,3
Turmalina	0,3	-	-	-
Muscovita	0,6	-	-	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	-	6,6 (Pe), 3,6 (Rp)	0,6 (Rp)	15,7 (Rp), 7,1 (Pe), 17,9 (Oo), 3,5 (Mf)
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	1,5	0,3	0,6	-
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	1,3
Líticos	-	-	-	-
Esparita	-	-	-	2,3
Porosidad	-	-	0,3	-
Nombre (Dunham)	NA	<i>Packstone</i> fósil. sil. ar. fos.*	NA	NA
Nombre (Folk)	Cuarzoarenita sil.	Biomicrita? sil. ar. fos.*	NA	NA
Observaciones	Homogénea	Homogénea	<i>Chert</i> limoso fósil. calc. con textura Wc Homogénea	Fosforita fósil. sil. con textura Pc loc. Wc Homogénea

Localización	Río Aipe	Río Yaguará	Río Yaguará	Río Yaguará
Formación	Lidita Superior	Yaguará	Yaguará	Yaguará
Muestra	GAM-065M48	NRR-069-M11	NRR-891C	NRR-896A
Micrita	-	-	-	-
Bioclastos	4,5 (FB), 9,8 (Bc)	-	18,9 (Bc)	2,7 (FB), 0,3 (Bc)
Materia Orgánica	1,0	-	1,8	1,8
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	4,9	-	0,9	21,0
Arcilla (Mx / Arm)	-	2,6	-	-
Cuarzo	2,6	25,4	55,6	38,8
Sílice	14,4	65,4	11,4	14,7
Dolomita	-	-	-	-
Clauconita	tz	0,6	0,6	0,3
Opacos	-	0,6	0,6	0,3
Pirita	tz	-	-	-
Circón	-	-	0,6	-
Turmalina	-	0,3	-	-
Muscovita	-	4,5	1,5	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	26,8 (Rp), 29,6 (Pe), 1,2 (Cc), 2,0 (Mf)	-	0,6 (Pe)	3,9 (Pe), 3,6 (Rp)
Carbonatos	0,3	-	-	-
Feldespatos	tz	0,6	0,3	1,5
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	2,6	-	-	-
Líticos	-	-	-	2,4
Esparita	-	-	-	-
Porosidad	0,3	-	7,2	8,7
Nombre (Dunham)	NA	NA	NA	NA
Nombre (Folk)	NA	NA	Limolita ar. qza. fosil. sil.*	Qzar. arc. sil. fos*
Observaciones	Fosforita fosil. sil con textura Pc* Homogénea	Chert limoso (Porcelanita) Homogénea	Homogénea	Laminada

Localización	Río Yaguará	La Juanita	La Juanita	Q. Bambucá
Formación	Yaguará	Miembro La Juanita	Miembro La Juanita	Buscavida
Muestra	NRR-898A	RT-5653	RT-5654	JC-156
Micrita	-	9,0	-	4,3
Bioclastos	-	46,3 (Bv), 13,0 (Bc)	32,3 (Bc)	16,2 (FB), 1,9 (Bc)
Materia Orgánica	3,3	-	-	6,0
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	-	-	62,3
Arcilla (Mx / Arm)	-	-	-	4,4
Cuarzo	71,5	9,7	42,4	tz
Sílice	3,9	-	-	-
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	1,0	tz	tz	tz
Opacos	-	tz	0,9	0,6
Pirita	-	-	-	0,6
Circón	-	tz	tz	-
Turmalina	-	-	-	tz
Muscovita	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	5,7 (Pe), 0,3 (Rp)	0,7 (Pe)	tz (Pe)	0,3 (Rp)
Carbonatos	-	-	-	2,2
Feldespatos	1,5	0,3	tz	0,3
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	0,9
Líticos	-	-	-	-
Esparita	-	21,0	24,4	-
Porosidad	12,8	-	-	-
Nombre (Dunham)	NA	<i>Packstone</i> fosil. ar..	<i>Wackestone</i> fosil. ar.	NA
Nombre (Folk)	Cuarzoarenita fos.*	Bioesparita ar.	Biomicroesparita ar.	Arcillolita fosil.*
Observaciones	Homogénea	Homogénea	Homogénea	Laminada

Localización	Q. Bambucá	Q. Bambucá	Q. Bambucá	Río Aipe
Formación	Buscavida	La Tabla	La Tabla	Seca
Muestra	JC-185	JC-158	JC-165	GAM-1094
Micrita	3,9	-	-	-
Bioclastos	15,0 (FB), 2,1 (FP)	0,3 (FB)	0,3 (FB), 0,7 (BV)	-
Materia Orgánica	2,6	-	1,3	-
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	24,2	-	-	-
Arcilla (Mx / Arm)	-	14,1	6,9	1,7
Cuarzo	33,8	64,1	70,7	45,1
Sílice	9,1	-	-	14,2
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	0,3	4,6	2,3	0,3
Opacos	-	0,6	2,0	17,6
Pirita	tz	-	-	-
Circón	-	tz	0,3	-
Turmalina	0,3	tz	tz	-
Muscovita	0,3	0,3	0,6	-
Titanita	-	tz	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	1,0 (Mf)	1,7 (Pe), 0,3 (Rp)	-	1,0 (Pe)
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	0,6	2,6	0,6	1,0
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	tz	-	0,9	17,9
Esparita	5,8	11,4	13,4	-
Porosidad	1,0	tz	tz	1,2
Nombre (Dunham)	NA	NA	NA	NA
Nombre (Folk)	Lodolita ar. fosil.*	Qzar. lodosa calc. glauc.	Qzar. lodosa calc. glauc.*	Limolita arenosa lítica sil. ferr.
Observaciones	Laminada	Homogénea	Homogénea	Homogénea

Localidad	Río Aipe	Río Aipe	Río Aipe	Q. Pipilicua
Formación	Seca	Chicoral	Doima	Doima
Muestra	GAM-1155	GAM-1096	GAM-1107	GAM-1130
Micrita	-	-	-	-
Bioclastos	-	-	-	-
Materia Orgánica	-	-	-	-
Mat. Orgánica+Arcilla	-	-	-	-
Arcilla (láminas)	-	1,8	-	-
Arcilla (Mx / Arm)	3,2	-	8,4	4,0
Cuarzo	17,9	6,0	58,7	43,0
Sílice	-	2,8	16,8	37,2
Dolomita	-	-	-	-
Glauconita	-	-	-	-
Opacos	-	-	-	6,8
Pirita	-	-	-	-
Circón	-	-	0,3	-
Turmalina	-	-	-	-
Muscovita	-	-	-	-
Titanita	-	-	-	-
Apatito	-	-	-	-
Fosfatos	-	-	-	-
Carbonatos	-	-	-	-
Feldespatos	-	-	0,6	-
Yeso	-	-	-	-
Caolinita	-	-	-	-
Intraclastos	-	-	-	-
Líticos	78,9	89,0	15,2	9,0
Esparita	-	-	-	-
Porosidad	-	0,4	-	-
Nombre (Dunham)	NA	NA	NA	NA
Nombre (Folk)	Litoarenita	Conglomerado ar. lítico	Sublitoarenita sil. arc.	Sublitoarenita limosa sil. ferr.
Observaciones	Homogénea	Homogénea	Homogénea	Homogénea

Anexo 3.

Compilación de fósiles, edades relativas y absolutas asignadas a las unidades litoestratigráficas y obtenidas en este trabajo

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Van der Wiel (1991)	Quebrada Guandinosita (Gigante)	Pleistoceno	0,8 ± 0,3 y 0,7 ± 0,3 con K-Ar en hornblenda. Terrazas aluviales. Pleistoceno (Calabriano)	Terrazas volcanoclásticas
	Vereda La Mesa (Paicol)		0,9 ± 0,2 a 1,1 ± 0,2 con K-Ar en biotita. Terraza más Alta. Pleistoceno (Calabriano)	Depósito volcánico de Paicol
Montes <i>et al.</i> (2021)	Desierto de la Tatacoa (Villavieja)	Mioceno	12,512 ± 0,102 a 12,21 ± 0,107 con U-Pb (LA-ICP-MS). Formación Villavieja. Mioceno (Serravaliano)	Formación Villavieja
			13,778 ± 0,081 a 12,93 ± 0,23 con U-Pb (LA-ICP-MS). Formación La Victoria. Mioceno (Serravaliano)	Formación La Victoria
			Edad promedio de 8,412 ± 0,065 con 40Ar/39Ar. Formación Gigante. Mioceno (Tortoniano)	Formación Gigante
Flynn <i>et al.</i> (1997)	La Venta (Villavieja)		Edad promedio de 10,133 ± 0,184 con 40Ar/39Ar. Formación Neiva. Mioceno (Tortoniano)	Formación Neiva
			12,210 ± 0,107 a 12,230 ± 0,117 con 40Ar/39Ar. Formación Villavieja. Mioceno (Serravaliano)	Formación Villavieja
			12,230 ± 0,117 a 13,754 ± 0,040 con 40Ar/39Ar. Formación La Victoria. Mioceno (Serravaliano)	Formación La Victoria
			10,13 ± 0,18 a 8,41 ± 0,07 con 40Ar/39Ar. Formación Neiva. Mioceno (Tortoniano)	Formación Neiva
Guerrero (1993, 1997)	La Venta (Villavieja)		12,65 ± 0,26 a 12,21 ± 0,11 con 40Ar/39Ar. Formación Villavieja. Mioceno (Serravaliano)	Formación Villavieja
			13,69 ± 0,14 a 12,65 ± 0,26 con 40Ar/39Ar. Formación La Victoria. Mioceno (Serravaliano)	Formación La Victoria
	Sección quebrada La Honda (Gigante)		6,6 ± 0,4 con K-Ar en hornblenda. Formación Gigante (Miembro Garzón). Mioceno (Mesiniano)	Formación Gigante
	Sección Garzón-Gigante (Huila)		6,4 ± 2,4 con K-Ar en hornblenda. Formación Gigante (Miembro Garzón). Mioceno (Mesiniano)	
Van der Wiel (1991)	Sección quebrada Guandinosita (Gigante)		6,2 ± 0,4 K-Ar con en hornblenda. Formación Gigante (Miembro Los Altares). Mioceno (Mesiniano)	
		7,7 ± 0,3 con K-Ar en hornblenda. Formación Gigante (Miembro Los Altares). Mioceno (Tortoniano)		
	Sección confluencia río Páez-río Magdalena (Gigante)	14,3 ± 0,5 y 15,8 ± 0,6 con K-Ar en biotita. Formación Honda (Miembro La Dorada). Mioceno (Langhiano)	Formación La Victoria	
	Villavieja y Carmen de Apicalá	Lepidosirénidos; Siluri; Perciformes; <i>Lepidosiren</i> ; Siluriformes; <i>Myletes</i> ; Pelomedusidae; Chelidae; Emydidae; Testudinidae; Teiidae e Iguanidae; Boidae (<i>Eunectes</i> sp.); Aniliidae; Colubridae; Crocodylia; Galliformes; Marsupialia; Chiroptera; Edendata; Rodentia; Condylarthra; <i>Incertae sedis</i> ; Notoungulata y Astrapotheria. Grupo Honda. Mioceno tardío	Formaciones La Victoria y Villavieja	
Hoffstetter (1971)	Coyaima (Tolima)	Oligoceno	Siluriformes; Perciformes; Tortugas; Sauria; Crocodylia (<i>Sebecus</i> ; <i>Gavialis</i> ; Crocodylinae; Alligatorinae y mamíferos); Edentata (Megalonychidae; Dasypodidae; Clamiterio grande); Rodentia (cf. <i>Scleromys</i>); Litopterna; Notoungulata (Toxodontidae; Leotiniidae; Interatheriidae; <i>Cochilius</i>) y Astrapotheria. Grupo Honda. Oligoceno tardío	Formación Barzalosa
	Chaparral (Tolima)		<i>Crocodylia Eusuchia</i> (diente de <i>Balanerodus</i>); Litopterna (fragmento de diente de <i>Protheosodon</i>); diente de <i>Proadinothierium</i> ; <i>Lophiodolodus</i> . Grupo Gualanday. Oligoceno temprano	Grupo Gualanday
	El Agrado (Huila)		Crocodylidae. Grupo Gualanday (Formación Barzalosa?). Oligoceno	
	Gualanday (Tolima)		<i>Colombitherium tolimensis</i> . Grupo Gualanday. Eoceno tardío u Oligoceno basal?	

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Patarroyo et al. (2010)	Quebrada Talora (Piedras-Tolima)		<i>Sphenodiscus pleurisepta</i> (Conrad, 1857). Formación La Tabla. Maastrichtiano temprano a tardío?	Formación La Tabla y parte alta de la Formación Yaguará
Tchegliakova y Mojica (2001)	Girardot-Nariño		<i>Heterohelix</i> sp.; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Globotruncana aegyptiaca</i> ; <i>Hedbergella holmdelensis</i> ; <i>Rugoglobigerina rugosa</i> ; <i>Gansserina gansseri</i> ; <i>Globotruncana</i> cf. <i>aegyptiaca</i> ; <i>Heterohelix striata</i> ; <i>Rugoglobigerina macrocephala</i> ; <i>Heterohelix</i> sp.; <i>Globotruncana tuarti</i> ; <i>Rugoglobigerina hexacamerata</i> ; <i>Rugotruncana ellisi</i> ; <i>Rugoglobigerina pennyi</i> ; <i>R. scott</i> ; <i>Globotruncanella petaloidea</i> ; <i>G. havanensis</i> ; <i>Pseudotextularia elegans</i> ; <i>Racemiguembelina fructuosa</i> ; <i>Reinhardtites levis</i> ; <i>Quadrum gothicum</i> y <i>Arkhangelskiella cymbiformis</i> . Formaciones Buscavidas y La Tabla. Maastrichtiano temprano a tardío	Formación La Tabla y parte alta de la Formación Yaguará
Guerrero et al. (2000)	Quebrada Talora (Piedras)		Maastrichtiano	<i>Hedbergella holmdelensis</i> ; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Pseudogüembelina costulata</i> ; <i>Globotruncana bulloides</i> ; <i>Globotruncana arca</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Heterohelix striata</i> ; <i>Rugoglobigerina rugosa</i> ; <i>Globigerinelloides prairiehillensis</i> ; <i>Globotruncanella subspinosa</i> ; <i>Rugotruncana subcircumnodifer</i> ; <i>Globotruncanella havanensis</i> ; <i>Globotruncana falsostuarti</i> ; <i>Globigerinelloides subcarinata</i> ; <i>Rugotruncana subpennyi</i> ; <i>Globotruncanella petaloidea</i> ; <i>Rugoglobigerina scotti</i> ; <i>Rugoglobigerina hexacamerata</i> ; <i>Rugoglobigerina macrocephala</i> ; <i>Pseudogüembelina excolata</i> ; <i>Pseudogüembelina palpebra</i> ; <i>Heterohelix navarroensis</i> ; <i>Rugoglobigerina ordinaria</i> ; <i>Globigerinelloides asper</i> ; <i>Globigerinelloides volutus</i> ; <i>Heterohelix glabrans</i> ; <i>Globotruncana wiedenmayeri</i> ; <i>Globotruncana thalmani</i> ; <i>Rugoglobigerina ornata</i> ; <i>Gansserina gansseri</i> ; <i>Hastigerinoides</i> spp.; <i>Güembelitra cretacea</i> ; <i>Globotruncanella citae</i> ; <i>Rugoglobigerina reicheli</i> ; <i>Racemigüembelina</i> sp.; <i>Bolivina incrassata</i> ; <i>Trochammina</i> spp.; <i>Bathysiphon</i> spp.; <i>Gavelinella spissocostata</i> ; <i>Siphogenerinoides cretacea</i> ; <i>Loxostoma clavatum</i> ; <i>Loxostoma plaitum</i> ; <i>Siphogenerinoides revoluta</i> ; <i>Lenticulina münsteri</i> ; <i>Bolivinoidea decoratus</i> ; <i>Loxostoma gemum</i> ; <i>Pseudouvierina cretacea</i> ; <i>Gavelinella erikdalensis</i> ; <i>Anomalina nelsoni</i> ; <i>Gavelinella nacatochensis</i> ; <i>Cyroidinoides cretacea</i> ; <i>Cyroidinoides depressa</i> ; <i>Osanquilaria cordieriana</i> ; <i>Karreriella conversa</i> ; <i>Dentalina</i> cf. <i>lomeiana</i> ; <i>Cibicides beaumontianus</i> ; <i>Bifarina plummerae</i> ; <i>Praebulimina trihedra</i> ; <i>Gavelinella stephensoni</i> ; <i>Siphogenerinoides bermudezi</i> ; <i>Siphogenerinoides landesi</i> ; <i>Pseudopolymorphina</i> spp.; <i>Sigmomorphina</i> spp.; <i>Siphogenerinoides dentata</i> ; <i>Siphogenerinoides overy</i> ; <i>Siphogenerinoides parva</i> ; <i>Siphogenerinoides clarki</i> ; <i>Siphogenerinoides plummeri</i> ; <i>Siphogenerinoides bramlettei</i> ; <i>Saracenaria</i> spp.; <i>Rhabdammina</i> spp.; <i>Silicosigmolilina</i> spp.; <i>Eggerella</i> spp.; <i>Marssonella oxycona</i> . Formación Buscavida-La Tabla. Maastrichtiano temprano
Vergara (1994)	Sección Ataco (Tolima)		<i>Heterohelix</i> sp.; <i>Hedbergella</i> sp.; <i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Globigerinelloides</i> sp.; <i>Bolivina</i> sp.; <i>Pyramidina proluxa</i> ; <i>Praebulimina</i> sp.; <i>Praebulimina reussi</i> ; <i>Nodosariids</i> ; <i>Praebulimina</i> sp.; <i>Siphogenerinoides</i> sp. Formación La Tabla. Maastrichtiano	Parte alta de la Formación Yaguará
Vergara (1994)	Sección Ataco (Tolima), sección Aipe (Huila) y sección Betania (Yaguará)		<i>Laeviheterohelix glabrans</i> ; <i>Hedbergella monmouthensis</i> ; <i>Globigerinelloides multispinus</i> ; <i>Globigerinelloides prairiehillensis</i> ; <i>?Globotruncanella</i> sp.; <i>Rugoglobigerina hexacamerata</i> ; <i>Rugoglobigerina macrocephala</i> ; <i>Rugoglobigerina scotti</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Hedbergella</i> sp.; <i>Praebulimina carseyae</i> ; <i>Praebulimina reussi</i> ; <i>Praebulimina petroleana</i> ; <i>Praebulimina kickapooensis</i> ; <i>Praebulimina</i> sp.; <i>Pyramidina proluxa</i> ; <i>Neobulimina</i> sp.; <i>Siphogenerinoides parva</i> ; <i>Siphogenerinoides</i> sp.; <i>Siphogenerinoides revoluta</i> ; <i>Siphogenerinoides uhli</i> ; "Cyroidina" <i>depressa</i> ; "Cibicides" <i>subcarinatus</i> ; <i>Bolivina</i> sp.; <i>?Tritaxia</i> sp.; <i>Nodosarella</i> sp.; "Buliminella" <i>fabilis</i> ; "Buliminella" <i>colonensis</i> ; <i>Nodosariids</i> . Nivel de Lutitas y Arenas. Campaniano? a Maastrichtiano temprano	Parte inferior de la Formación Yaguará

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
De Porta (1965)	Honda-Guaduas	Maastrichtiano	<p><i>Solenoceras</i> sp.; <i>Cardium</i> sp.; <i>Pecten</i> sp.; <i>Ostrea</i> sp.; <i>Corbula</i> sp.; <i>Nuculana</i> sp.; <i>Guembelina costulata</i> (Cushman); <i>Guembelina striata</i> (Ehr); <i>Guembelina moremani</i> (Cushman); <i>Guembelina globulosa</i> (Ehr); <i>Rugoglobigerina macrocephala ornata</i> (Bronn); <i>Rugoglobigerina rugosa rugosa</i> (Plummer); <i>Rugoglobigerina rugosa subrugosa</i> (Gand); <i>Globigerinella</i> sp.; <i>Globotruncana fornicata</i> (Plummer); <i>Globotruncana fornicata cesarensis</i> (Gand); <i>Globotruncana fornicata ackermanni</i> (Gand); <i>Globotruncana stuartiformis</i> (Dalbiez); <i>Globotruncana</i> gr. <i>gansseri</i> (Boll); <i>Globotruncana</i> aff. <i>cretacea</i> (Cushman); <i>Globotruncana arca</i> (Cushman); <i>Textularia semicomplanata</i> (Carsey); <i>Textularia</i> cf. <i>faujasi</i> (Reuss); <i>Gaudryina</i> aff. <i>quadrans</i> (Cushman); <i>Milioles</i>; <i>Lenticulina</i> sp.; <i>Discorbis</i> sp.; <i>Gyroldina depressa</i> (Alth); <i>Gavelinella</i> cf. <i>planulina texana</i> (Cushman); <i>Planulina austiniana</i> (Cushman); <i>Planulina nacatochensis</i> (Cushman); <i>Planulina correcta</i> (Caney); <i>Cibicides subcarinatus</i> (Cushman and Patker); <i>Cibicides</i> cf. <i>arteagi</i> (Vess); <i>Cibicides semiumbilicata</i> (Toutk); <i>Epistomina</i> aff. <i>fax</i> (Nauss); <i>Bulimina</i> cf. <i>reuss</i> (Morrow); <i>Bulimina prolixa</i> (Cushman and Patker); <i>Siphogenerinoides bramlettei</i> (Cushman); <i>Siphogenerinoides clarki</i> (Cushman); <i>Siphogenerinoides parva</i> (Cushman); <i>Siphogenerinoides</i> sp. (grupo de <i>S. parva</i>). <i>Siphogenerinoides</i> sp. Formación Cimarrona. Maastrichtiano</p>	Formación Yaguará y parte inferior de la Formación Seca
Bürgl (1959)	Occidente de Yagurá (Huila)	Maastrichtiano	<p><i>Ostrea mesenterica</i>; <i>Exogyra costata spinifera</i> STEPHENSON; <i>Spondylus munitus</i> STEPHENSON; <i>Spondylus</i> spec. nov?; <i>Cardium</i> cf. <i>enfaulensis</i> CONRAD. Arenisca Tierna. Maastrichtiano</p>	Parte alta de la Formación Yaguará
Bürgl y Dümit (1954)	Vía Girardot-Nariño	Maastrichtiano	<p><i>Siphogenerinoides plummeri</i> (CUSHMAN); <i>Siphogenerinoides bramlettei</i> (CUSHMAN & HEDBERG). K2a. Maastrichtiano</p>	Parte alta de la Formación Yaguará
Vergara (1997)	Quebrada Paipa (Ataco)	Maastrichtiano	<p><i>Rugoglobigerina hexacamerata</i>; <i>R. macrocephala</i>; <i>R. scotti</i>; <i>Laeviheterohelix glabrans</i>; <i>Globigerinelloides multispina</i>; <i>Siphogenerinoides parva</i>; <i>Siphogenerinoides bermúdezi</i>; <i>S. uhli</i>. Nivel de Lutitas y Arenas. Maastrichtiano</p>	Parte alta de la Formación Yaguará
Vergara (1997)	Quebrada Paipa (Ataco)	Maastrichtiano	<p><i>Rugoglobigerina ornata</i>; <i>Osangularia cordleriana</i>, <i>O. rugosa</i>; <i>Præbulimina kickapoensis</i>; <i>Gavellinella</i>; <i>Giroldinoides</i>; <i>P. carseye</i>. Lidita Superior. Campaniano a Maastrichtiano</p>	Formación Lidita Superior
Mendiveiso (1993)	Quebrada Itaibe (Cauca)	Campaniano a Maastrichtiano	<p><i>Ostrea nicaisei</i> Coquand; <i>Pycnodonte (Phygraea) Vesicularis</i> (LAMARK); <i>Hytissa?</i> sp. aff. <i>Hytissa larviformis</i> (GABB); <i>Anomia</i> sp.; <i>Plicátula</i> sp. aff. <i>P. Multiplica</i> (Coquand) cf. <i>Eponides</i>; <i>Anomia</i> sp.; <i>Plicátula</i> sp. aff. <i>P. Multiplica</i> (Coquand); <i>Pycnodonte (Phygraea) Vesicularis</i> (LAMARK); <i>Globigerina cretacea</i> (CUSHMAN); <i>Heterohelix</i> sp.; <i>Rugoglobigerina</i> sp.; <i>Orthokarstenia</i> sp.; <i>Orthokarstenia ewaldi</i> (Kst); <i>Orthokarstenia cretacea</i> (CUSHMAN); <i>Anomalina redmondi</i>; <i>Orthokarstenia bramlettei</i> (CUSHMAN y HEDBERG); <i>Orthokarstenia clavata</i> cf.; <i>Eponides</i> cf.; <i>Orthokarstenia</i> sp. aff.; <i>O. clavata</i>; <i>Whellerella magdalenensis</i> PETERS; <i>Neobulimina</i> sp.; <i>Bulliminella</i>. Grupo Guadalupe. Campaniano temprano</p>	Formación Lidita Superior a Formación Yaguará
Petters (1955)	Girardot y Suroccidente del VSM	Campaniano a Maastrichtiano	<p><i>Bulimina</i> spp.; <i>Buliminella</i> spp.; <i>Siphogenerinoides bermudezi</i> Stone; <i>S. clarki</i> Cushman y Campbell; <i>S. revoluta</i> Stone; <i>Sporobulimina perforata</i> Stone; <i>Ammobaculites colombianus</i>. Campaniano a Maastrichtiano</p>	Formación Yaguará, parte baja de la Formación Seca
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Paipa (Ataco)	Campaniano	<p><i>Hauericeras</i> sp. Formación Lidita Superior. Campaniano</p>	Formación Lidita Superior
Tchegliakova y Mojica (2001)	Girardot-Nariño	Campaniano	<p><i>Globigerinelloides multispinus</i> y <i>G. prairiehillensis</i>. Adicionalmente, <i>Pseudoguembelina costulata</i>. Formación Lidita Superior. Campaniano</p>	Formación Lidita Superior

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Guerrero et al. (2000)	Quebrada Talora (Piedras)		<i>Buliminella colonensis</i> ; <i>Neobulimina canadensis</i> ; <i>Praebulimina reussi</i> ; <i>Bolivina incrassata</i> ; <i>Gavelinella spissocostata</i> ; <i>Marginulopsis decursecostata</i> ; <i>Siphogenerinoides cretacea</i> ; <i>Loxostoma clavatum</i> ; <i>Loxostoma plaitum</i> ; <i>Sporobuliminella stainforthi</i> ; <i>Haplophragmoides perexplicatus</i> ; <i>Siphogenerinoides uhli</i> ; <i>Lenticulina oligostegius</i> ; <i>Praebulimina laddi</i> ; <i>Siphogenerinoides revoluta</i> ; <i>Gavelina velascoensis</i> ; <i>Bolivina incrassata gigantea</i> ; <i>Bolivinoidea draco</i> ; <i>Gavelinella semicomplanata</i> ; <i>Marginulina curvisepta</i> ; <i>Bolivinoidea decoratus</i> ; <i>Pseudouvirgerina cretacea</i> ; <i>Gavelinella nacatochensis</i> ; <i>Bolivina incrassata gigantea</i> ; <i>Loxostoma gemum</i> ; <i>Gavelinella erikdalensis</i> ; <i>Anomalina nelsoni</i> ; <i>Cyroidinoides cretacea</i> ; <i>Pseudouvirgerina plummerae</i> ; <i>Cyroidinoides depressa</i> ; <i>Osangularia cordieriana</i> . Formación Lidita Superior. Campaniano tardío	Formación Lidita Superior
Vergara (1994)	Sección Ataco (Tolima), quebrada Bambucá (Aipe) y sección Betania (Yaguará)	Campaniano	<i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Heterohelix</i> sp.; <i>Hedbergella</i> sp.; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Hedbergelliids</i> ; <i>Globotruncanids</i> ; <i>Praebulimina carseyae</i> ; <i>Praebulimina reussi</i> ; <i>Praebulimina petroleana</i> ; <i>Praebulimina kickapooensis</i> ; <i>Praebulimina mendezensis</i> ; <i>Praebulimina trihedra</i> ; <i>Praebulimina</i> sp.; <i>Pyramidina prolixa</i> ; " <i>Buliminella</i> " <i>colonensis</i> ; " <i>Buliminella</i> " <i>fabilis</i> ; <i>Sporobuliminella stainforthi</i> ; <i>Sporobulimina perforata</i> ; <i>Neobulimina canadensis</i> ; <i>Siphogenerinoides cretacea</i> ; <i>Siphogenerinoides revoluta</i> ; <i>Siphogenerinoides uhli</i> ; <i>Siphogenerinoides bermudezi</i> ; <i>Siphogenerinoides</i> sp.; " <i>Cyroidina</i> " <i>depressa</i> ; <i>Cyroidinoides</i> sp.; " <i>Cibicides</i> " <i>subcarinatus</i> ; " <i>Cibicides</i> "; <i>Planulina correcta</i> ; <i>Gavelinella sandigei</i> ; <i>Bolivina explicata</i> ; <i>Bolivina</i> sp.; <i>Loxostomun</i> sp.; " <i>Valvulinera</i> " <i>allomorphinoides</i> ; <i>Wheelerella magdalenaensis</i> ; " <i>Anomalina</i> " <i>redmondi</i> ; <i>Osangularia cordieriana</i> ; <i>Loxostomun clavatum</i> ; <i>Dolina</i> ; <i>Dolina</i> sp.; <i>Nodosaria</i> sp.; <i>Nodosarella</i> sp.; <i>Nodosariids</i> ; <i>Buliminids</i> ; <i>Ammobaculites</i> sp. Formación Lidita Superior. Campaniano tardío	Formación Lidita Superior
Bürgl (1961)	Anticlinal de Chicumbe (Ortega)		<i>Siphogenerinoides bermudezi</i> STONE; <i>Siphogenerinoides revoluta</i> STONE; <i>Bulimina prolixa</i> CUSHMAN & PARKER; <i>Buliminella carseyae</i> PLUMMER; <i>Sporobulimina perforata</i> STONE; <i>Sporobuliminella stainforthi</i> STONE; <i>Wheelerella magdalenaensis</i> PETTERS; <i>Dentalina</i> cf. <i>lorneina</i> D'ORBIGNY; <i>Allomorphina trochoides</i> (REUSS). Lidita Superior. Campaniano	Formación Lidita Superior
Petters (1955)	Valle Superior del Magdalena		<i>Siphogenerinoides uhli</i> Petters; <i>Sporobulimina perforata</i> Stone y <i>Sporobulimina stainforthi</i> Stone típicas de la parte inferior de <i>Siphogenerinoides cretacea</i> . Campaniano	Formación Lidita Superior y parte baja de la Formación Yaguará
Bürgl y Dümit (1954)	Vía Girardot-Nariño		<i>Stantonoceras</i> spec.; <i>Nostoceras</i> div. spec. indet.; <i>Turrilites</i> spec. aff. <i>splendidus</i> SHUMARD; <i>Pachydiscus</i> (?) spec.; <i>Gryphaeostrea vomer</i> (MORTON); <i>Buliminella carseyae</i> PLUMMER; <i>Sporobulimina perforata</i> STONE; <i>Neobulimina canadensis</i> CUSHMAN & WICKENDEN; <i>Wheelerella magdalenaensis</i> PETTERS; <i>Cyroidina depressa</i> (ALTH); <i>Rectogümbelina</i> spec. indet.; <i>Siphogenerinoides clarki</i> CUSHMAN & CAMPBELL; <i>Siphogenerinoides</i> sp. aff. <i>clarki</i> ; <i>Siphogenerinoides bermudezi</i> STONE; <i>Siphogenerinoides reticulata</i> STONE; <i>Siphogenerinoides landesi</i> STONE; <i>Bulimina exigua</i> CUSHMAN & PARKER; <i>Bulimina prolixa</i> CUSHMAN & PARKER; <i>Bulimina rickapooensis</i> COLE; <i>Bulimina aspera</i> COLE; <i>Bulimina reussi navarroensis</i> CUSHMAN & PARKER; <i>Siphogenerinoides cretacea</i> CUSHMAN. K3, K2c, K2b. Campaniano	Formación Lidita Superior y parte baja de la Formación Yaguará

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Paipa (Ataco)	Santoniano Campaniano	<i>Patagiosites</i> cf. <i>patagiosus</i> (Schlüter, 1867). Formación El Cobre a Formación Lidita Superior. Santoniano a Campaniano	Formación Aipe a Formación Lidita Superior
Tchegliakova y Mojica (2001)	Girardot-Nariño		<i>Hedbergella planispira</i> ; <i>Dicarinella concavata</i> ; <i>Laeviheterohelix pulchra</i> ; <i>Archaeoglobigerina cretacea</i> ; <i>Contusotruncana fornicata</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> (morfortipo <i>H. globulosa</i> , sensu Nederbragt 1991); <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Dicarinella primitiva</i> ; <i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Concavatotruncana canaliculata</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> (morfortipo <i>H. russi</i> , sensu Nederbragt 1991); <i>Whiteinella inornata</i> ; <i>W. cf. baltica</i> ; <i>Archaeoglobigerina cretacea</i> ; <i>A. blowi</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> (morfortipo <i>H. reussi</i> , sensu Nederbragt 1991); <i>H. globulosa</i> y <i>Laeviheterohelix pulchra</i> ; <i>Rugoglobigerina rugosa</i> ; <i>Rugoglobigerina ornata</i> ; <i>Laeviheterohelix glabrans</i> . Formación Lutitas y Areniscas. Santoniano a Campaniano	Formación Aipe/Aico
Guerrero et al. (2000)	Quebrada Talora (Piedras)		<i>Heterohelix reussi</i> ; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Heterohelix globocarinata</i> ; <i>Buliminella colonensis</i> ; <i>Neobulimina canadensis</i> ; <i>Praebulimina reussi</i> ; <i>Anomalina redmondi</i> ; <i>Bolivinoidea</i> sp.; <i>Buliminella vitrea</i> ; <i>Bulimina compressa</i> ; <i>Bolivina explicata</i> ; <i>Haplophragmoides rugosus</i> ; <i>Haplophragmoides calculata</i> ; <i>Praebulimina kickapoensis</i> ; <i>Pyramidina rudita</i> ; <i>Bolivina incrassata</i> ; <i>Trochammina</i> spp.; <i>Bathysiphon</i> ; <i>Gavilina spissocostata</i> ; <i>Marginulopsis decursecostata</i> ; <i>Siphogenerinoides reticulata</i> ; <i>Sporobuliminella stainforthi</i> ; <i>Haplophragmoides perexplicatus</i> ; <i>Siphogenerinoides cretacea</i> ; <i>Ammobaculites texana</i> ; <i>Loxostoma clavatum</i> ; <i>Loxostoma plaitum</i> . Formación El Cobre. Santoniano tardío a Campaniano temprano	Formación Aipe/Aico
Royo y Gómez (1942)	Baraya y Tello (Huila)		<i>Ostrea nicaisei</i> Goq.; <i>Ostrea</i> sp.; <i>Corbula</i> cf. <i>raimondi</i> Gabb.; <i>Corbula</i> sp. (C. cf. <i>peruana</i> Gabb); <i>Cardita</i> sp.; <i>Cardium</i> sp.; <i>Tellina</i> (<i>Linearia</i>) <i>andium</i> Gerht.?.; <i>Crassatella</i> sp. Nov.; <i>Astarte</i> sp. nov.; <i>Pycnodonta vesicularis</i> ; <i>Exogyra costata</i> Say.?.; <i>Turritella</i> sp.; <i>Pleurothoma</i> (<i>Asthenothoma</i>) <i>comonensis</i> Fritzche.; <i>Pteroceras</i> sp. Formación Guadalupe. Senonense a Campaniense	Grupo Olini
Guerrero et al. (2000)	Quebrada Cardona y quebrada Hondita (Piedras)		<i>Heterohelix reussi</i> ; <i>Archaeoglobigerina cretacea</i> ; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Hastigerinoides</i> sp. Formación Lidita Inferior. Santoniano	Formación Lidita Inferior
Villamil (1998)	Quebrada Oliní (Chaparral) y río Yaguará (Yaguará)		<i>Texanites</i> sp.; <i>Lenticeras baltai</i> ; <i>Paralenticeras sieversi</i> ; <i>I. sp. cf. Cordiceramus bueltenis</i> ; <i>Platyceramus</i> sp. cf. <i>P. cycloides vanuxemiformis</i> ; <i>P. cycloides ahsenensis</i> ; <i>Sergipia</i> sp. nov.; <i>Endocostea</i> sp. cf. <i>E. baltica</i> . Grupo Olini. Santoniano	Grupo Olini
Vergara (1997)	Quebrada Paipa (Ataco)		<i>Protexanites</i> sp.; <i>Texanites texanum</i> ; <i>Contusotruncana</i> cf. <i>fornicata</i> ; <i>Globotruncana</i> (= <i>Concavatotruncana</i>) <i>canaliculata</i> . Lidita Inferior. Santoniano	Formación Lidita Inferior
Vergara (1994)	Sección Ataco (Tolima)		<i>Laeviheterohelix pulchra</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Heterohelix</i> sp.; <i>Hedbergella</i> sp.; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Archaeoglobigerina</i> sp.; <i>Globigerinelloides</i> sp.; <i>Contusotruncana</i> cf. <i>fornicata</i> ; <i>Globotruncanids</i> ; <i>Praebulimina carseyae</i> ; <i>Praebulimina reussi</i> ; <i>Praebulimina</i> sp.; <i>Pyramidina proluxa</i> ; "Anomalina" <i>redmondi</i> ; <i>Bolivina</i> sp.; "Gyroidina" <i>depressa</i> ; <i>Gavelinella</i> sp.; <i>Nodosariids</i> ; <i>Buliminids</i> . Lidita Inferior. Santoniano	Formación Lidita Inferior
Bürgl y Dümit (1954)	Vía Girardot-Nariño		<i>Anomalina redmondi</i> PETERS; <i>Haplophragmoides excavata</i> CUSHMAN & WATERS; <i>Ammobaculites coprolithiformis</i> (SCHWAGER); <i>Bulimina compressa</i> CARSEY; <i>Dentalina lorieana</i> D'ORBIGNY; <i>Ammobaculites alexanderi</i> CUSHMAN; <i>Buliminella carseyae</i> PLUMMER; <i>Bulimina proluxa</i> CUSHMAN & PARKER; <i>Gyroidina compressa</i> (ALTH). K4b, K4a, K34. Santoniano	Formación Aipe/Aico

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Bambucá (Aipe)		<i>Paratexanites</i> ? sp. Formación Loma Gorda. Coniaciano temprano a Santoniano medio	Formación Loma Gorda
Guerrero et al. (2000)	Quebrada Cardona y quebrada Hondita (Piedras)		<i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Heterohelix reussi</i> ; <i>Heterohelix lata</i> ; <i>Heterohelix pulchra</i> ; <i>Heterohelix globocarinata</i> ; <i>Marginotruncana coronata</i> ; <i>Hedbergella flandrini</i> ; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Archaeoglobigerina cretacea</i> ; <i>Archaeoglobigerina bosquensis</i> ; <i>Heterohelix carinata</i> ; <i>Pseudogüembelina costulata</i> ; <i>Contusotruncana fornicata</i> ; <i>Hastigerinoides</i> sp.; <i>Ammobaculites</i> ; <i>Haplophragmoides walteri</i> . Formación Lomagorda. Coniaciano a Santoniano temprano	Formación Loma Gorda
Vergara (1997)	Quebrada Paipa (Ataco)	Coniaciano a Santoniano	<i>Inoceramus peruanus</i> ; <i>I. labiatus</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Concavatotruncana (=Dicarinella) concavata</i> ; <i>Marginotruncana sinuosa</i> ; <i>Contusotruncana cf. fornicata</i> ; <i>Bolivina explicata</i> ; <i>Anomalina redmondi</i> . Formación Lomagorda. Coniaciano a Santoniano temprano	Formación Loma Gorda
Vergara (1994)	Sección Ataco (Tolima)		<i>Laeviheterohelix pulchra</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Heterohelix</i> sp.; <i>Hedbergella planispira</i> ; <i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Hedbergella</i> sp.; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Whiteinella inornata</i> ; <i>Whiteinella</i> ; <i>Concavatotruncana concavata</i> ; <i>Marginotruncana sinuosa</i> ; <i>Marginotruncana</i> sp.; <i>Contusotruncana cf. fornicata</i> ; gen. et spec. indet. ex <i>Globotruncanidea</i> ; <i>Bolivina explicata</i> ; ? <i>Tritaxia</i> sp. Formación Lomagorda. Coniaciano a Santoniano	Formación Loma Gorda
Mendiveiso (1993)	Quebrada Itaibe (Cauca)		Gen. nov. aff. <i>Reesidites</i> sp. aff. <i>R. (?) leonhardtianus</i> (KARSTEN); (?) Gen. nov. sp. nov. cf. <i>Reesidites minimum</i> (HAYASAKA ANO FUKANDA); <i>Inoceramus</i> sp. nov.; gr. <i>I. Costellatus</i> woods. Grupo Villeta. Coniaciano temprano a Santoniano	Formación Loma Gorda
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Paipa (Ataco)		<i>Prionocycloceras</i> sp.; <i>Subprionotropis colombianus</i> (Basse 1950); <i>Baculites</i> sp.; <i>Paralenticeras cf. sieversi</i> (Gerhardt, 1897a); <i>Peroniceras (Peroniceras) cf. tridorsatum</i> (Schlüter, 1867); <i>Prionocycloceras guayabanum</i> (Steinmann en Gerhardt, 1897b); <i>Didymotis</i> sp. o <i>Sergipia</i> sp.; <i>Didymotis variabilis</i> Gerhardt, 1897b; <i>Platyceramus?</i> sp. Formación Hondita a Formación Lidita Inferior. Coniaciano	Formación Loma Gorda y Formación Lidita Inferior
Patarroyo (2011)	Quebrada Bambucá (Aipe)		<i>Subprionotropis colombianus</i> ; <i>Paralenticeras siversi</i> ; <i>Ankinatsytes venezolanus</i> ; <i>Barroisiceras cf. onilahyense</i> ; <i>Forresteria (F.)</i> sp.; <i>Eulophoceras jacobi</i> ; <i>Peroniceras (P.) subtricarinatum</i> ; <i>Hauericeras cf. madagascarensis</i> ; <i>Ethyceramus madagascarensis</i> ; <i>Didymotis</i> sp. Formación Loma Gorda. Coniaciano	Formación Loma Gorda
Tchegliakova y Mojica (2001)	Girardot-Nariño	Coniaciano	<i>Marginotruncana angusticarinata</i> ; <i>Marginotruncana sigali</i> ; <i>Hedbergella planispira</i> ; <i>Dicarinella concavata</i> ; <i>Laeviheterohelix pulchra</i> ; <i>Archaeoglobigerina cretacea</i> ; <i>Contusotruncana fornicata</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> (morfotipo <i>H. glubulosa</i> , sensu Nederbragt 1991); <i>Archaeoglobigerina blowi</i> y <i>Dicarinella primitiva</i> . Formación Lidita Inferior. Coniaciano	Formación Lidita Inferior
Guerrero et al. (2000)	Quebrada Cardona y quebrada Hondita (Piedras)		<i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Heterohelix reussi</i> ; <i>Whiteinella inornata</i> ; <i>Heterohelix lata</i> ; <i>Heterohelix pulchra</i> ; <i>Heterohelix globocarinata</i> ; <i>Hedbergella flandrini</i> ; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Archaeoglobigerina cretacea</i> ; <i>Archaeoglobigerina bosquensis</i> ; <i>Heterohelix carinata</i> ; <i>Contusotruncana fornicata</i> ; <i>Karrerella</i> spp.; <i>Buliminella</i> spp.; <i>Præbulimina aff. kickapoensis</i> ; <i>Præbulimina cf. reussi</i> ; <i>Neobulimina aff. canadensis</i> . Formación Lomagorda. Coniaciano	Formación Loma Gorda
Villamil (1998)	Quebrada Oliní (Chaparral) y río Yaguará (Yaguará)		<i>Gauthiericeras</i> sp. cf. <i>Bajuvaricum</i> ; <i>Subprionotropis colombianus</i> ; <i>Prionocycloceras guayabanum</i> ; <i>Barroisiceras (B.) subtuberculatum</i> ; <i>Baculites inornatus</i> ; <i>Hauericeras</i> sp. cf. <i>H. gardeni</i> ; <i>Peroniceras</i> sp. aff. <i>P. canaense</i> ; <i>Sergipia</i> ; <i>Dydymotis</i> ; <i>Didymotis roemeri</i> . Formación La Frontera. Coniaciano temprano a tardío	Formación Loma Gorda
De Porta (1965)	Barrera Girardot-Cuataquí		<i>Peroniceras (Gauthiericeras) bajuvaricum</i> (Redtenbacher); <i>Inoceramus peruanus</i> (Brüggen); <i>Monotis</i> sp.; <i>Globigerina</i> ; <i>Güembelina</i> ; <i>Texanites</i> aff. <i>serratmarginatus</i> ; <i>Globigerina cretacea</i> ; <i>Globigerina</i> sp. Formación Loma Gorda. Coniaciano	Formación Loma Gorda

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Bürgl (1961)	Anticinal de Chicambe (Ortega)	Coniaciano	<i>Prionocycloceras mediotuberculatum</i> (GERHARDT); <i>Forresteria (Niceforoceras) subtuberculatum</i> (GERHARDT); <i>Inoceramus peruanus</i> BRÜGGEN; <i>Inoceramus labiatus</i> SCHLOTHEIM; <i>Monotis roemeri</i> (KARSTEN); <i>inoceramus aequivalvis</i> BRÜGGEN; <i>Globigerina cretacea</i> D'ORBIGNY; <i>Guembelina</i> cf. <i>globulosa</i> EHRENBERG; <i>Ventilabrella eggeri</i> CUSHMAN. Horizontes de ruedas de carreta. Coniaciano	Formación Loma Gorda, parte inferior
Bürgl (1959)	Vía Paicol-La Plata (Yaguará)		<i>Inoceramus peruanus</i> BRÜGGEN. Horizontes con ruedas de carreta. Coniaciano	Formación Loma Gorda, parte inferior
Bürgl y Dümit (1954)	Vía Girardot-Nariño	Turoniano a Coniaciano	<i>Prionocycloceras guayabanum</i> (STEINMANN); <i>Barroisiceras (Harleites) spec.</i> ; <i>Barroisiceras spec.</i> ; <i>Peroniceras moureti</i> DE GROSSOUVRE; <i>Prionocycloceras guayabanum</i> (STEINMANN); <i>Collignoniceras woolgari</i> (MEEK); <i>Barroisiceras subtuberculatum</i> (GERHARDT); <i>Texanites aff. serotomarginatus</i> (REDTENBACHER); <i>Monotis (Didymotis) roemeri</i> (KARSTEN); <i>Inoceramus peruanus</i> BRUEGGEN; <i>Cümbelina globulosa</i> EHRENBERG; <i>Globigerina cretacea</i> D'ORBIGNY. K6b, K6a y K5. Coniaciano	Formaciones Aipe/Aico y Lidita Inferior
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Bambucá (Aipe)		<i>Benueites spinosus</i> Reymont, 1954; <i>Hoplitooides</i> sp.; <i>Hoplitooides cf. ingens</i> (von Koenen, 1898); <i>Glyptoxoceras cf. indicum</i> (Forbes, 1846); <i>Paralenticeras cf. sieversi</i> (Gerhardt, 1897a); <i>Forresteria (Harleites) cf. petrocariensis</i> (Coquand, 1859); <i>Peroniceras</i> sp.; <i>Anomia colombiana</i> Villamil, 1996; <i>Mytiloides</i> sp. Villamil (1998); <i>Anomia cf. papyracea</i> (d'Orbigny, 1847, non Deheè, 1924? en Villamil 1996); <i>Mytiloides</i> sp. Villamil & Arango (1998). Formación Hondita. Turoniano a Coniaciano	Formación Hondita
Patarroyo (2011)	Quebrada Bambucá (Aipe)	Turoniano a Coniaciano	<i>Quitmaniceras?</i> sp.; <i>Morrowites</i> sp.; <i>Benueites?</i> sp.; <i>Nannovascoceras?</i> sp.; <i>Mitonia gracilis</i> ; <i>Choffaticeras</i> (C.) cf. <i>segne</i> ; <i>Fagesia cf. catinus</i> ; <i>Neoptychites cf. andinus</i> ; <i>Codazziceras ospinae</i> ; <i>Hoplitooides cf. lagiraldae</i> ; <i>Allocrioceras</i> sp.; <i>Paramammites?</i> sp.; <i>Hoplitooides</i> sp.; <i>Hoplitooides ingens</i> ; <i>Prionocycloceras guayabanum</i> ; <i>Prionocycloceras</i> sp.; <i>Gauthiericeras</i> sp.; <i>Anagaudryceras?</i> sp.; <i>Reesidites subtuberculatum</i> ; <i>Subprionotropis colombianus</i> ; <i>Anomia</i> sp.; <i>Mytiloides goppelnensis</i> ; <i>Mytiloides kossmati</i> ; <i>Mytiloides scupini</i> . Formación Loma Gorda. Turoniano temprano a Coniaciano	Formación Hondita
Vergara (1997)	Quebrada El Ocal (Yaguará)		<i>Benueites</i> sp.; <i>Didymotis roemeri</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Heterohelix</i> sp.; <i>Hedbergella planispira</i> . Formación Hondita. Turoniano tardío a Coniaciano temprano	Formación Hondita
Vergara (1994)	Sección Ataco (Tolima)	Turoniano a Coniaciano temprano	<i>Benueites</i> sp.; <i>Didymotis roemeri</i> ; <i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> ; <i>Heterohelids</i> ; <i>Concavatotruncana canaliculata</i> ; <i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> ; <i>Helvetoglobotruncana</i> sp.; <i>Whiteinella archaeocretacea</i> ; <i>Whiteinella</i> sp.; <i>Laeviheterohelix pulchra</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Heterohelix</i> sp.; <i>Hedbergella planispira</i> ; <i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Hedbergella</i> sp.; <i>Hedbergella</i> idet. Formación Hondita.	Formación Hondita
Villamil (1998)	Quebrada Oliní (Chaparral) y río Yaguará (Yaguará)		<i>Barroisiceras subtuberculatum</i> ; <i>Paralenticeras</i> ; <i>Eulophoceras</i> ; <i>Mytiloides striatoconcentricus carpathicus</i> ; <i>M. striatoconcentricus striatoconcentricus</i> . Formación La Frontera. Turoniano a Coniaciano	Formación Hondita
Paez et al. (2021)	Quebrada Paipa (Ataco)	Turoniano	<i>Anomia</i> ; <i>Heterohelix</i> spp. 93,22 ± 0,085 con U-Pb. Formación La Luna. Cretácio Superior (Turoniano)	Formación Hondita
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Paipa (Ataco)		<i>Reymenticoceras cf. nodosoidesappelatus</i> (Kennedy, 2018; modificado de Etayo-Serna, 1979); <i>Wrightoceras cf. munieri</i> (Pervinquière, 1907); <i>Benueites cf. trinidadensis</i> Renz, 1982; <i>Hoplitooides cf. lagiraldae</i> Etayo-Serna, 1979; <i>Gauthiericeras?</i> sp.; <i>Glyptoxoceras</i> sp.; <i>Anomia cf. papyracea</i> (D'Orbigny, 1847, non Deheè, 1924? en Villamil 1996); <i>Mytiloides?</i> sp. Formación Hondita. Turoniano	Formación Hondita

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Guerrero et al. (2000)	Quebrada Cardona y quebrada Hondita (Piedras)	Turoniano	<i>Hedbergella planispira</i> ; <i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Hedbergella simplex</i> ; <i>Whiteinella baltica</i> ; <i>Whiteinella archaeocretacea</i> ; <i>Whiteinella inornata</i> ; <i>Heterohelix reussi</i> ; <i>Dicarinella canaliculata</i> ; <i>Dicarinella imbricata</i> ; <i>Heterohelix lata</i> ; <i>Heterohelix pulchra</i> ; <i>Marginotruncana renzi</i> ; <i>Marginotruncana sigali</i> ; <i>Heterohelix globocarinata</i> ; <i>Gümbelina</i> sp.; <i>Hedbergella flandrini</i> ; <i>Dicarinella primitiva</i> ; <i>Archaeoglobigerina cretacea</i> ; <i>Hedbergella holmdelensis</i> ; <i>Globigerinelloides ultramica</i> ; <i>Archaeoglobigerina blowi</i> ; <i>Archaeoglobigerina basquensis</i> ; <i>Bolivina cretosa</i> ; <i>Turritella</i> spp.; <i>Anomalina redmondi</i> ; <i>Virgulina</i> spp.; <i>Neobulimina</i> aff. <i>canadensis</i> . Formación Lomagorda. Turoniano	Formación Hondita
Villamil (1998)	Quebrada Oliní (Chaparral) y río Yaguará (Yaguará)		<i>Wrightoceras munieri</i> ; <i>Vascoceras barcoisense</i> ; <i>Watinoceras reesidei</i> ; <i>Wrightoceras munieri</i> ; <i>Mammites</i> sp.; <i>Pseudoneoptychites andinus</i> ; <i>Kamerunoceras ganuzai</i> ; <i>Neoptychites transitorium</i> ; <i>Hoplitoides wohlmanni</i> ; <i>Mitonia venezolana</i> ; <i>Pseudoneoptychites difficilis</i> ; <i>Vascoceras venezolanum</i> ; <i>Benueites reymonti</i> ; <i>Glyptoxoceras</i> sp. cf. <i>G. indicum</i> ; <i>Anagaudryceras</i> sp.; <i>Mammites nodosodesappelatus</i> ; <i>Mammites nodosoides</i> ; <i>Mitonia evoluta</i> ; <i>Watinoceras reesidei</i> ; <i>Nannovascoceras constrictum</i> ; <i>Pseudodaspidoceras armatum</i> ; <i>Vascoceras proprium</i> ; <i>Benueites benueensis</i> ; <i>Fagesia</i> ; <i>Hoplitoides</i> ; <i>Mammites spinosus</i> ; <i>Wrightoceras mirabilis</i> ; <i>Anomia colombiana</i> ; <i>Mytiloides kossmati</i> ; <i>Mytiloides mytiloides arcuata</i> ; <i>Sergipia</i> sp.; <i>Phelopteria</i> ; <i>Mytiloides labiatus</i> ; <i>Mytiloides subhercynicus</i> ; <i>Mytiloides modelianensis</i> ; <i>M. striatoconcentricus carpathicus</i> . Formación La Frontera. Turoniano	Formación Hondita
Vergara (1997)	Quebrada Paipa (Ataco)		<i>Concavototrancana (Dicarinella) canaliculata</i> ; <i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> . Formación Hondita. Turoniano	Formación Hondita
Vergara (1994)	Quebrada El Ocal (Yaguará)		<i>Heterohelix globulosa</i> ; <i>Heterohelix</i> cf. <i>moremani</i> ; <i>Heterohelix</i> sp.; <i>Hedbergella planispira</i> ; <i>Hedbergella</i> sp.; <i>Globigerinelloides</i> cf. <i>escheri</i> ; <i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Heterohelix</i> sp.; <i>Ammobaculites</i> sp. Formación Hondita. Turoniano temprano	Formación Hondita
Mendivelso (1993)	Quebrada Itaibe (Cauca)		<i>Mytiloides</i> sp. aff. <i>aequivalvis</i> (BRÜGGEN); <i>Inoceramus</i> sp.; Ind. <i>Anomia</i> sp.; <i>Mytiloides</i> sp. gr. <i>M. labiatus</i> (Schlotheim) (?); <i>Didymotis variabilis</i> (GERHARD); <i>Mityloides labiatus</i> (SCHLOTHEIM); <i>Ostrea</i> sp.; <i>Picnodonte</i> sp. ind. juv. Grupo Villeta. Turoniano	Formación Hondita
De Porta (1965)	Barrera Girardot-Guataquí		<i>Coilopoceras</i> sp. <i>Thomasites</i> sp.; <i>Inoceramus</i> sp.; <i>Globigerina</i> ; <i>Gümbelina</i> . Formación Hondita. Turoniano	Formación Hondita
Bürgl (1961)	Anticlinal de Chicumbe (Ortega)		<i>Mammites</i> aff. <i>nodosoides</i> (SCHLOTHEIM); <i>Vascoceras</i> cf. <i>gamai</i> CHOFFAT; <i>Thomasites</i> sp.; <i>Pseudaspidoceras</i> sp.; <i>Mammites</i> aff. <i>nodosoides</i> (SCHLOTHEIM); <i>Coilopoceras colleti</i> HYATT; <i>Inoceramus labiatus</i> SCHLOTHEIM; <i>Inoceramus peruanus</i> BRÜGGEN. Turoniano	Formación Hondita
Bürgl (1959)	Norte de Yaguará		<i>Exogyra</i> aff. <i>alisiponensis</i> SHARPE; <i>Ostrea nicaisei</i> COQUAND. Formación La Frontera. Turoniano	Formación Hondita
Bürgl y Dümit (1954)	Vía Girardot-Nariño		<i>Coilopoceras</i> aff. <i>colleti</i> HYATT; <i>Thomasites rollandi complanata</i> PERVINQUIERE; <i>Coilopoceras</i> aff. <i>grassouvrei</i> HYATT; <i>Inoceramus labiatus</i> SCHLOTHEIM; <i>Gümbelina globulosa</i> EHRENBERG; <i>Globigerina cretacea</i> D'ORBIGNY; <i>Bulimina proluxa</i> CUSHMAN & PARKER; <i>Buliminella colonensis</i> CUSHMAN & PARKER; <i>Globotruncana marginata</i> (REUSS). K7b, K7a. Turoniano	Formación Hondita

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Paez et al. (2021)	Quebrada Oliní (Chaparral)		<i>Anomia</i> ; <i>Heterohelix</i> spp.; fragmentos de peces; <i>Zeughrabdodus</i> spp.; <i>Polypodorharbdus</i> spp.; <i>Prediscosphaera</i> spp.; <i>Watznaueria</i> spp.; <i>Eiffellithus</i> spp.; Polycycloliths; <i>Quadrum gartneri</i> ; <i>Eprolithus eptapetalus</i> ; <i>Eiffellithus eximius</i> ; <i>Radiolithus planus</i> ; <i>Radiolithus undosus</i> ; <i>Eprolithus octopelatus</i> ; <i>Helenia chiastia</i> ; <i>Axopodorhabdus albianus</i> . Shale de Bambucá a Formación La Luna. Cenomaniano tardío a Turoniano temprano	Formación Bambucá a Formación Hondita
	Quebrada Paipa (Ataco)		<i>Anomia</i> ; <i>Heterohelix</i> spp.; fragmentos de peces; <i>Zeughrabdodus</i> spp.; <i>Polypodorharbdus</i> spp.; <i>Prediscosphaera</i> spp.; <i>Watznaueria</i> spp.; <i>Eiffellithus</i> spp.; Polycycloliths; <i>Quadrum gartneri</i> ; <i>Eprolithus octopetalus</i> ; <i>Eiffellithus eximius</i> ; <i>Eprolithus eptapetalus</i> ; <i>Radiolithus planus</i> ; <i>Radiolithus undosus</i> ; <i>Helenia chiastia</i> ; <i>Axopodorhabdus albianus</i> ; <i>Rothia</i> sp.; <i>Allemanites striatus</i> ; <i>Gartnerago nanum</i> ; <i>Gartnerago theta</i> . Shale de Bambucá a Formación La Luna. Cenomaniano tardío a Turoniano temprano	Formación Bambucá a Formación Hondita
Guerrero et al. (2000)	Quebrada Cardona y quebrada Hondita (Piedras)	Cenomaniano a Turoniano	<i>Hedbergella planispira</i> ; <i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Hedbergella simplex</i> ; <i>Whiteinella baltica</i> ; <i>Helvetoglobotruncana prahelvetica</i> ; <i>Whiteinella archaeocretacea</i> ; <i>Whiteinella inornata</i> ; <i>Heterohelix reussi</i> ; <i>Dicarinella canaliculata</i> ; <i>Dicarinella imbricata</i> ; <i>Heterohelix lata</i> ; <i>Heterohelix pulchra</i> ; <i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> ; <i>Marginotruncana renzi</i> ; <i>Marginotruncana sigali</i> ; <i>Heterohelix globocarinata</i> ; <i>Marginotruncana coronata</i> ; <i>Neobulimina</i> spp.; <i>Buliminella</i> spp.; <i>Gavelinella</i> aff. <i>cenomanica</i> ; <i>Gavelinella</i> ex. gr. <i>berthelini</i> ; <i>Ammobaculites</i> cf. <i>agglutinans</i> ; <i>Trochammina</i> cf. <i>stephemsoni</i> ; <i>Pyramidina</i> cf. <i>rudita</i> ; <i>Pseudopolymorphina</i> aff. <i>cuylleri</i> ; <i>Buliminella d'Orbigny</i> ; <i>Bolivina</i> spp.; <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>rugosus</i> ; <i>Ammobaculites</i> cf. <i>colombianus</i> ; <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>eggeri</i> ; <i>Haplophragmoides calcula</i> ; <i>Ammobaculites haplophragmoidaeformis</i> ; <i>Ammobaculites</i> cf. <i>coprolithiformis</i> ; <i>Ammobaculites</i> cf. <i>arenatus</i> ; <i>Bolivina cretacea</i> ; <i>Turritellella</i> spp.; <i>Anomalina redmondi</i> ; <i>Virgulina</i> spp.; <i>Haplophragmoides walteri</i> ; <i>Praebulimina</i> cf. <i>carseyae</i> ; <i>Praebulimina</i> cf. <i>reussi</i> ; <i>Apmphistegina</i> spp.; <i>Buliminella</i> aff. <i>colonensis</i> ; <i>Cassidulina</i> (?); <i>Neobulimina</i> aff. <i>canadensis</i> ; <i>Silicosigmoilina Haplophragmoides</i> cf. <i>zaratei</i> ; <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>excavata</i> ; <i>Appendicisporites auritus</i> ; <i>Oligosphaeridium</i> sp.; <i>Cassopollis</i> sp.; <i>Dinogymnium</i> sp.; <i>Raistrickia</i> sp.; <i>Dichastopollenites</i> sp. Formación Hondita. Cenomaniano a Turoniano	Formación Bambucá a Formación Hondita
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Bambucá (Aipe)		<i>Turritites</i> cf. <i>costatus</i> Lamarck, 1801. Formación Bambucá. Cenomaniano medio a temprano	Formación Bambucá
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Paipa (Ataco)		<i>Desmoceras</i> sp. Formación Bambucá. Cenomaniano	Formación Bambucá
Patarroyo (2011)	Quebrada Bambucá (Aipe)		<i>Acanthoceras</i> sp.; <i>Mariella</i> (M.) sp.; <i>Rhynchostreon</i> sp. Formación Hondita. Cenomaniano	Formación Bambucá
Guerrero et al. (2000)	Quebrada Cardona y quebrada Hondita (Piedras)	Cenomaniano	<i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Rotalipora brotzeni</i> ; <i>Whiteinella baltica</i> ; <i>Whiteinella paradubia</i> ; <i>Hedbergella planispira</i> ; <i>Hedbergella simplex</i> ; <i>Praeglobotruncana delrioensis</i> ; <i>Heterohelix moremani</i> ; <i>Globigerinelloides ultramicra</i> ; <i>Güembelina cenomana</i> ; <i>Whiteinella archaeocretacea</i> ; <i>Dicarinella canaliculata</i> ; <i>Dicarinella imbricata</i> ; <i>Whiteinella inornata</i> ; <i>Heterohelix reussi</i> ; <i>Heterohelix pulchra</i> ; <i>Gavelina cenomanica</i> ; <i>Praebulimina subcretacea</i> ; <i>Praebulimina primitiva</i> ; <i>Lenticulina gaultiana</i> ; <i>Neobulimina</i> spp.; <i>Karriella</i> spp.; <i>Buliminella</i> spp.; <i>Pyramidina minima</i> ; <i>Saccammina globosa</i> ; <i>Eggerella</i> spp.; <i>Arenobulimina</i> cf. <i>preslii</i> ; <i>Bolivina</i> aff. <i>euplectella</i> ; <i>Gavelinella</i> aff. <i>cenomanica</i> ; <i>Gavelinella</i> ex. gr. <i>berthelini</i> ; <i>Ammobaculites</i> cf. <i>agglutinans</i> ; <i>Trochammina</i> cf. <i>stephemsoni</i> ; <i>Pyramidina</i> cf. <i>rudita</i> ; <i>Pseudopolymorphina</i> aff. <i>cuylleri</i> ; <i>Buliminella d'Orbigny</i> ; <i>Bolivina</i> spp.; <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>rugosus</i> ; <i>Ammobaculites</i> cf. <i>colombianus</i> ; <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>eggeri</i> ; <i>Haplophragmoides calcula</i> ; <i>Ammobaculites haplophragmoidaeformis</i> ; <i>Ammobaculites</i> cf. <i>coprolithiformis</i> ; <i>Ammobaculites</i> cf. <i>arenatus</i> ; <i>Bolivina cretosa</i> ; <i>Turritellella</i> spp.; <i>Anomalina redmondi</i> ; <i>Virgulina</i> spp.; <i>Praebulimina</i> cf. <i>kickapoensis</i> ; <i>Haplophragmoides walteri</i> . Formación Hondita. Cenomaniano	Formación Bambucá

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Etayo y Carrillo (1996)	Quebrada El Ocal (Yaguará)	Cenomaniano	<i>Mariella (Wintonia) bosquensis</i> (Adkins); <i>Sharpeiceras laticlavium</i> (Sharpe); <i>Acompoceras renevieri</i> (Sharpe); <i>Costagyrta duplex</i> (Paulke); <i>Exogyra africana</i> (Coquand). Grupo Villeta. Cenomaniano temprano a tardío	Formación Bambucá
Mendivelso (1993)	Quebrada Itaiibe (Cauca)		<i>Cyrostrea africana</i> (LMK); <i>Crassostrea</i> sp. aff. <i>C. deletrei</i> (Coquand). Grupo Villeta. Cenomaniano	Formación Bambucá
Bürgli (1959)	Norte de Yaguará		<i>Exogyra squamata</i> D'ORBIGNY. Cenomaniano	Formación Bambucá
Villamil (1998)	Quebrada Oliní (Chaparral) y río Yaguará (Yaguará)	Albiano a Cenomaniano	<i>Inoceramus prefragilis</i> ; <i>Inoceramus</i> sp. cf. <i>I. etheridgei</i> ; <i>Entolium gregarium</i> ; <i>Camptonectes</i> sp. cf. <i>C. platessa</i> ; <i>Inoceramus</i> sp. cf. <i>I. prefragilis</i> ; <i>Posidonia</i> ; <i>Inoceramus etheridgei</i> ; <i>I.</i> sp. cf. <i>Platessa</i> ; <i>camptonectes</i> ; <i>Callistina</i> sp.; <i>Amusium</i> sp.; <i>Phlopteria</i> sp.; <i>Parengonoceras</i> ? cf. <i>P. discoides</i> ; <i>P.?</i> sp. cf. <i>P. elegans</i> ; <i>Metococeras</i> sp.; <i>Desmoceras</i> sp. cf. <i>chimuense</i> ; <i>Exogyra squamata</i> ; <i>Inoceramus pictus</i> ; <i>Exogyra boussingaultii</i> ; <i>Mediterraneotrigonia</i> sp. cf. <i>M. hondaana</i> ; <i>Wrightoceras munieri</i> ; <i>Vascoceras barcoisence</i> . Unidad sin denominación. Albiano más tardío a Cenomaniano tardío	Formación Bambucá
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Bambucá (Aipe)	Albiano	<i>Tegoceras</i> sp.; <i>Polyelliceras</i> ? sp.; <i>Desmoceras</i> ? sp.; <i>Carlosoceresiceras</i> o <i>Anadesmoceras</i> sp.; <i>Inoceramus</i> cf. <i>neocomiensis</i> d'Orbigny, 1846; <i>Entolium</i> sp.; <i>Cupressinocladus</i> ? sp.; <i>Eubrancoeras</i> sp.; <i>Hysteroeras</i> ? sp. Formación Calizas de Tetuán. Albiano temprano a tardío	Formación Tetuán
SGC-UNAL (2018)	Quebrada Paipa (Ataco)		<i>Dauvilleiceras</i> ? sp.; <i>Eubrancoeras</i> cf. <i>rinconi</i> (Etayo-Serna, 1979); <i>Desmoceras</i> sp.; <i>Polyelliceras</i> cf. <i>prorsocurvatum</i> (Gerhardt, 1897b); <i>Venezolliceras</i> cf. <i>robustum</i> (Renz, 1968); <i>Oxytropidoceras</i> cf. <i>hubbardi</i> (Knechtel, 1947); <i>Venezolliceras</i> cf. <i>intermedium</i> (Renz, 1982); <i>Dipoloceras</i> sp.; <i>Hysteroeras</i> cf. <i>andinum</i> Renz, 1971; <i>Mortonieras</i> cf. <i>subquadratum</i> (Spath, 1933); <i>Hysteroeras</i> sp.; <i>Mortonieras</i> cf. <i>pricei</i> (Spath, 1922); <i>Hamites</i> sp. Renz, 1982; <i>Desmoceras</i> sp. Formación Caballos a Formación Tetuán. Albiano temprano a tardío	Formación Caballos a Formación Tetuán
Villamil (1998)	Quebrada Oliní (Chaparral) y río Yaguará (Yaguará)		<i>Puzosia (Anapuzosia) tucuyensis</i> ; <i>Polyelliceras gevreyi</i> ; <i>Desmoceras latidorsatum latidorsatum</i> ; <i>Hamites</i> spp.; <i>Puzosia media</i> ; <i>Phylloceras moreti</i> ; <i>Tegoceras gladiator</i> ?; <i>Polyelliceras pseudolyelli</i> ; <i>Beudanticeras rebouli</i> ; <i>Lingula</i> sp.; <i>Inoceramus ewaldi</i> ; <i>Inoceramus neocomiensis</i> ; <i>Birostrina subsulcatiformis</i> ; <i>Birostrina concentrica</i> ; <i>Exogyra texana</i> ; <i>Ostrea</i> sp.; <i>Stramentum</i> sp.; <i>Inoceramus anglicus</i> ; <i>Inoceramus neocomiensis</i> ; <i>Birostrina</i> sp. aff. <i>B. munsoni</i> ; <i>Inoceramus</i> sp. cf. <i>I. richensis</i> ; <i>B.</i> sp. cf. <i>B. subsulcatiformis</i> ; <i>Ostrea</i> spp.; <i>Polyelliceras pseudolyelli</i> ; <i>Beudanticeras rebouli</i> ; <i>Polyelliceras gevreyi</i> ; <i>Hysteroeras agullarae</i> ; <i>Oxytropidoceras (Venezolliceras) multicostatum</i> ; <i>O. laraense</i> ; <i>Ostrea</i> sp.; <i>Mortonieras arietiforme</i> ; <i>Hysteroeras andinum</i> ; <i>Mortonieras equidistans</i> ; <i>O. (V.) robustum</i> ?; <i>Hamites</i> sp.; <i>Mortonieras pricei</i> ; <i>Oxytropidoceras carbonarium</i> (Gabb); <i>Venezolliceras venezolanum</i> (Stieler); <i>Venezolliceras karsteni</i> ; <i>O. (Venezolliceras) venezolanum</i> ; <i>O. laraense</i> ; <i>Manuaniceras peruviana</i> ; <i>Oxytropidoceras (Venezolliceras) intermedium</i> ; <i>Neoharpoceras hugardianum</i> ; <i>Inoceramus anglicus</i> ; <i>Inoceramus neocomiensis</i> ; <i>Birostrina</i> sp. aff. <i>B. munsoni</i> ; <i>Inoceramus</i> sp. cf. <i>I. richensis</i> ; <i>B.</i> sp. cf. <i>B. subsulcatiformis</i> ; <i>Ostrea</i> spp.; <i>Birostrina munsoni</i> ; <i>Phlopteria</i> sp.; <i>ostrea</i> sp.; <i>Pycnodonte</i> sp.; <i>Ostrea</i> sp.; <i>Bositra o posidonia</i> ; <i>Syncyclonema</i> ; <i>pecten</i> sp.; <i>Inoceramus</i> sp. aff. <i>I. anglicus conjugalis</i> ; <i>Birostrina</i> sp. aff. <i>B. irenensis</i> . Formación Hilo. Albiano temprano a Albiano tardío	Formación Tetuán
Vergara (1997)	Quebrada Bambucá (Aipe), quebrada Paipa (Ataco) y quebrada El Ocal (Yaguará)		<i>Ticinella primula</i> ; <i>Ticinella</i> cf. <i>roberti</i> ; <i>Hedbergella</i> cf. <i>gorbachikae</i> . Formación Hondita. Albiano temprano a tardío	Formación Tetuán

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Etayo y Carrillo (1996)	Quebrada El Ocal (Yaguará)		<i>Douvilleiceras solitae</i> (d'Orbigny); <i>Neodeshayesites stutzeri</i> (Riedel); <i>Neodeshayesites columbianus</i> (Riedel); <i>Knemiceras attenuatum</i> (Hyatt); <i>Parengonoceras tetranodosum</i> (Lisson); <i>Parengonoceras pernodosum</i> (Sommermeir); <i>Platiknemiceras colombianum</i> ; <i>Pseudohelicoceras catenatum</i> (d'Orbigny); <i>Lechites gaudini</i> (Pictet y Campiche); <i>Laraiceras nodosum</i> (Renz); <i>Benavidesites harrisoni</i> (Benavides-Cáceres); <i>Oxytropidoceras multifidum</i> (Steinmann); <i>Venezoliceras acostae</i> (d'Orbigny); <i>Hysterocheras carinatum</i> (Spath); <i>Hysterocheras orbigny</i> (Spath); <i>Mortonoceras (Deiradoceras) devonense</i> Spath. Formación El Ocal, Formación Caballos y Grupo Villeta. Albiano temprano a tardío	Formación Tetuán, Formación Caballos, Formación El Ocal
Renzoni (1994a)	Carreteable Aipe-Praga (Huila)		<i>Kuklisporites</i> sp.; <i>Scabrotriletes</i> sp.; <i>Retimonocolpopollenites</i> sp.; <i>Applanopsis</i> sp.; <i>Foveotriletes</i> sp.; <i>Oligosphaeridium</i> cf. <i>albertense</i> ; <i>Circulodinium distinctum</i> ; <i>Coronifera</i> sp.; <i>Cleitosphaeridium</i> sp.; <i>Spiniferites ramosus</i> ; <i>Oligosphaeridium</i> complex. Formación Villeta. Albiano medio a tardío	Formación Tetuán
Renzoni (1994a)	Quebrada Calambé (Tolima)		<i>Hedbergella</i> sp.; <i>Hedbergella delrioensis</i> (Casey); <i>Globulina</i> sp.; <i>Gavelinella</i> sp.; <i>Cibicides</i> sp.; <i>Anomalina</i> sp.; <i>Haplophragmium?</i> sp. y <i>Trochammina</i> sp. Miembro Lodolítico-calcáreo Superior. Albiano temprano	Formación El Ocal
Renzoni (1994a)	Carreteable Aipe-Praga (Huila), quebrada Yaguaracito (Tesalia) y Bocas de San Pedro (Tolima)	Albiano	<i>Cyathidites major</i> ; <i>Classopollis</i> sp.; <i>Araucariacites</i> sp.; <i>Matonisporites</i> sp.; <i>Plicatella</i> aff. <i>potomacensis</i> ; <i>Aequitriradites spinulosus</i> ; <i>Aequitriradites</i> sp.; <i>Monocolpites</i> Cl "scabratus"; <i>Aquilapollenites?</i> sp.; <i>Applanopsis dampieri</i> ; <i>Cicatricosisporites potomacensis</i> ; <i>Concavisporites variverrucatus</i> ; <i>Perotriletes pannuceus</i> ; <i>Operculodinium</i> sp.; <i>Luxadinium propalatum</i> ; <i>Pseudoceratium</i> sp.; <i>Subtilisphaera perlucida</i> ; <i>Subtilisphaera pirnaensis</i> ; <i>Classopollis classoides</i> ; <i>Raistrictia</i> sp.; <i>Lycopodiumsporites</i> sp.; <i>Afropollis zonatus</i> ; <i>Tricolporites</i> sp.; <i>Cicatricosisporites</i> sp.; <i>Trilites</i> sp.; <i>Acanthotriletes</i> sp.; <i>Classopollis</i> sp.; <i>Araucariacites australis</i> ; <i>Plicatella tricornatus</i> ; <i>Kuklisporites</i> sp.; <i>Cicatricosisporites</i> cf. <i>australiensis</i> ; <i>Afropollis jardinus</i> ; <i>Applanopsis dampieri</i> ; <i>Cicatricosisporites venustus</i> ; <i>Reticulisporites</i> cf. <i>insignis</i> ; <i>Subtilisphaera</i> sp.; <i>Oligosphaeridium</i> sp. y <i>Scolecodontes</i> . <i>Cicatricosisporites</i> "trigonius"; <i>Cyathides major</i> ; <i>Cyathides minor</i> ; <i>Cingulatisporites</i> sp.; <i>Ephedripites</i> sp.; <i>Applanopsis trilobatus</i> ; <i>Araucariacites</i> sp.; <i>Verrutriletes</i> sp.; <i>Cicatricosisporites</i> aff. <i>venustus</i> ; <i>Monocolpopollenites</i> sp.; <i>Kuklisporites</i> ; <i>Apteodinium</i> sp.; <i>Monocolpopollenites</i> sp.; <i>Ephedripites</i> sp.; <i>Rugulatriletes</i> sp.; <i>Elaterosporites</i> sp.; <i>Inaperturopollenites</i> sp.; <i>Cyathidites major</i> ; <i>Afropollis</i> aff. <i>jardinus</i> ; <i>Araucariacites</i> sp.; <i>Foveomonoletes</i> sp.; <i>Camarozonosporites</i> sp.; <i>Retimonoletes</i> sp.; <i>Trifossapollenites</i> sp.; <i>Cyathidites minor</i> . Formación Caballos. Albiano temprano, medio a tardío?	Formación Caballos
Renzoni (1994a)	Quebrada Calambé (Tolima)		<i>Hedbergella</i> sp.; <i>Hedbergella delrioensis</i> (Casey); <i>Globigerinelloides</i> sp.; <i>Ticinella primula?</i> (Luterbacher); <i>Globulina</i> sp.; <i>Gavelinella</i> sp.; <i>Cibicides</i> sp.; <i>Anomalina</i> sp.; <i>Haplophragmium?</i> sp. y <i>Trochammina</i> sp. Miembro Arenítico Superior. Albiano tardío	Formación Caballos
Renzoni (1994a)	Quebrada Bambucá (Huila)		<i>Matonisporites</i> sp.; <i>Plicatella</i> cf. <i>tricornites</i> ; <i>Classopollis</i> sp.; <i>Cyathidites mayor</i> ; <i>Applanopsis dampieri</i> ; <i>Foveotriletes</i> sp.; <i>Cicatricosisporites venustus</i> ; <i>Plicatella</i> sp.; <i>Applanopsis trilobatus</i> ; <i>Cyathidites minor</i> ; <i>Afropollis</i> sp.; <i>Oligosphaeridium pulcherrimum</i> ; <i>Subtilisphaera perlucida</i> ; <i>Pseudoceratium</i> sp.; <i>Subtilisphaera</i> sp.; <i>Odontochitina</i> sp.; <i>Subtilisphaera pirnaensis</i> ; <i>Apteodinium spinosum</i> ; <i>Apteodinium</i> sp.; <i>Circulodinium distinctum</i> . Miembro Lodolítico-calcáreo Segundo. Albiano temprano a medio	Formación El Ocal
Renzoni (1994a)	Quebrada Bambucá (Huila)		<i>Inaperturopollenites</i> sp.; <i>Classopollis</i> sp.; <i>Oligosphaeridium pulcherrimum</i> ; <i>Cribooperidium edwardsii</i> ; <i>Pseudoceratium regium</i> ; <i>Odontochitina</i> sp.; <i>Apteodinium grande</i> ; <i>Cannigia</i> sp. Miembro Lodolítico-calcáreo Primero. Albiano temprano a medio	Formación El Ocal
Vergara (1994)	Sección Aipe (Huila), sección Ataco (Tolima) y quebrada El Ocal (Yaguará)		<i>Oxytropidoceras</i> sp.; <i>Hedbergella planispira</i> ; <i>Hedbergella Gorbachikae</i> ; <i>Hedbergella delrioensis</i> ; <i>Ticinella primula</i> ; <i>Ticinella madecassiana</i> ; <i>Hedbergella simplex</i> ; <i>Hedbergella</i> cf. <i>simplex</i> ; <i>Ticinella raynaudii</i> ; <i>Ticinella</i> cf. <i>roberti</i> ; <i>Hedbergellids</i> ; <i>Heterohelicids</i> ; <i>Lenticulina</i> sp.; <i>Globigerinelloides</i> sp. Formación Hondita. Albiano medio a Tardío	Formación Tetuán

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Vergara (1994)	Quebradas Palmarosa y Bambucá (Aipe)	Albiano	<p><i>Hedbergella sigali</i>; <i>Hedbergella planispira</i>; <i>Ticinella primula</i>; <i>Ticinella cf. roberti</i>; <i>Ammobaculites</i> sp.; <i>Lenticulina gaultina</i>; <i>Lenticulina</i> sp.; <i>Equisetosporites ambiguus</i>; <i>Cribopteridinium intricatum</i>; <i>Pseudoceratium retusum</i>; <i>Neocythere</i> sp.</p> <p>Formación Caballos. Albiano medio</p>	Formación Caballos
Mendivelso (1993)	Quebrada Itaibe (Cauca)		<p><i>Knemiceras pegnai</i> ES; <i>Tegoceras</i> sp. nov. aff. <i>T. benavidescaceresi</i> ES; <i>Neodeshayesites</i> sp.; <i>Adkinsites</i> sp. nov. aff. <i>A. bravoensis</i> (BOSE); <i>Mariella acostae</i> (d'Orb); <i>Manuaniceras</i> sp. ind.; <i>Mortoniceras</i> sp. ind.; <i>Hypophylloceras</i> sp. aff. <i>H. wiedmanni</i> ES; <i>Dipoloceratidae</i>; <i>Puzosia</i> sp. ind. d. gr. <i>P. multicosata</i> RENZ; <i>Epicypina</i> gr. <i>E. angulata</i> (Sow); <i>Panopea</i> sp. aff. <i>P. recens</i> (Coq); <i>Ptychomia</i> sp. aff. <i>P. Solita</i> d'Orb; <i>Torquesia columbiana</i> (Jaworski); <i>Astarte</i> sp. aff. <i>adorata</i> Sow; <i>Gervillaria</i> sp. ind.; <i>Exogyra</i> sp. ind.; <i>Neithea</i> sp. ind.; <i>Epicypina</i> sp.; <i>Cucullaea</i> sp.; <i>Ceratostreon</i> sp. nov.; <i>Ludbrookia elongatum</i> (Gerhardt); <i>Pteria</i> sp.; <i>Cucullaea</i> sp. aff. <i>C. tocaymensis</i>? d'Orb; <i>Mediterraneotrigonia hondana</i> (Lea); <i>Neithea</i> sp. aff. <i>N. irregularis</i> (Bose); <i>Ludbrookia</i> sp. aff. <i>L. subparalela</i> (Gerhardt); <i>Anomia</i> sp. d. gr.; <i>Anomia seudoradiata</i> d'Orb; <i>Plicátula</i> sp.; <i>Inoceramus</i> sp. nov.; <i>Pictavia pungens</i> (Sow); <i>Monocypus</i> sp. aff. <i>M. dupinianus</i> (d'Orb); <i>Amaurellina</i> sp. ind.; <i>Serpula</i> sp.; <i>Nododelphinula</i> sp.; <i>Tessarolax</i> sp.; <i>Ampullina</i> sp.; <i>Turritelidae</i> gen. et. sp. ind. cf.; <i>Calliomphalus</i> sp. ind. Grupo Villeta. Albiano temprano a tardío</p>	Formación Tetuán
Bürgl (1961)	Anticlinal de Chicumbé (Ortega)		<p><i>Australiceras?</i> sp.; <i>Hamiticeras?</i> sp.; <i>Valdedorsella?</i> sp.; <i>Douvilleceras mamillatum</i> (SCHLOTHEIM); <i>Douvilleceras horridum</i> RIEDEL; <i>Oxytropidoceras carbonarium</i> (GABEN); <i>Venezoliceras karsteni</i> (STIELER); <i>Venezoliceras venezolanum</i> (STIELER); <i>Argonauticeras?</i> sp.; <i>Mortoniceras (Mortoniceras)</i> sp.; <i>Dipoloceras (Diplasioceras)</i> sp.; <i>Venezoliceras trinitense</i> (GABB); <i>Neoharpoceras</i> sp.; <i>Trigonia tocaimana</i> LEA; <i>Inoceramus</i> sp.; <i>Exogyra cf. boussingaultii</i> D'ORBIGNY. Albiano temprano a tardío</p>	Formación Tetuán
Bürgl (1959)	Vía Paicol-La Plata	Albiano	<p><i>Oxytropidoceras carbonarium</i> (Gabb); <i>Venezoliceras venezolanum</i> (Stieler); <i>Cucullaea</i> spec.; <i>Pecten cf. tenouklensis</i> COQUAND; <i>Trigonia cf. tocaimana</i> LEA; <i>Exogyra colouni</i> DEFRANCE; <i>Cucullaea</i> spec.; <i>Pecten cf. tenouklensis</i> COQUAND; <i>Trigonia cf. tocaimana</i> LEA; <i>Exogyra colouni</i> DEFRANCE.</p> <p>Albiano medio</p>	Formación Tetuán
Royo y Gómez (1942)	La Guandiosa, alrededores de Gigante		<p><i>Lyellceras prorsocurvatum</i> (Gerh.) Riedel; <i>Cucullaea</i> sp.; <i>Exogyra</i> sp. nov.? (E. cf. <i>boussingaultii</i> d'Orb.); <i>Pecten tenouklensis</i> Coq.; <i>Neithea aequicostata</i> (Lamk); <i>Cardium</i> sp. Villeta?. Albiense a Cenomaniense</p>	Formación Tetuán
Renzoni (1994a)	Quebrada Calambé (Tolima)	Aptiano-Albiano	<p><i>Tucanopolis</i> ("Inaperturopollenites"; <i>Clavatipollenites</i>) <i>crissopolensis</i>; <i>Exesipollenites tumulus</i>; <i>Ephedripites</i>; <i>Classopollis classoides</i>; <i>Classopollis jardinei</i>; <i>Converrucosisporites saskatchewaensis</i>; <i>Cycadopites</i> sp.; <i>Applanopsis (Callialasporites) dampieri</i>; <i>Schizea certa</i>; <i>Retimonocolpites</i>. Miembro Lodolítico-calcáreo Inferior. Aptiano medio a Albiano temprano</p>	Formación El Ocal
Renzoni (1994a)	Quebrada Bambucá (Huila)		<p><i>Cyathidites major</i>; <i>Inaperturopollenites</i> sp.; <i>Rugutritetes</i> sp.; <i>Araucariacites</i> sp.; <i>Applanopsis</i> sp.; <i>Cicatricosisporites</i> aff. <i>hugheii</i>; <i>Applanopsis dampieri</i>; <i>Matonisporites</i> sp.; <i>Plicatella</i> sp.; <i>Cicatricosisporites</i> sp.; <i>Kuklisporites</i> sp.; <i>Aequiliradites spinulosus</i>; <i>Afropollis</i> aff. <i>jardinus</i>; <i>Baculatrilete</i> sp.; <i>Ephedripites</i> aff. <i>subtilis</i>; <i>Afropollis</i> aff. <i>zonatus</i>; <i>Cerebropollenites</i> sp.; <i>Araucariacites australis</i>; <i>Concavisporites variverrucatus</i>; <i>Classopollis classoides</i>; <i>Kuklisporites</i> cf. <i>areolatus</i>; <i>Applanopsis dampieri</i>; <i>Retiinaperturopollenites</i> sp.; <i>Verrumonoletes</i> sp.; <i>Inaperturopollenites</i> sp.; <i>Striatritetes</i> sp. Miembro Arenítico Primero. Aptiano medio a Albiano temprano</p>	Formación Alpujarra

Autor	Localidad	Época/Edad	Fósiles/Unidad litoestratigráfica/Edad relativa o absoluta (Ma)	Equivalencia de nomenclatura para este trabajo
Etayo y Carrillo (1996)	Quebrada El Ocal (Yaguará)		<i>Stoyanowiceras</i> sp.; <i>Parahoplites?</i> <i>hubachi</i> (Etayo Serna); <i>Stoyanowiceras treffyanus</i> (Karsten); <i>Stoyanowiceras</i> cf. <i>colombiana</i> (Scott); <i>Afropollis operculatus</i> y <i>Afropollis zonatus?</i> ; <i>Alterbia</i> . Formación Alpujarra a Formación El Ocal. Aptiano tardío.	Formación Alpujarra y Formación El Ocal
Vergara y Prössl (1994)	Quebrada Palmarosa (Aipe)	Aptiano	<i>Callialasporites trilobatus</i> (Balme, 1957) Dev 1961; <i>Cicatricosisporites</i> sp. cf. <i>C. imbricatus</i> (Markova, 1961) Singh, 1971; <i>Contignisporites cooksoniae</i> (Balme, 1957) Dettmann, 1963; <i>Crybelosporites</i> sp. A; <i>Crybelosporites</i> sp. B; <i>Echinatisporis varispinosus</i> (Pocock, 1962) Srivastava 1977a; <i>Echinatisporis</i> cf. <i>varispinosus</i> ; <i>Ischyosporites variegatus</i> (Couper, 1958) Schulz, 1967; <i>Leptolepidites irregularis</i> (Brenner, 1963) Wingate, 1980; <i>Lycopodiumsporites solidus</i> Burger, 1980; <i>Monosulcites spinosus</i> Brenner, 1963; <i>Neoraistrickia truncata</i> (Cookson, 1953) Potonié, 1956; <i>Araucaricites</i> sp.; <i>Retimonocolpites</i> sp. cf. <i>R. reticulatus</i> (Brenner, 1963) Doyle in Doyle et al., 1975; <i>Baculatisporites</i> sp. cf. <i>B. comaumensis</i> (Cookson, 1953) Potonié 1956; <i>Callialasporites minus</i> (Tralau, 1968) Guy, 1971; <i>Callialasporites turbatus</i> (Balme, 1957) Schulz, 1967; <i>Cicatricosisporites implexus</i> Yu in Miao et al., 1984; <i>Cicatricosisporites ludbrookiae</i> Dettmann, 1963; <i>Cicatricosisporites purbeckensis</i> Norris, 1969; <i>Cicatricosisporites</i> sp. cf. <i>C. purbeckensis</i> ; <i>Cicatricosisporites potomacensis</i> Brenner 1963; <i>Concavissimisporites variverrucatus</i> (Couper, 1958) Brenner, 1963; <i>Echinatisporis varispinosus</i> (Pocock, 1962), Srivastava, 1977a; <i>Ischyosporites areolatus</i> (Singh, 1971) Fensome, 1987; <i>Ischyosporites foveolatus</i> (Pocock, 1964) Fensome, 1987; <i>Ischyosporites</i> cf. <i>foveolatus</i> ; <i>Ischyosporites pseudoreticulatus</i> (Couper, 1958) Döring, 1965; <i>Ischyosporites variegatus</i> (Couper, 1958) Schulz, 1967; <i>Ischyosporites</i> cf. <i>variegatus</i> ; <i>Leptolepidites irregularis</i> (Brenner, 1963) Wingate, 1980; <i>Lycopodiumsporites dentimuratus</i> Brenner, 1963; <i>Nodosisporites</i> sp. N. <i>dentimarginatus</i> (Brenner, 1963) Davies 1985a; <i>smooth</i> trilete spores gen. et spec. indet.; <i>zonasulculate pollen</i> gen. et sp. indet.; <i>Bisaccate pollen</i> gen. et spec. indet.; <i>Afropollis</i> sp. A Doyle et al., 1982; <i>tricolporate pollen</i> gen. et sp. indet.; <i>Acanthomorph acritarch</i> gen. et sp. indet.; <i>dinocyst</i> gen. et sp. indet. Formación Yaví. Aptiano Tardío a temprano.	Formación Yaví
Vergara (1994)	Quebrada Palmarosa (Aipe)		<i>Callialasporites turbatus</i> ; <i>Cicatricosisporites purbeckensis</i> ; <i>Monosulcites spinosus</i> , <i>Afropollis</i> sp.; <i>Leptolepidites irregularis</i> . Formación Yaví. Aptiano.	Formación Yaví
Villamizar et al. (2021)	Palermo-Santa María	Oxfordiano	162,2 ± 4,1 con U-Pb (LA--ICP-MS). Dique. Jurásico tardío (Oxfordiano).	Dique
Villamizar et al. (2021)	Palermo-Santa María	Toarciano	175,7 ± 2,7 y 175,3 ± 3,7 con U-Pb (LA--ICP-MS). Cuarzomonzodiorita de Páez. Jurásico temprano (Toarciano).	Cuarzomonzodiorita de Páez
Villamizar et al. (2021)	Palermo-Santa María		189,9 ± 2,2 y 183,8 ± 3,2 con U-Pb (LA--ICP-MS). Cuarzomonzodiorita de Páez. Jurásico temprano (Pliensbachiano).	Cuarzomonzodiorita de Páez
Hernández y Uruña (2017)	Santa María (Huila)	Pliensbachiano	187,2 ± 8,3 y 186,6 ± 2,2 con U-Pb (LA-ICP-MS). Cuarzomonzodiorita de Páez. Jurásico temprano (Pliensbachiano).	Cuarzomonzodiorita de Páez
Rodríguez et al. (2016)	Palermo-Santa María		188,9 ± 1,6 con U-Pb (LA-ICP-MS). Formación Saldaña. Jurásico temprano (Pliensbachiano).	Formación Saldaña
Rodríguez et al. (2016)	La Plata (Huila)		187,1 ± 2,4 con U-Pb (LA-ICP-MS). Formación Saldaña. Jurásico temprano (Pliensbachiano).	Formación Saldaña
Rodríguez et al. (2018)	La Plata (Huila)	Sinemuriano	191,9 ± 1,4 con U-Pb (LA-ICP-MS). Cuarzomonzodiorita de Páez. Jurásico temprano (Sinemuriano).	Cuarzomonzodiorita de Páez
Hernández y Uruña (2017)	Santa María (Huila)	Rhaetiano Noriano	211,2 ± 1,18 y 207,85 ± 1,87 con Ar-Ar en flogopita. Complejo Aleluya. Triásico tardío (Noriano-Rhaetiano).	Formación Aleluya
Hernández y Terraza (2019)	Santa María (Huila)	Steniano-Toniano	1387 Ma y 864 Ma con U-Pb en circones	Basamento metamórfico

Nota: La taxonomía de los fósiles y las edades asignadas a las unidades se tomaron textualmente de su autor

Anexo 4.

Registro fotográfico de unidades litoestratigráficas

La expresión morfológica es un criterio importante para reconocer las unidades litoestratigráficas en el campo, imágenes satelitales y aerofotografías. La expresión morfológica está relacionada directamente con la composición mineralógica y origen de la roca o rocas que componen las unidades litoestratigráficas. La susceptibilidad de estas rocas a la degradación fisicoquímica por los agentes atmosféricos, da origen a unidades competentes (resistentes o duras) e incompetentes (blandas o poco resistentes), criterio utilizado por los geólogos para identificarlas y cartografiarlas en el campo.

Por esta razón, consideramos importante ilustrar mediante un registro fotográfico de muestras, afloramientos o panorámicas, los diferentes tipos de rocas propios de cada unidad litoestratigráfica.

*Sector de Santa María (Huila) y alrededores
(flanco E de la Cordillera Central)*

Basamento metamórfico del sur de la Cordillera Central



Figura 4.1. Basamento metamórfico del sur de la Cordillera Central
Afloramiento de paragneis correspondiente al basamento Proterozoico de la Cordillera Central; carretera que comunica las veredas Aleluya y La Lupa, municipio de Palermo (N: 821 818, E: 842 570, Z: 1 194, Az: 220°)

Formación Aleluya



Figura 4.2. Miembro Carbonatado de la Formación Aleluya
Dique subvertical discontinuo, afanítico, cortando capas medianas a gruesas, tabulares, de mármol de calcita; sección Aleluya-Mirador, municipio de Palermo (N: 821 896, E: 841 969, Z: 1 275, Az: 180°)



Figura 4.3. Dique subvertical cortando capas de mármol del miembro carbonatado de la Formación Aleluya Mina El Cerrito, entre las veredas Aleluya y La Lupa, municipio de Palermo (N: 822 785, E: 841 132, Z: 1 387, Az: 340°)



Figura 4.4. Bloque de mármol negro grisáceo con cristales gruesos a muy gruesos de calcita Miembro carbonatado de la Formación Aleluya; la tonalidad oscura se produce por minerales metamórficos (biotita, anfíboles, piroxenos y olivinos); carretera que comunica las veredas Aleluya y La Lupa, mina Dolohuila, municipio de Palermo (N: 822 352, E: 841 145, Z:1 311)

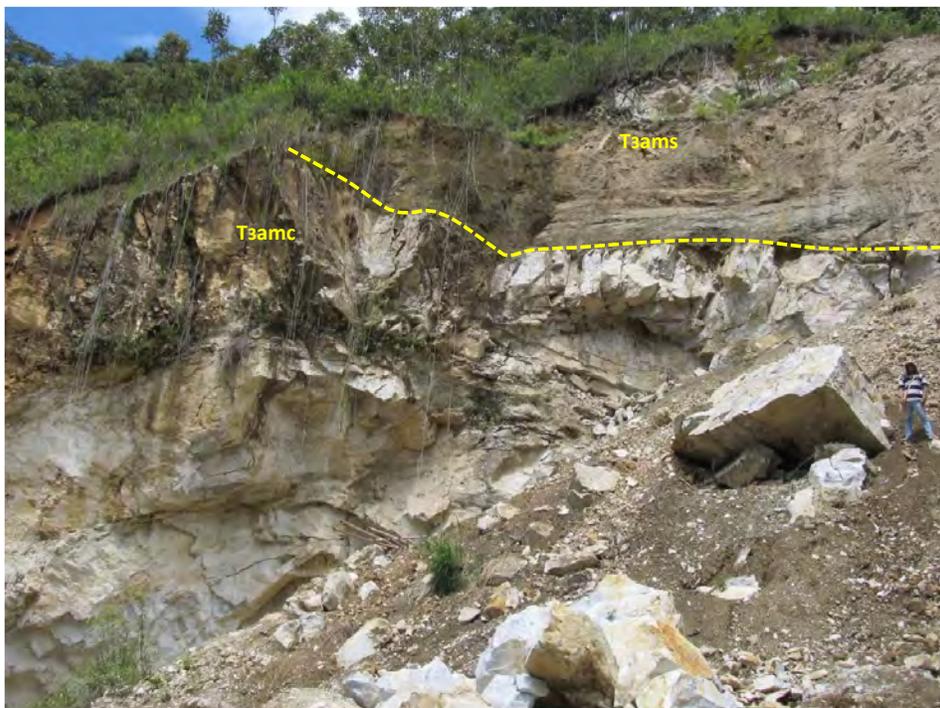


Figura 4.5. Contacto geológico entre el miembro carbonatado (T3amc) y siliciclástico (T3ams) de la Formación Aleluya. El techo del miembro carbonatado presenta una capa muy gruesa, tabular, de cuarcita maciza, concordante sobre capas muy gruesas de mármol de calcita; sección Aleluya-Mirador, municipio de Palermo (N: 822 352, E: 841 145, Z: 1311, Az: 180°)



Figura 4.6. Laminación ondulosa no paralela continua en cuarcita
Miembro Siliciclástico de la Formación Aleluya; sección Aleluya-Mirador, municipio de Palermo (N: 822 519, E: 840 700, Z: 1 347)

Rocas intrusivas de la quebrada El Fraile



Figura 4.7. Rocas intrusivas de la quebrada El Fraile
Afloramiento compuesto por facies félsica a intermedia e intermedia a máfica con enclaves máficos, cortadas por diques máficos; quebrada El Fraile, mina El Rubí (N: 822 025, E: 842 825, Z: 997, Az: 300°)

Formación Saldaña

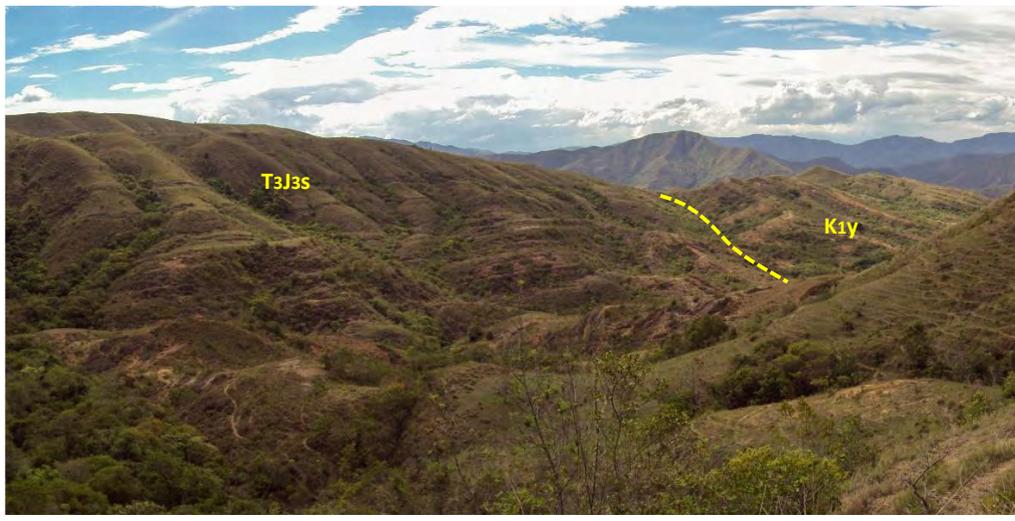


Figura 4.8. Panorámica de la Formación Saldaña
Se observa la discordancia angular entre la Formación Saldaña (T3J3s) y la Formación Yaví (K1y) en la margen derecha de la quebrada La Palmarosa, municipio de Aipe (N: 859 615, E: 854 242, Z: 1144, Az: 270°)



Figura 4.9. Afloramiento típico de la Formación Saldaña
Capas potentes de toba riolítica de color morado en la quebrada La Venta; municipio de Paicol (N: 763 525, E: 1 143 044, Z: 919, Az: 50°)



Figura 4.10. Afloramiento de la Formación Saldaña
Escarpe casi vertical en toba cristalina fracturada; quebrada El Arenoso,
municipio de Yaguará (N: 778 461, E: 1166 937, Z: 867, Az: 80°)



Figura 4.11. Tobas líticas y cristalinas en la Formación Saldaña
Tobas estratificadas en capas medianas y gruesas en la margen derecha de la quebrada El Berracal, municipio de Aipe (N: 858 661, E: 852 115, Z: 1106, Az: 245°)

Sub-cuenca de Neiva

Formación Yaví



Figura 4.12. Expresión morfológica de la Formación Yaví
Panorámica de la Formación Yaví (K1y) con escarpes pronunciados y cuevas escalonadas en contacto discordante con la Formación Saldaña (T3J3s); vereda Pavas, municipio de Aipe (N: 860 560, E: 850 672, Z: 951, Az: 20°)



Figura 4.13. Afloramiento típico de la Formación Yaví
Capas gruesas y muy gruesas, subtabulares, de litoarenitas de grano grueso y muy grueso, ligeramente conglomeráticas; vereda San Diego, municipio de Aipe (N: 860 009, E: 859 415, Z: 761, Az: 295°)

Formación Alpujarra



Figura 4.14. Expresión morfológica de la Formación Alpujarra (K1a) en contacto con la Formación Yaví (K1y). Panorámica que muestra filos y escarpes escalonados con algunos valles en la Formación Alpujarra (K1a); vía a la vereda San Diego-Río Pata (N: 860 215, E: 859 511, Z: 730, Az: 280°)



Figura 4.15. Afloramiento de la Formación Alpujarra. Capas de cuarzoarenitas con intercalaciones de lodolitas y limolitas en capas gruesas a delgadas con estratificación plana no paralela continua; vía La Plata-Paicol cerca al cruce hacia el municipio de Nátaga (N: 765 989, E: 806 415, Z: 954, Az: 240)

Formación El Ocal

Figura 4.16. Afloramiento de la parte superior de la Formación El Ocal
 Alternancia de capas gruesas y medianas de arenitas de grano muy fino, limolitas ferruginosas y lodolitas carbonosas de la Formación El Ocal (K1o) en contacto con capas medianas de arenitas de grano fino y medio de la suprayacente Formación Caballos (K1c); vereda San Diego, municipio de Aipe (N: 862 777, E: 861 143, Z: 408, Az: 90°)



Figura 4.17. Afloramiento de la Formación El Ocal
 Capas gruesas y medianas, subtabulares, de wackestones intercaladas con lodolitas; quebrada La Caja, vereda San Diego, municipio de Aipe (N:860 711, E: 860 081, Z: 580, Az: 180°)

Formación Caballos



Figura 4.18. Expresión morfológica de la Formación Caballos
Escarpes pronunciados y filos alargados característicos de la Formación Caballos (K1c);
vereda San Diego, municipio de Aipe (N: 861 908, E: 860 708, Z: 720, Az: 300°)



Figura 4.19. Afloramiento de la Formación Caballos

Capas gruesas y muy gruesas de cuarzoarenitas de grano medio con laminación gruesa inclinada; en la base aparece una capa gruesa de bioesparita arenosa de bivalvos con textura packstone; finca La Pradera, municipio de Yaguará (N: 793 945, E: 843 068, Z: 736, Az: 358)

Formación Tetuán

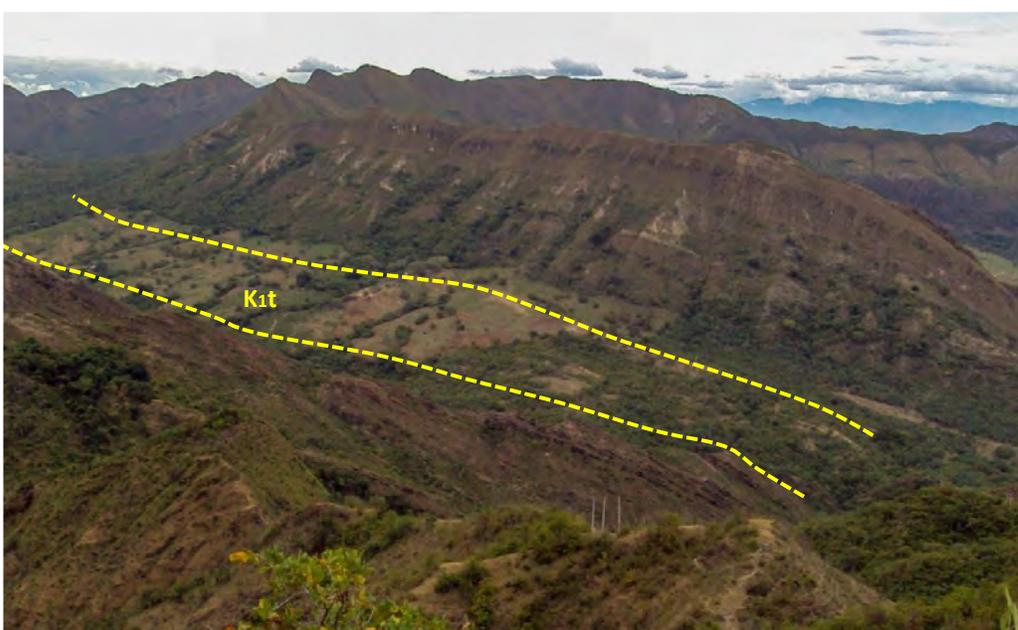


Figura 4.20. Expresión morfológica de la Formación Tetuán

Por su carácter litológico mixto finogranular la Formación Tetuán (K1t) genera formas llanas y crestas poco pronunciadas; vista panorámica del flanco occidental del Sinclinal de Media Luna, vereda San Diego, municipio de Aipe (N: 860 160, E: 858 783, Z: 880, Az: 60°)



Figura 4.21. Afloramiento de la Formación Tetuán
Biosparitas intercaladas con biomicritas que parten en lascas con estratificación plana paralela continua; quebrada La Caraguaja, vereda Arenoso, municipio de Yaguará (N: 777 132, E: 1167 637, Z: 761, Az: 70°)

Formación Bambucá



Figura 4.22. Expresión morfológica de la Formación Bambucá
La Formación Bambucá (K1ba) tiende a generar valles o depresiones morfológicas; vereda de Upar, municipio de Yaguará (N: 795 178, E: 840 306, Z: 1 201, Az: 78°)



Figura 4.23. Afloramiento del Miembro Chichavaco de la Formación Bambucá
Capas muy gruesas de lodolitas de color gris oscuro con intercalaciones de bioesparitas de bivalvos con textura *grainstone*; río Íquira, municipio de Yaguará (N: 783 091, E: 1 165 068, Z: 656, Az: 317°)



Figura 4.24. Madrigueras en bioesparitas del Miembro Chichavaco de la Formación Bambucá. Capa gruesa de bioesparita de bivalvos con textura *grainstone* con *Thalassinoides* de hasta 10 cm de grosor en la base de la capa; río Íquira, municipio de Yaguará (N: 783 091, E: 1 165 068, Z: 656, Az: 317°)



Figura 4.25. Packstone de bivalvos en el Miembro Chichavaco de la Formación Bambucá
Conchas desarticuladas de *Costagyra*; río Iquira, municipio de Yaguará (N: 783 091, E: 11 65 068, Z: 656, Az: 317°)

Formación Hondita

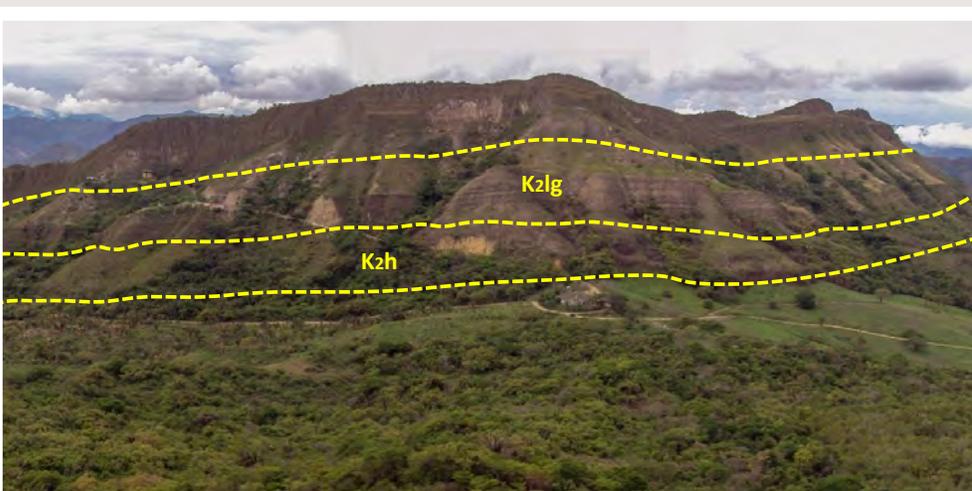


Figura 4.26. Expresión morfológica de las Formaciones Hondita y Loma Gorda
La Formación Loma Gorda (K2lg) tiende a generar un valle que contrasta con la apariencia más escarpada de la Formación Hondita (K2h); vista panorámica desde la cuchilla de Versailles, vereda San Diego, municipio de Aipe (N: 860 864, E: 864 180, Z: 1 023, Az: 340°)



Figura 4.27. Afloramiento de la Formación Hondita
Bioesparitas con textura packstone intercaladas con biomicritas con textura *wackestone* de color negro con concreciones de hasta 2 m de diámetro que deflectan la estratificación; río Íquira, municipio de Yaguará (N: 783 215, E: 1164 754, Z: 661, Az: 63°)



Figura 4.28. Afloramiento de la Formación Hondita
Capas tabulares plano paralelas de bioesparitas de textura packstone y biomicritas de textura *wackestone* con concreciones micríticas; río Íquira, municipio de Yaguará (N: 783 215, E: 1164 754, Z: 661, Az: 35°)

Formación Loma Gorda

Figura 4.29. Escarpe en la base de la Formación Loma Gorda
Conjunto de capas delgadas y medianas de porcelanitas intercaladas con limolitas, lodolitas y arcillolitas meteorizadas; vereda Alto de La Hocha, municipio de Tesalia (N: 769 666, E: 1 164 314, Z: 1 102, Az: 225°)



Figura 4.30. Afloramiento de la Formación Loma Gorda
Capas delgadas de porcelanitas calcáreas de color gris con laminación plana paralela continua; río Íquira, municipio de Yaguará (N: 783 215, E: 1 164 754, Z: 661, Az: 352°)



Figura 4.31. Afloramiento de la Formación Loma Gorda
Capas gruesas de arcillolitas grises con estratificación plana paralela continua con esporádicas intercalaciones de cuarzoarenitas de textura muy fina que resaltan sobre las arcillolitas; carreteable La Ramada que conduce a la vereda Upar, municipio de Yaguará (N: 794 347, E: 845 145, Z: 908, Az: 286°)

Grupo Olini

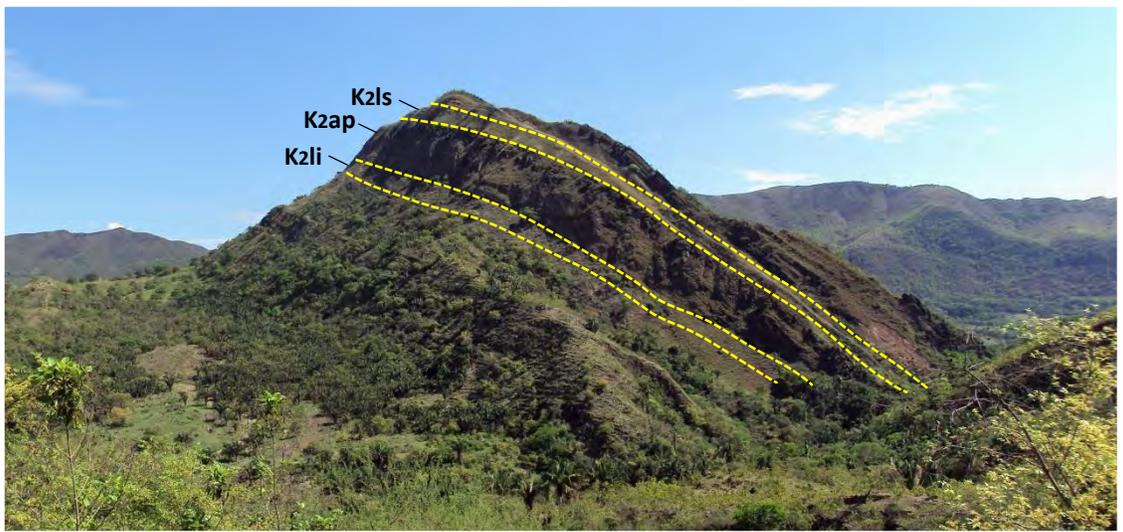


Figura 4.32. Expresión morfológica de las unidades que conforman el Grupo Olini
Las Formaciones Lidita Inferior (K2li) y Lidita Superior (K2ls) generan geoformas deprimidas que contrastan con el escarpe pronunciado de la Formación Aipe (K2ap) que las separa; vereda San Diego, municipio de Aipe (N: 859 658, E: 860 013, Z: 629, Az: 30°)

Formación Lidita Inferior



Figura 4.33. Afloramiento de la Formación Lidita Inferior
Porcelanitas con estratificación delgada plana paralela discontinua con interposiciones de lodolitas fósiles; quebrada La Caraguaja, municipio de Yaguará (N: 777 485, E: 1 167 569, Z: 735, Az: 340°)



Figura 4.34. Capas de fosforita en la Formación Lidita Inferior
Porcelanitas y *cherts* con intercalaciones de fosforitas (F); quebrada Bambucá, municipio de Aipe (N: 859 815, E: 860 711, Z: 534, Az: 280°)

Formación Aipe



Figura 4.35. Panorámica de la Formación Aipe
Contacto geológico entre las Formaciones Aipe (K2ap) y Lidita Superior (K2ls)
Paisaje fotografiado desde cerro Chiquito, vereda Potreros, municipio de Aipe (N: 849 534, E: 858 425, Z: 1078, Az: 30°)



Figura 4.36. Afloramiento de la Formación Aipe
Capas potentes de cuarzoarenitas de textura fina de la Formación Aipe (K2ap) suprayaciendo porcelanitas y cherts de la Formación Lidita Inferior (K2li); sección tipo del río Aipe, municipio de Aipe (N: 853 080, E: 861 955, Z: 449, Az: 240°)



Figura 4.37. Contacto geológico entre las Formaciones Aipe y Lidita Inferior. Capas medianas y gruesas de cuarzoarenitas laminadas de grano fino de la Formación Aipe (K2ap) suprayaciendo capas delgadas y medianas de porcelanitas y *cherts* de la Formación Lidita Inferior (K2li); margen derecha de la quebrada Bambucá, municipio de Aipe (N: 859 839, E: 860 707, Z: 561, Az: 215°)

Formación Aico



Figura 4.38. Afloramiento de la Formación Aico. Lodolitas y arcillolitas de la Formación Aico (K2ai) en contacto con capas delgadas y medianas de porcelanitas y *cherts* de la Formación Lidita Superior (K2ls); río Yaguará, vereda Flandes, municipio de Yaguará (N: 784 129, E: 836 843, Z: 583, Az: 80°)

Formación Lidita Superior



Figura 4.39. Afloramiento de la Formación Lidita Superior
Nivel duro y escarpado de porcelanitas en capas delgadas a gruesas suprayaciendo a *cherts* en capas delgadas que forman valle; quebrada De Jacobo, vereda Alto de La Hocha, municipio de Tesalia (N: 772 045, E: 1163 721, Z: 823, Az: 305)



Figura 4.40. Afloramiento de la Formación Lidita Superior
Intercalaciones de capas delgadas y medianas de porcelanitas, *cherts*, fosforitas y biomicritas con concreciones calcáreas esferoidales; quebrada De Jacobo, vereda Alto de La Hocha, municipio de Tesalia (N: 772 045, E: 1163 721, Z: 823, Az: 305)

Formación Yaguará



Figura 4.41. Expresión morfológica de la Formación Yaguará
Escarpe prominente generado por las cuarzoarenitas de textura fina de la Formación Yaguará en la sección tipo; vía Yaguará-Iquira, vereda Flandes, municipio de Yaguará (N: 784 283, E: 836 871, Z: 633, Az: 210°)



Figura 4.42. Contacto geológico entre las Formaciones Lidita Superior y Yaguará
Capas gruesas y muy gruesas de cuarzoarenitas de grano fino de la base de la Formación Yaguará (K2ya) suprayacen a porcelanitas y *cherts* con estratificación delgada de la Formación Lidita Superior (K2ls); río Yaguará, vereda Flandes, municipio de Yaguará (N: 784 139, E: 836 848, Z: 583, Az: 200°)



Figura 4.43. Parte superior de la Formación Yaguará
Capas gruesas y muy gruesas de cuarzoarenitas fosfáticas se intercalan con capas delgadas de porcelanitas y limolitas; la roca presenta oquedades por disolución de concreciones calcáreas; río Yaguará, vereda Flandes, municipio de Yaguará (N: 784 192, E: 836 605, Z: 597, Az: 260°)

Formación Seca

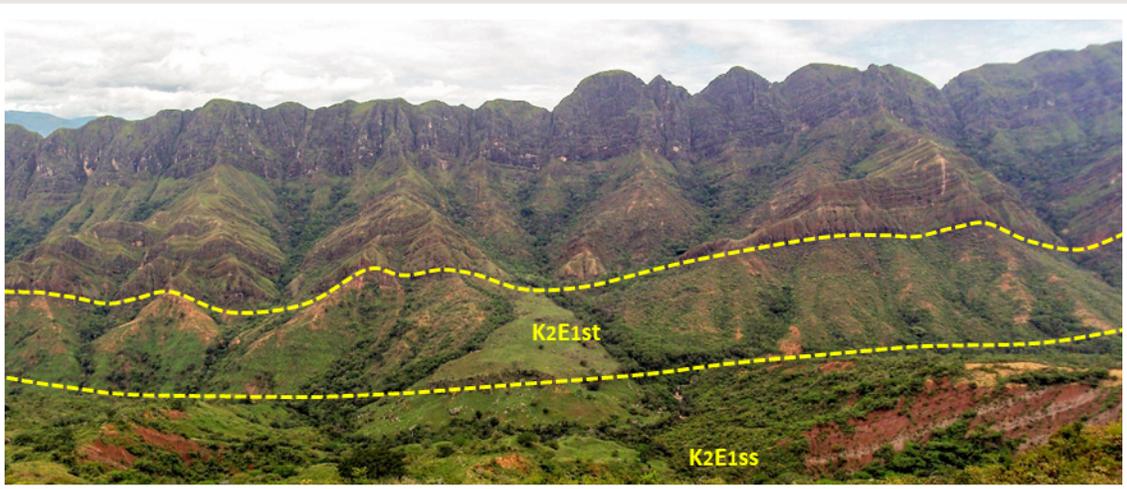


Figura 4.44. Expresión morfológica de los Miembros San Francisco y Teruel de la Formación Seca
El miembro San Francisco (K2E1ss) forma valles y planicies y el miembro Teruel (K2E1st) escarpes medianamente empinados; vista panorámica desde cerro Chiquito, vereda Potreros, municipio de Aipe (N: 832 591, E: 851 897, Z: 1105, Az: 20°)



Figura 4.45. Afloramiento del Miembro San Francisco de la Formación Seca. Capas medianas y delgadas, subtabulares, de limolitas arcillosas y lodolitas con esporádicas intercalaciones de capas tabulares gruesas de litoarenitas de grano muy fino; margen izquierda de la quebrada El Potrero, municipio de Aipe (N: 832 623, E: 850 449, Z: 705, Az: 295°)



Figura 4.46. Parte superior del Miembro Teruel de la Formación Seca. Capas medianas y gruesas, tabulares, de litoarenitas de grano fino; quebrada La Salada, municipio de Yaguará (N: 781 385, E: 1 168 403, Z: 623, Az: 56°)



Figura 4.47. Discordancia entre la Formación Seca (K2E1s) y la Formación Chicoral (E2E3ch). Litoarenitas de la parte superior de la Formación Seca en contacto discordante con los conglomerados más bajos de la Formación Chicoral; quebrada La Salada (N: 781 385, E: 1168 403, Z: 623; Az: 286°)

Grupo Gualanday



Figura 4.48. Contraste morfológico entre las Formaciones del Grupo Gualanday. La depresión topográfica o valle corresponde a la Formación Potrerillo (E2E3Po) y los escarpes a las Formaciones Chicoral (E2E3ch) y Doima (E2E3d); panorámica desde la finca La Endija, vereda El Tesoro, municipio de Aipe (N: 845 025, E: 853 921, Z: 1636, Az: 200°)

Formación Chicoral



Figura 4.49. Vista panorámica de la Formación Chicoral. La Formación Chicoral (E2E3ch) en la parte inferior y Doima (E2E3d) en la parte superior de la fotografía, generan escarpes topográficos, mientras que la Formación Potrerillos (E2E3Po) origina valles; río Aipe, vereda San Antonio, municipio de Aipe (N: 853 628, E: 860 082, Z: 675, Az: 340°)



Figura 4.50. Afloramiento de la Formación Chicoral

Capas medianas y gruesas con estratificación plana no paralela continua de conglomerados poligénicos intercalados con capas medianas lenticulares de litoarenitas de grano medio, ligeramente conglomeráticas; vereda La Floresta, municipio de Yaguará (N:782 790, E: 1 168 332, Z: 685, Az: 238)

Formación Potrerillo



Figura 4.51. Expresión morfológica de la Formación Potrerillo en el Sinclinal de Tesalia

Los cerros de menor altura representan a la Formación Potrerillo y están compuestos por capas de lodolitas abigarradas intercaladas con capas de conglomerados oligogénicos y litoarenitas que dan un poco de resalte; vereda Limonar, municipio de Íquira (N: 776 132, E: 1 160 500, Z: 836, Az: 340°)



Figura 4.52. Lodolitas rojizas en la Formación Potrerillo

La roca presenta bioperturbación por raíces de plantas (pedoturbación) e intercalaciones ocasionales de litoarenitas de grano fino, deleznales; vereda La Floresta, quebrada La Sal, municipio de Yaguará (N: 780 791, E: 1167 242, Z: 630, Az: 187°)



Figura 4.53. Afloramiento de la Formación Potrerillo

Capas gruesas y muy gruesas de lodolitas abigarradas altamente meteorizadas; vereda Limonar, municipio de Íquira (N: 776 267, E: 1160 207, Z: 782, Az: 220°)

Formación Doima

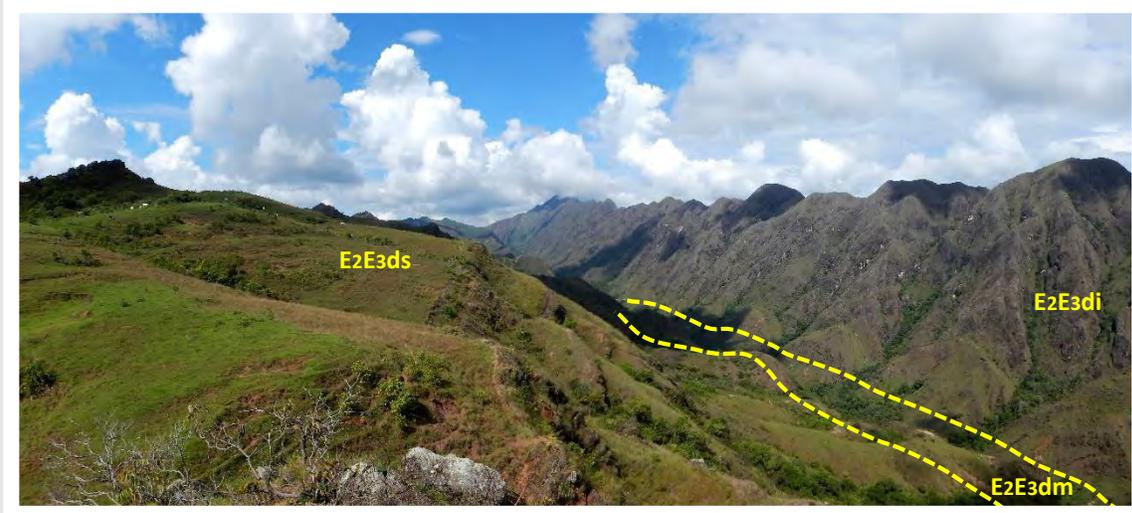


Figura 4.54. Expresión morfológica de los tres miembros de la Formación Doima. Los escarpes fuertes representan al miembro inferior (E2E3di), el valle al miembro intermedio (E2E3dm) y los escarpes menos prominentes al miembro superior (E2E3ds); panorámica desde la margen derecha de la quebrada El Chiflón, municipio de Aipe (N:830 284, E: 847 418, Z: 1126, Az: 310°)



Figura 4.55. Conglomerados de la Formación Doima. Capas potentes de conglomerados intercalados con esporádicas capas gruesas de sublitoarenitas de grano fino y muy fino; río Yaguaracito, Sinclinal de Tesalia, municipio de Tesalia (N: 776 304, E: 1 152 389, Z: 905, Az: 20°)

Formación Tune



Figura 4.56. Contacto geológico entre las Formaciones Doima y Tune
La panorámica muestra el cambio de pendiente topográfica entre los conglomerados de la Formación Doima (E2E3d) y las arenitas de la Formación Tune (E3tu); camino real al corregimiento Los Órganos, municipio de Neiva (N: 839 212, E: 851 247, Z: 1545, Az: 0°)



Figura 4.57. Afloramiento de la Formación Tune
Capas gruesas y muy gruesas con estratificación plana no paralela continua de cuarzoarenitas de grano muy fino; río Yaguaracito, municipio de Tesalia (N: 774 582, E: 1 157 291, Z: 815, Az: 325°)



Figura 4.58. Miembro inferior de la Formación Tune

Cuarzoarenitas de grano muy fino, ligeramente conglomeráticas, en capas muy gruesas con estratificación plana no paralela continua y esporádicas capas gruesas intercaladas de cuarzoarenitas limosas de grano muy fino menos resistentes; carreteable Íquira-Pacarní, municipio de Tesalia (N: 781 774, E: 1 157 931, Z: 1137, Az: 15°)



Figura 4.59. Miembro superior de la Formación Tune

Capas muy gruesas de conglomerados poligénicos, ligeramente calcáreos, con sublitoarenitas de grano medio ligeramente calcáreas intercaladas (N: 774 360, E: 1 155 674, Z: 834, Az: 235°)

Grupo Honda

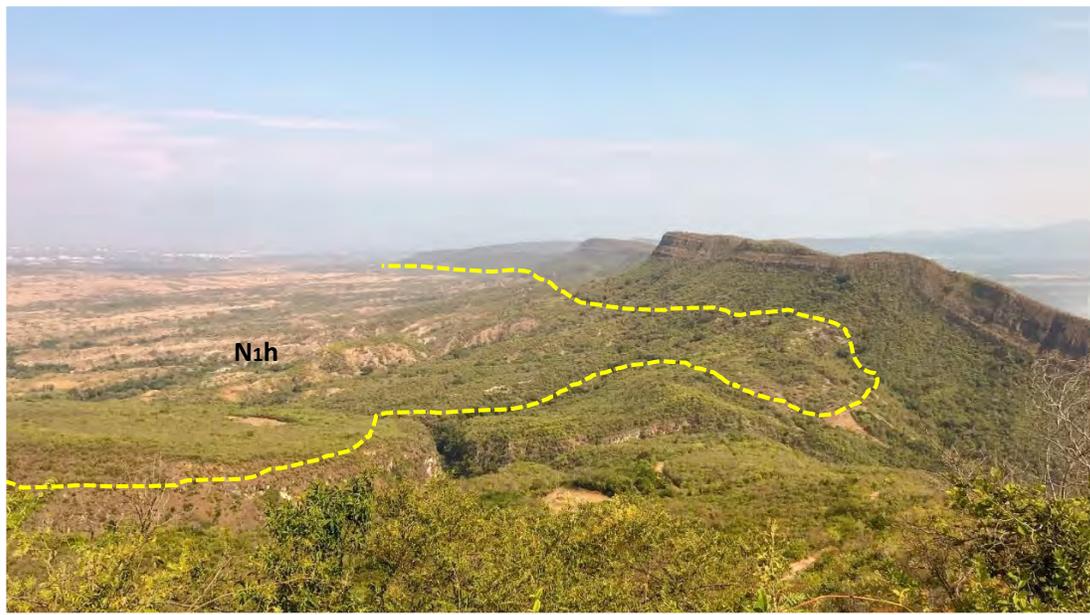


Figura 4.60. Discordancia angular entre el Grupo Honda y el Cretácico Superior. Se ilustra el contacto discordante entre rocas del Grupo Honda (N1h) de morfología suave y rocas del Cretácico Superior que forman escarpes y filos alargados; panorámica desde la vereda San Francisco, municipio de Palermo (N: 827 096, E: 854 759, Z: 691, Az: 210°)

Formación La Victoria



Figura 4.61. Panorámica de la parte inferior de la Formación La Victoria del Grupo Honda. La Formación La Victoria (N1lv) con litoarenitas intercaladas con lodolitas genera crestas bajas que alternan con pequeños valles, y suprayace en discordancia angular a la Formación Doima (E2E3d) que muestra escarpes abruptos; vereda Vílú, municipio de Yaguará (N: 775 285, E: 838 809, Z: 629, Az: 200°)



Figura 4.62. Afloramiento típico de la Formación La Victoria
Litoarenitas grises de grano medio con nódulos calcáreos de diversas formas y tamaños, formando crestas y valles característicos de la Formación La Victoria; vereda Vílú, municipio de Yaguará (N: 775 123, E: 839 782, Z: 666, Az: 35°)



Figura 4.63. Afloramiento de la Formación La Victoria
Capas gruesas y muy gruesas, subtabulares y canaliformes, de litoarenitas de grano medio y muy grueso conglomeráticas, con nódulos elipsoidales arenosos y calcáreos; vereda Arrayan, municipio de Aipe (N: 836 728, E: 859 111, Z: 457, Az: 70°)

Formación Villavieja



Figura 4.64. Panorámica de la Formación Villavieja del Grupo Honda
Morfología de colinas redondeadas compuestas por sublitoarenitas y lodolitas de color rojizo;
vereda Vilú, municipio de Yaguará (N: 778 450, E: 842 773, Z: 650, Az: 300°)



Figura 4.65. Afloramiento de la Formación Villavieja
Lodolitas meteorizadas con variación lateral a litoarenitas de color marrón rojizo;
municipio de Yaguará (N: 781 563, E: 844 467, Z: 580, Az: 243°)

Formación Neiva

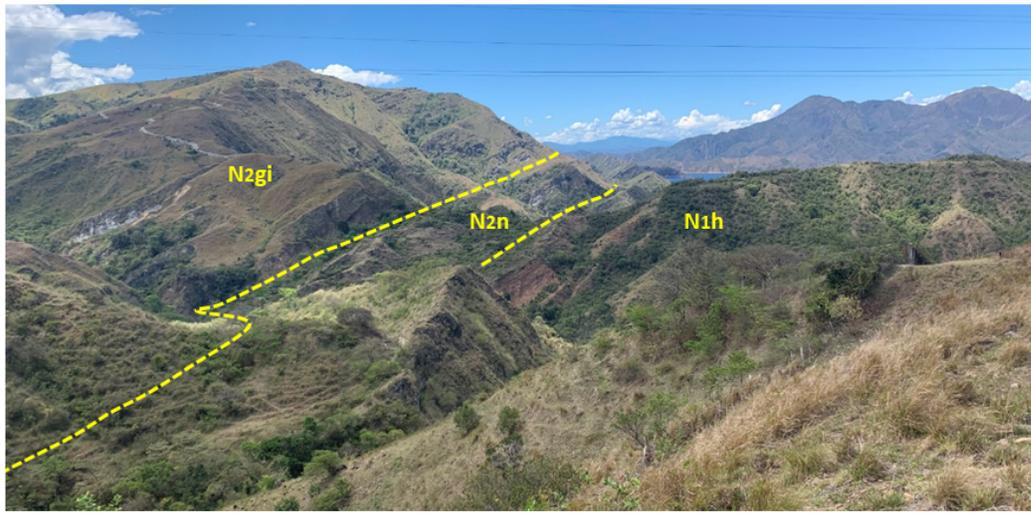


Figura 4.66. Expresión morfológica de la Formación Neiva (base del Grupo Huila)
Morfología de escarpe poco pronunciado de la Formación Neiva (N2n) en contacto con la suprayacente Formación Gigante (N2gi) e infrayacente Grupo Honda (N1h); vía Hobo-Gigante (N: 762 971, E: 837 934, Z: 920, Az: 200°), por fuera del área de estudio



Figura 4.67. Afloramiento de la Formación Neiva
Secuencia invertida, compuesta por capas gruesas y muy gruesas de conglomerados poligénicos intercalados con capas gruesas, lentiformes, de litoarenitas; vía Garzón-El Agrado, vereda Bajo Buenavista, municipio de El Agrado (N: 740 563, E: 814 206, Z: 808, Az: 280°), por fuera del área de estudio



Figura 4.68. Detalle de conglomerados de la Formación Neiva

Cantos de rocas volcánicas y cuarzo lechoso, bien redondeados, elongados y con imbricación, en una matriz arenosa; vía Garzón-El Agrado, vereda Bajo Buenavista, municipio de El Agrado (N: 740 563, E: 814 206, Z: 808, Az: 280°) por fuera del área de estudio

Formación Gigante



Figura 4.69. Expresión morfológica de la Formación Gigante
 Alternancia de crestas bajas y pequeños valles por interstratificaciones de conglomerados, litoarenitas y litoarenitas conglomeráticas; sector Maco, cuchilla Seboruco; vereda Vilaco, municipio de Hobo (N: 782 682 E: 848 571, Z: 664, Az: 136°)



Figura 4.70. Afloramiento de la Formación Gigante
 Capas muy gruesas con estratificación plana no paralela continua y ondulosa paralela continua de conglomerados poligénicos que resaltan en la topografía, alternando con capas gruesas de litoarenitas conglomeráticas de grano medio y grueso que originan valles; sector Maco, cuchilla Seboruco, vereda Vilaco, municipio de Hobo (N: 782 968, E: 848 481, Z: 739, Az: 146°)

Depósito volcánico de Paicol



Figura 4.71. Panorámica del Depósito volcánico de Paicol
Geoforma de meseta o terraza alta producida por el Depósito volcánico de Paicol (Qvp) en contacto discordante sobre rocas Cretácicas y Paleógenas; vereda El Espinal, municipio de Tesalía (N: 769 724, E: 1163 722, Z: 1 012, Az: 320°)



Figura 4.72. Panorámica del Depósito volcánico de Paicol
El Depósito volcánico de Paicol (Qvp) forma una meseta disectada por el drenaje; vereda La Mesa, municipio de Paicol (N: 760 531, E: 1 150 467, Z: 1075, Az: 305°)



Figura 4.73. Depósito volcánico de Paicol
Bloques sueltos de fragmentos líticos volcánicos porfiríticos grises cubriendo rocas Cretácicas de la Formación Loma Gorda; cantera El Tachuelo, municipio de Paicol (N: 760 648, E: 1146 649, Z: 1 063, Az: 100°)



Figura 4.74. Depósito Volcánico de Paicol
Depósito endurecido con predominio de fragmentos líticos grises, porfiríticos y andesíticos, en matriz vítreo-cristalina o afanítica; finca El Rinconcito, vereda La Mesa, municipio Paicol (N: 760 846, E: 1148 907, Z: 1 069, Az: 40°)

Depósitos aluviales y terrazas



Figura 4.75. Depósitos aluviales recientes y terrazas
Planicies producidas por depósitos aluviales recientes y terrazas del río Magdalena; panorámica tomada desde el mirador del Hobo; vía Hobo hacia Gigante, vereda Las Vueltas (N: 773 892, E: 842 335, Z: 653, Az: 358°) por fuera del área de estudio



Figura 4.76. Depósito aluvial
Alternancia de niveles gruesos, cuneiformes, de guijas, cantos y bloques en matriz arenosa lodosa, de rocas de diverso origen (polimíctico); vereda Las Vueltas, municipio de Hobo (N: 770 834, E: 847 618, Z: 894, Az: 10°)

Esta obra, Litoestratigrafía estandarizada para el sector noroccidental de la subcuenca de Neiva, valle alto del Magdalena, es el resultado de un riguroso trabajo de prospección geológica desarrollado por el Servicio Geológico Colombiano entre 2016 y 2019. Su propósito principal fue identificar y caracterizar depósitos de fosfatos y magnesio —minerales esenciales para la producción de fertilizantes— con miras a fortalecer la seguridad alimentaria del país y reducir la dependencia de importaciones costosas y vulnerables a factores externos.

A través de cartografía detallada, levantamientos estratigráficos y análisis de laboratorio, esta publicación ofrece una estandarización de la nomenclatura litoestratigráfica bajo los lineamientos de la International Stratigraphic Guide. Más allá de su valor científico, constituye una herramienta clave para orientar la exploración de recursos minerales no renovables, optimizando esfuerzos y recursos. Dedicada al profesor Fernando Etayo Serna, esta obra también rinde homenaje a su legado en la geología colombiana.