

# Principales zonas de deformación analizadas

En este capítulo se presenta una breve recopilación de la información geológica de las cuencas que limitan con la zona de deformación seleccionada. Se describe la evolución tectónica, principales estructuras de tipo pliegues y fallas, y características litológicas de cada una de las formaciones geológicas presentes en estas cuencas. La anterior información busca generar una contextualización clara para el lector en el sentido de establecer un marco de la evolución tectonotermal de las diferentes zonas y las principales estructuras que inciden en tales historias termales, así como la asociación de estos con el modelamiento directo termocinemático.

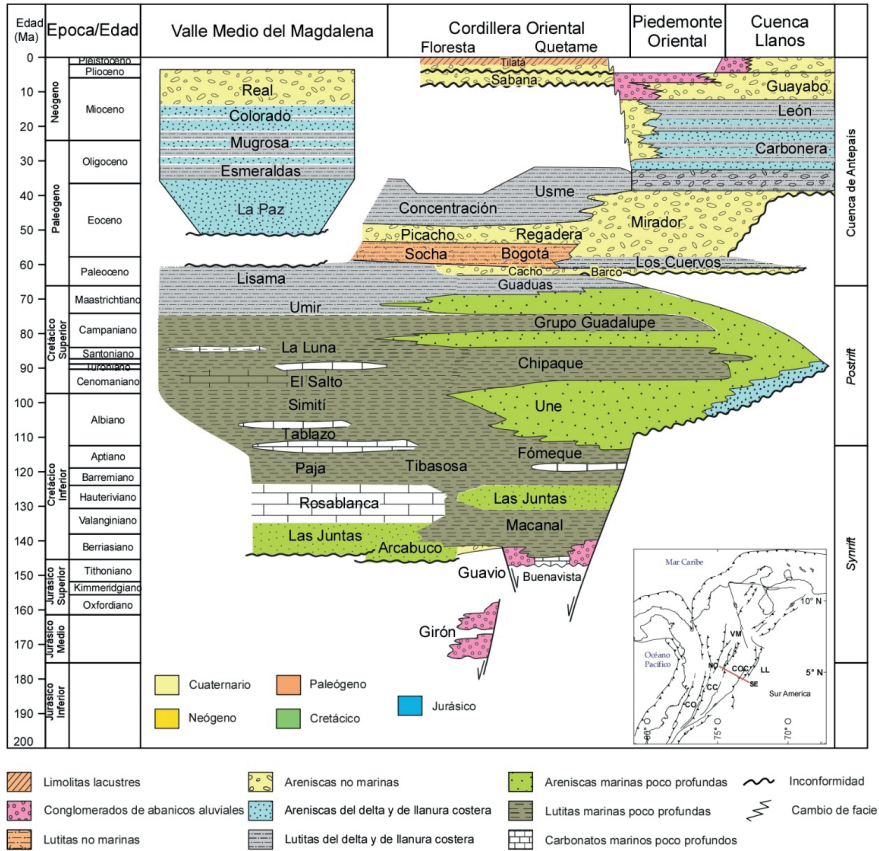
## **1.1 Piedemonte llanero (límite con la cuenca Llanos)**

La cuenca Llanos es de gran interés geológico, ya que contiene grandes depósitos de petróleo. Esta cuenca está limitada por la cuenca Cordillera Oriental al occidente (delimitada por el sistema de fallas de Guaicaramo en la parte central de la cuenca), al oriente por el Escudo de Guayana, al norte por la cuenca de Barinas y al sur por la serranía de la Macarena y el Arco de Vaupés. Está conformada por rocas de edades que van desde el Proterozoico hasta el Holoceno (Figura 1).



### 1.1.1 Litoestratigrafía regional

La cuenca Llanos está compuesta por rocas sedimentarias que reflejan su larga historia geológica de depositación y deformación, las cuales yacen sobre un basamento (Figura 2). Estas rocas están separadas por tres (3) grandes discordancias regionales, que marcan eventos tectónicos



**Figura 2.** Carta cronoestratigráfica desde el Jurásico inferior al Cenozoico para la Cordillera Oriental y las cuencas circundantes, Valle Medio del Magdalena y Llanos.

**Fuente:** adaptado de Gómez et al. (2005a); Parra et al. (2009a, b); Mora et al. (2010a), Horton et al. (2020), Bermúdez et al. (2024).

### **1.1.1.1 Basamento Precámbrico**

En el área del Meta se han encontrado dos tipos de basamento (ANH, 2012). El primero es de tipo ígneo-metamórfico y el segundo compuesto por filitas y cuarcitas. Por otra parte, en el área de Guape, se tienen rocas ígneas ácidas e intermedias y metamórficas de edad precámbrica.

### **1.1.1.2 Paleozoico**

Aunque es poca la información reportada, se reporta que sobre el basamento se encuentra en forma discordante la secuencia paleozoica, que inició con una transgresión marina a finales de Cámbrico o comienzos del Ordovícico (Ecopetrol y Beicip, 1995).

### **1.1.1.3 Mesozoico**

En la cuenca Llanos se tiene registro de rocas del Triásico – Jurásico y Cretácico.

#### **Triásico – Jurásico**

Estas rocas no poseen mayores estudios. Según ANH (2012), se presentan capas rojas de esta edad encontradas en *grabens* aislados, asociadas a procesos de tipo *rift*.

#### **Cretácico**

Se presentan rocas que van del Cenomaniano al Campaniano, compuestas por detritos finos y gruesos que suprayacen discordantemente sobre rocas Triásico – Jurásicas, Paleozoicas o del basamento (Sarmiento, 2011). Estas rocas forman una cuña sedimentaria que se adelgaza de manera progresiva hacia el suroriente y oriente. Estas rocas se subdividen en las siguientes unidades:

**Formación Une.** Compuesta principalmente de areniscas cuarzosas con intercalaciones menores de lutitas y limolitas carbonosas. En el área del

Meta su espesor varía de 15 a 106 m, en Arauca de 91 a 182 m y en el piedemonte llanero llega hasta 200 m.

**Formación Gachetá.** Compuesta por una secuencia de lutitas, con menor presencia de areniscas y contenido variable de glauconita, también se presentan pequeños niveles calcáreos. Esta formación alcanza espesores hasta de 180 m, pero no se observa en el oriente y suroriente de la cuenca.

**Formación Guadalupe.** Compuesta por una secuencia de areniscas masivas, con intercalaciones pequeñas de lutitas, ocasionalmente con menores capas de carbón. Alcanza espesores de hasta 180 m.

#### **1.1.1.4 Cenozoico**

Se presentan rocas del Terciario y del Cuaternario.

**Formación Barco.** Compuesta por areniscas cuarzosas masivas de grano fino a grueso, con intercalaciones delgadas de lutitas. Depositadas durante el Paleoceno en un ambiente regresivo.

**Formación Los Cuervos.** Compuesta por lutitas de color gris, intercaladas con areniscas de grano muy fino a medio. Depositadas durante el Paleoceno en un ambiente regresivo.

**Formación Mirador.** Compuesta por areniscas masivas de diferente tamaño, que, a su vez, contiene cuarzo, feldespato, materia orgánica leñosa y glauconita. Depositadas durante el Eoceno tardío en un ambiente fluvial deltaico.

**Formación Carbonera.** Compuesta por una alternancia de rocas arcillosas, limosas y areniscas, con algunos niveles de carbón. Depositada durante el Oligoceno al Mioceno tardío como consecuencia de eventos transgresivos y regresivos en un mar epicontinental de poca profundidad. La formación está dividida en ocho (8) miembros informales o unidades operacionales, de C1 a C8, los niveles pares son transgresivos, finogranulares e importantes sellos regionales, mientras que los niveles



impares son regresivos, arenosos y, desde C7 a C3, son productores de hidrocarburos (ANH, 2012). En general, esta formación alcanza un espesor máximo de 1830 m.

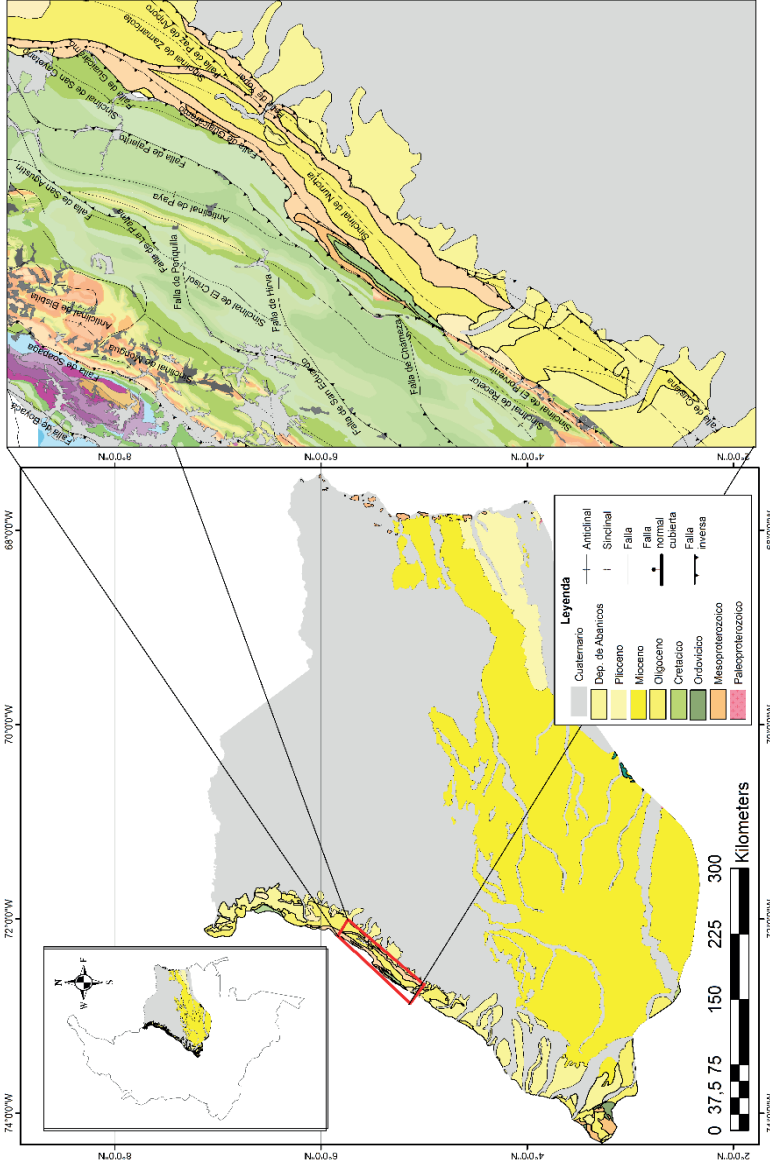
**Formación León.** Compuesta por capas gruesas de lutitas grises. Depositada durante el Mioceno medio por la última invasión de los mares terciarios en la cuenca. Esta formación alcanza espesores máximos de más de 750 m.

**Formación Guayabo.** Compuesta por una alternancia de arcillolitas y areniscas mal seleccionadas, con algunos niveles de conglomerados, ocasionalmente, hacia el tope presenta niveles carbonosos. Depositada durante el Mioceno tardío al Cuaternario, con una influencia marina hacia la base y fluvial marino a continental hacia el tope. Esta formación alcanza un espesor de más de 3000 m.

### **1.1.2 Geología estructural**

En la Figura 3, se muestran las principales fallas y estructuras observadas en el límite entre la Cordillera Oriental y el piedemonte llanero.





**Figura 3.** Principales estructuras observadas en el piedemonte llanero y parte este de la Cordillera Oriental.

La cuenca Llanos cuenta con una serie de estructuras tipo pliegues y fallas, las cuales se desarrollaron a través de su historia geológica y producto principalmente de la tectónica del ciclo andino. Dentro de las principales estructuras se encuentran:

***Sinclinal de Nunchía.*** Es una estructura estrecha, alargada, asimétrica, con dirección N20°E, flancos inclinados de 10 a 15°, localizada sobre el piedemonte llanero, afectando a las formaciones Guayabo, León y Carbonera. Esta estructura se ve afectada al este por la falla de Yopal o Pajarito y al oeste por la falla de Guaicaramo (Ulloa et al., 1975; Dueñas y van der Hammen, 2007).

***Sinclinal Zamaricote.*** Este pliegue posee un eje de dirección variable, en su parte sur y central posee una dirección N30°E; sin embargo, en la parte norte, el eje pasa a tener una dirección de N5°E (Plancha 175 del SGC). La estructura se ve afectada en su flanco oriental por la falla de Paz de Aripuro (Cooper et al., 1995; López, 2004; Montoya et al., 2013).

***Sinclinal de Nazareth.*** Tiene una dirección N30°E, longitud de 75 km. Forma con sus flancos ángulos que varían entre 110° y 160°. Su sección occidental es afectada por la falla de Tesalia (López, 2004).

***Anticlinal del Guavio.*** Es un pliegue de tipo suave con una longitud de 35 km, rumbo N30°E, buzamiento de charnela 85° O, 15° de cabeceo y un ángulo entre flancos de 140° (López, 2004).

***Sinclinal del río Amarillo.*** Clasificado como pliegue suave por su ángulo entre flancos de 130°, con dirección N30°E y una longitud de 750 km, su charnela buza 85° O. Esta estructura se encuentra limitada al oeste por el anticlinal del Guavio y al este por la falla de Guaicaramo (López, 2004).

En la Tabla 1, se enuncian las estructuras secundarias presentes en la cuenca Llanos.

**Tabla 1.** Principales elementos estructurales y fallas presentes en la cuenca Llanos.

**Fuente:** Tomado y modificado de Sarmiento (2011) y Montoya et al. (2013).

<b>Elemento estructural</b>	
<b>Nombre</b>	<b>Descripción</b>
Arco de Arauca	Relieve subsuperficial inclinado hacia el oeste en dirección este-oeste que separa la cuenca Llanos de la cuenca Barinas en Venezuela.
Graben de Arauca	Localizado entre las fallas Mantecal y Achagua, es una depresión orientada ENE-OSO, rellena con más de 8 km de sedimentos, principalmente del Cámbrico-Ordovícico (McCollough y Padfield, 1985).
Zona de plataforma de Casanare	Homoclinal de gran extensión que se inclina hacia el oeste.
Paleo-relieve de Vorágine	Relieve orientado de norte a sur que separa el dominio de Casanare al norte del dominio de Meta al sur.
Paleorrelieve de Candilejas o Chafurray	Relieve orientado de norte a sur definido sísmicamente, que se encuentra entre la cordillera de La Macarena y el paleorrelieve de Vorágine, y que controló la paleogeografía del Cretácico.
Cordillera de La Macarena	Límite al sur de la cuenca Llanos, con afloramientos de basamento y Cretácico, que separa esta cuenca de la cuenca Caguán-Putumayo.
Piedemonte de los Andes	Área situada entre 300 y 1500 msnm, contiene fallas de compresión, transpresión, inversas y cabalgamientos, así como pliegues. Su dirección estructural es NNE-SSO.
<b>Fallas</b>	
<b>Nombre</b>	<b>Características</b>
Guaicaramo	Limita al occidente con el cinturón plegado asociado a la Cordillera Oriental. Se caracteriza por la formación de puentes estructurales plegados de topografía escarpada.

Fallas	
Nombre	Descripción
Del Borde Llanero	Se considera una falla inversa de alto ángulo, que marca el límite entre la cuenca Llanos y la Cordillera Oriental. Esta falla se encuentra afectada por dislocamientos en varios sectores, asociados a fallas de rumbo, las cuales desplazan su lineamiento.
Yopal	Falla de tipo inverso, la cual limita el piedemonte con la llanura. Su plano de falla es subvertical, ligeramente inclinado hacia el oeste y cortado por pequeñas fallas de rumbo. Este lineamiento afecta los conos aluviales del borde de la Cordillera Oriental.
Támara	Considerada como una falla inversa que limita el borde oriental de la Cordillera Oriental, afectando el flanco occidental del Sinclinal de Nunchía. Al pasar por el río Pauto, la falla produce un intenso plegamiento y dislocación en las rocas de la Formación San Fernando.

### 1.1.3 Evolución tectónica

La tectónica de la cuenca Llanos está definida por la interacción de las placas tectónicas oceánicas Nazca y Caribe, junto con la placa continental Sudamericana. Estas placas han configurado la evolución y conformación de la Cordillera Oriental, su respectivo piedemonte llanero y la cuenca Llanos (ANH, 2012).

#### 1.1.3.1 Paleozoico

Durante esta era, la cuenca Llanos inició como un mar epicontinental poco profundo (Ecopetrol y Beicip, 1995). Luego, durante el periodo Cámbrico tardío hasta el Ordovícico, se generó la depositación de los sedimentos marinos de mar epicontinental conectado con el océano protopacífico que cubrieron el área sobre el basamento cristalino Precámbrico (Sarmiento, 2011). Posteriormente, durante el Ordovícico temprano, se presentó actividad tectónica y el metamorfismo de bajo grado asociado a la orogénesis caledoniana. Después, siguió un periodo de erosión intensa que dejó una disconformidad (ANH, 2012). Finalmente, durante el Ordovícico - Pérmico, se desarrollaron dos



ciclos sedimentarios seguidos por eventos de deformación de intensidad variable (Sarmiento, 2011).

### 1.1.3.2 Mesozoico

Durante esta era, en los periodos Triásico - Cretáceo temprano se crearon cuencas de *rift*, resultado de la separación de Norte y Sur América generada por la apertura del Caribe (ANH, 2012). Es decir, que se generó una megasecuencia *sin-rift*.

Posteriormente, durante el Barremiano al Maastrichtiano, se presentan episodios extensionales, se comienza a hablar de la existencia del sistema de fallas de Guaicaramo, hasta este momento la cuenca era de tipo *back-arc* (Cooper et al., 1995). Esta es una megasecuencia retro-arco (*back-arc*). Del Maastrichtiano al Paleoceno temprano ocurrió el evento final de acreción de la Cordillera Occidental que causó el levantamiento y erosión de la Cordillera Central (Sarmiento, 2011). Esto corresponde con el inicio de la megasecuencia de cuenca de antepaís preandina.

Durante el Cretácico, los cambios del nivel del mar fueron significativos (Villamil y Arango, 1998). En el Cretácico inferior se generó una transgresión regional que cubrió las rocas Paleozoicas expuestas en la región de los llanos, favoreciendo a la depositación de la Formación Une (Hubach, 1931). A través del Cretácico temprano (Turoniano temprano - Coniaciano), un aumento global del nivel del mar (Haq et al., 1987), además de la presencia de condiciones anóxicas de resurgencia, generó la depositación de una sucesión de arcillolitas y lutitas marinas, chert y fosfatos (Formación Gachetá) (Sarmiento, 2011). En el Coniaciano al Santoniano temprano, debido a la caída del nivel relativo del mar, finaliza la depositación de la Formación Gachetá. Debido a dos grandes ciclos de progradación, agradación y retrogradación, de la línea de costa hacia el este, se depositó la Formación Guadalupe (Hettner, 1892). Al final del Cretáceo ocurrió una caída relativa del nivel del mar, relacionada probablemente con una tectónica compresiva, lo que generó un cambio en la depositación no marino de la megasecuencia de la cuenca preandina de antepaís. Por lo anterior, entre el Cretáceo y el Terciario, se presenta un hiato de alrededor de 20 Ma (ANH, 2012).



### 1.1.3.3 Cenozoico

Durante el Paleoceno tardío, se presenta una transgresión de largo alcance que favorece la depositación de la Formación Barco (Notestein et al., 1994), la cual fue depositada sobre una discordancia. Al final del Paleoceno tardío se presentó una débil transgresión y luego se produjo una regresión que generó la depositación de la Formación Los Cuervos (Notestein et al., 1994). En los Llanos, la Formación Los Cuervos y Mirador está separada por un hiato de aproximadamente 20 Ma. Posteriormente, en el Eoceno tardío se dio una transgresión que llegó hasta más allá de la cuenca de antepaís, al oeste y al norte, lo que originó la depositación de la Formación Mirador (Notestein et al., 1994). Esta transgresión estableció una plataforma marina poco profunda en el área del piedemonte.

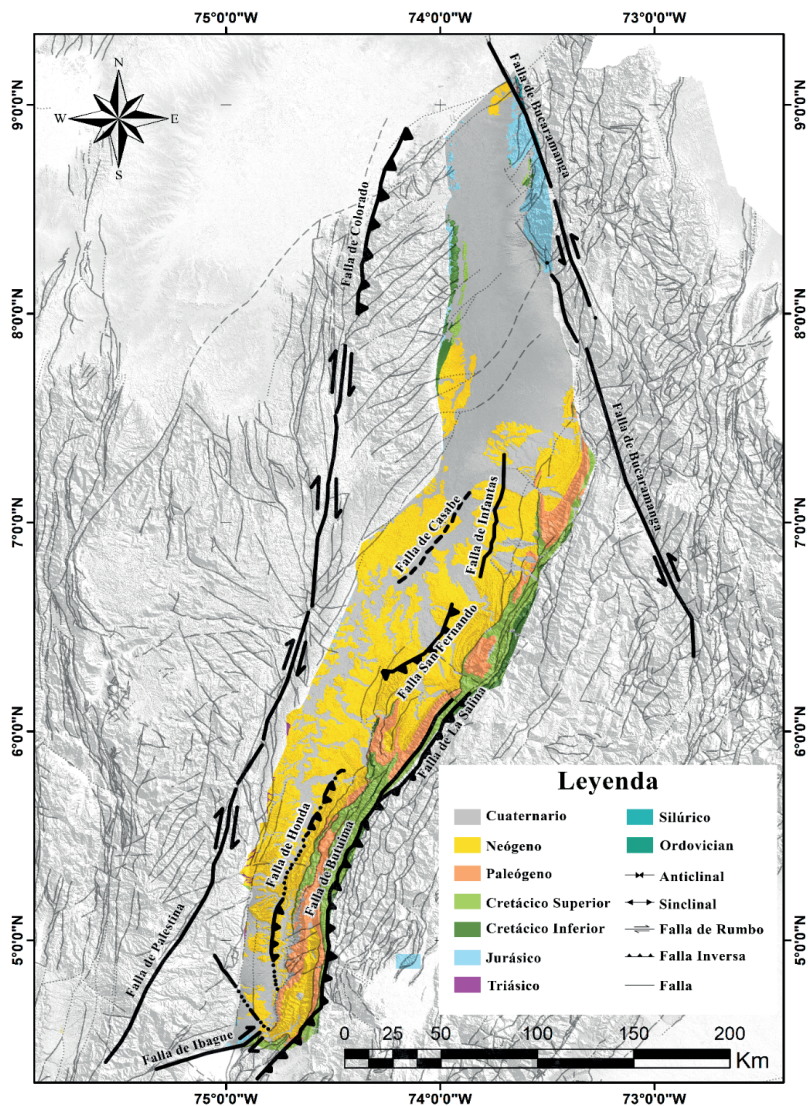
Luego, durante el Oligoceno al Mioceno medio, se presentaron cuatro grandes ciclos de depósitos (Vail y Mitchum, 1977), generados por llanuras costeras con amplias superficies de máxima inundación que dieron lugar a la depositación de la Formación Carbonera. Estos ciclos están caracterizados por un sistema de mar alto, luego un sistema retrogradacional seguido de un sistema transgresivo que termina con una superficie de inundación máxima (Ecopetrol y Beicip, 1995). En el Mioceno medio, ocurrió la primera deformación y levantamiento de la Cordillera Oriental (Sarmiento, 2001), al mismo tiempo que aumentó el nivel del mar, lo que generó la depositación de la Formación León (Notestein et al., 1994). Finalmente, se depositó una molasa de hasta 3000 m de espesor conocida como la Formación Guayabo, con la cual se definió el inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental al oeste del piedemonte de esta.

## 1.2 Piedemonte occidental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Valle Medio del Magdalena)

La cuenca Valle Medio del Magdalena (Figura 4) se sitúa entre las cordilleras Central y Oriental, delimitada por el sistema de fallas Espíritu Santo en la parte norte, por el sistema de fallas de Bucaramanga al



noreste, por el sistema de fallas Bituima - La Salina en el sector sureste, por el cinturón plegado de Girardot hacia el sur, finalmente, al oeste por los sedimentos neógenos que se encuentran cubriendo la serranía de San Lucas y el basamento perteneciente a la Cordillera Central.



**Figura 4.** Mapa geológico de la cuenca VMM elaborado a partir de las planchas geológicas 1:100000 del SGC.

### 1.2.1 Litoestratigrafía regional

En la Figura 2, también se muestran las principales formaciones de la zona. Esta cuenca está conformada por una cobertura sedimentaria que abarca desde el Jurásico hasta la actualidad. El periodo Cretácico se caracteriza por la presencia de sedimentos calcáreos y siliciclásticos que se formaron en condiciones marinas a transicionales, estos contrastan con las formaciones Cenozoicas, que se originaron principalmente en entornos continentales (depósitos aluviales y fluviales con cierta influencia marina).

#### 1.2.1.1 Mesozoico

**Formación Girón.** Se depositó durante el periodo Jurásico tardío. Está constituida principalmente por bancos de areniscas y conglomerados depositados en ambientes fluviales (Ward, 1973), presenta un espesor de ~2660 m (Caballero, 2010).

**Formación Rosablanca.** Se depositó durante el periodo Cretácico inferior al Valanginiano-Hauteriviano. Está constituida principalmente por capas de caliza oolíticas grises a marrones intercaladas con calizas cristalinas, generalmente arenosas, depositadas en un ambiente de marea y plataforma marina somera (Fuquen et al., 2009), posee un espesor de ~150-450 m (Sarmiento et al., 2015; Vargas-Vargas, 2021).

**Formación Paja.** Se depositó durante el periodo Cretácico inferior al Hauteriviano-Barremiano. Está constituida principalmente por arcillolitas, generalmente delgadas, localmente macizas y calcáreas, con delgadas intercalaciones de *mudstones*, *packstones*, *wackestones* y, en ocasiones, *grainstones* y arenitas arcillosas. Los niveles calcáreos se presentan con más frecuencia a la base y al techo de la unidad. Depositada en un ambiente marino somero (Fuquen et al., 2009; Noè et al., 2020). Tiene un espesor de ~ 125 - 625 m (Caballero, 2010; Sarmiento et al., 2015).

**Formación Tablazo.** Se depositó durante el periodo Cretácico inferior al Albiano medio a tardío. Está constituida principalmente por una potente



secuencia de sedimentos con un espesor que varía entre ~150-325 m (ANH, 2006; Sarmiento et al., 2015), constituida por lodolitas y calizas interestratificadas, el tercio inferior está representado por lodolitas calcáreas (*mudstones*) y lodolitas con intercalaciones de calizas, mientras que, los 2 tercios restantes están formados por capas de caliza maciza gruesas de entre 1 y 10 m, con intercalaciones de *mudstones*, *wackestones* y de *packstones* menos frecuentes. Depositada en un ambiente de aguas someras a más profundas (Morales et al., 1958; Gómez et al., 2005a; Fuquen et al., 2009).

**Formación Simití.** Se depositó durante el periodo Cretácico inferior a Albiano tardío-Cenomaniano temprano. Está constituida principalmente por lodolitas, ligeramente calcáreas, con capas delgadas de arenitas y calizas en la parte alta. En la parte más baja del afloramiento se vuelve limosa y calcárea, debido al incremento hacia la base de los niveles calcáreos, como *mudstones*, *wackestones* y, en menor cantidad, *packstones* y *grainstones*. Depositada en un ambiente de aguas someras (Fuquen et al., 2009; Gómez et al., 2009), posee un espesor de ~250-650 m (Morales et al., 1958; Vargas-Vargas, 2021).

**Formación La Luna.** Se depositó durante el periodo Cretácico temprano, Cenomaniano tardío al Santoniano (Mantilla-Ardila et al., 2021). Está constituida principalmente por 3 miembros (Gómez et al., 2009; Patarroyo et al., 2021):

Miembro Salada, con ~50-100 m de espesor (Caballero, 2010), este miembro inferior se compone de arcillolitas calcáreas y limosas con delgadas intercalaciones de calizas. Localmente, estas arcillolitas son bituminosas a muy bituminosas, con intercalaciones de calizas.

Miembro Pujamana, con ~50-225 m de espesor (Vargas-Vargas, 2021), este miembro medio se compone predominantemente de arcillolitas. Además, presenta intervalos dispersos de arenitas con espesores variables entre 1 y 6 m. En los 2 tercios inferiores del afloramiento se observan intercalaciones de arenitas.

Miembro Galembó, con ~180-200 m de espesor (Mantilla-Ardila et al., 2021), este miembro temprano está constituido por una mitad inferior conformada por *mudstones* silíceos con delgadas capas calcáreas. El resto está compuesta por delgadas capas de arcillolitas calcáreas. En forma excepcional se halla un intervalo de caliza de unos 10 m de espesor real en la base de la sucesión.

En general, se depositó en un ambiente marino, extendiéndose desde Venezuela hasta el norte de Perú.

**Formación Umir.** Se depositó durante el periodo Cretácico tardío, específicamente, en el Maastrichtiano. Está constituida en la base por intercalaciones de arcillolitas, con estructura laminar, presencia de óxidos de hierro y trazas de carbón; continúa con limolitas, con estructura laminar, plano-paralela y presencia de óxidos de hierro, hacia el techo de la formación. Presenta una pequeña capa de areniscas de coloración variable entre naranja y amarillento pálido. Esta formación fue depositada en un ambiente fluvial y deltaico (Fonseca et al., 2012). Presenta un espesor de ~1000-1400 m (Rangel et al., 2002).

### 1.2.1.2 Cenozoico

**Formación Lisama.** Se depositó durante la época del Paleoceno temprano. Está constituida principalmente por una serie de intercalaciones de arcillolitas con presencia de micas. Adicionalmente, se presentan arenitas de cuarzo con tamaño de grano muy fino a fino, duras, ligeramente micáceas, algunas feldespáticas y ligeramente calcáreas con facies de estratificación cruzada en algunas partes de la formación. Depositada en un ambiente costero y de llanura aluvial con influencia marina hacia el norte (Morales et al., 1958). Tiene un espesor de ~950-1250 m (Caballero, 2010).

**Formación La Paz.** Se depositó durante la época del Eoceno temprano-temprano. Está constituida principalmente por limolitas grises en capas medias, con laminación plano-paralela, capas gruesas de sublitoarenitas



y litoarenitas conglomeráticas. Depositada en un ambiente de abanicos aluviales relacionados con la falla de Cantagallo, llanuras aluviales y canales fluviales (Gómez et al., 2008; Moreno et al., 2011). Presenta un espesor variable desde ~400-1500 m (Moreno et al., 2011; Sarmiento et al., 2015).

**Formación Esmeraldas.** Se depositó durante la época del Eoceno temprano - Oligoceno (Gómez et al., 2005b). Está constituida hacia la base por intercalaciones de arcillolitas micáceas, en capas medias a gruesas, con laminación plana-paralela y arenitas de grano fino, en capas gruesas a muy gruesas tabulares. Hacia el medio se presentan arenitas más potentes con sucesión de capas medias a gruesas de cuarzoarenitas muy cementadas, areniscas conglomeráticas y conglomerados arenosos matriz-soportados. Finalmente, hacia el tope de la formación, afloran intercalaciones de arcillolitas moteadas, en capas delgadas onduladas paralelas. Depositada en un ambiente de abanicos aluviales relacionados con la falla de Cantagallo, llanuras aluviales y canales fluviales (Dengo y Covey, 1993; Cooper et al., 1995; Rolon, 2004). Describe un espesor variable de ~500-1200 m (Moreno et al., 2011; Sarmiento et al., 2015).

**Formación Mugrosa.** Se depositó durante la época Eoceno-Oligoceno, Oligoceno tardío Mioceno temprano (Sarmiento et al., 2015). Está constituida principalmente por areniscas de grano fino a medio, con intercalaciones de lodolitas y algunas capas de areniscas conglomeráticas (Ward, 1973). En medio de la formación se presentan *shales* moteados de azul opaco y marrón, masivos, con pocas intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino a grueso y *shales* verdes. Finalmente, en la parte temprano se evidencian lodolitas moteadas, fosilíferas con glauconita, esporádicamente (Morales et al., 1958). Depositada en un ambiente lacustre, con deposición de lutitas fosilíferas. Posee un espesor de ~600-1330 m (Sarmiento et al., 2015).

**Formación Colorado.** Se depositó durante la época del Oligoceno tardío a Mioceno temprano (Caballero, 2010; Sarmiento et al., 2015). Según Fuquen et al. (2009), está constituida principalmente por 3 segmentos:



el primer segmento presenta bancos gruesos de limolitas (carbonosas) y arcillolitas con escasos niveles conglomeráticos e interestratificaciones finas de arenitas arcósicas de cuarzo y líticas, y lodolitas moteadas. El segundo segmento está conformado por bancos gruesos de arcillolitas calcáreas tabulares masivas, con ocasionales intercalaciones de arcillolitas y arenitas cuarzosas y líticas en bancos medios. El tercer segmento presenta una secuencia monótona conformada por intercalaciones de bancos gruesos de arcillolitas y limolitas negras carbonosas, predominando los niveles arcillosos. En general, depositada en un ambiente fluvial meandriforme a lacustre, con facies ricas en lodo, desarrolladas durante máximos niveles de base. Tiene un espesor de ~1250-2500 m (Morales et al., 1958).

**Grupo Real.** Se depositó durante la época del Mioceno medio - tardío al Mioceno tardío. Está constituida principalmente por areniscas friables con laminación cruzada, conglomerados, lutitas y sucesiones de facies de afinamiento ascendente. Depositada en un ambiente fluvial trenzado con aportes de la Cordillera Central y la cuenca Cordillera Oriental (Dengo y Covey, 1993; Cooper et al., 1995; Rolon, 2004). Tiene un espesor de ~400-3200 m (Caballero, 2010; Morales et al., 1958).

**Formación Mesa.** Se depositó durante la época del Plioceno temprano. Esta unidad está compuesta por el miembro Palmas, miembro Bernal y miembro temprano Lumbi, con clastos de diferentes orígenes, constituidas por areniscas conglomeráticas lititas y capas piroclásticas. Depositada en una sedimentación controlada por la actividad tectónica y fallas (Dengo y Covey, 1993; Rolon, 2004). Presenta un espesor de ~150-575 m (Vargas-Vargas, 2021).

**Grupo Honda.** Esta formación se depositó durante la época del Mioceno medio al tardío. Constituida por un predominio de areniscas, *shales* y arcillolitas, con intercalaciones de conglomerados y presencia de guijarros andesíticos y dacíticos. Depositada en ambientes fluviales y lacustres con influencias volcánicas (Ulloa et al., 1994). Presenta un espesor de ~400-1030 m (Velandia et al., 2001; Porta y Téllez, 1965).



### ***1.2.2 Geología estructural***

La cuenca Valle Medio del Magdalena está definida por el levantamiento tectónico y los episodios de erosión que han dado forma a su topografía actual. La deformación de la Cordillera Central y el desplazamiento hacia el oeste, han sido importantes en la formación del gradiente estructural de la cuenca. Los estratos de crecimiento dentro de la cuenca indican periodos de deformación activa en la cuenca Cordillera Oriental y en el margen occidental del Valle Medio del Magdalena. Además, la cuenca VMM ha experimentado una inversión tectónica significativa, especialmente, desde el Oligoceno tardío, lo que ha llevado a la transformación de esta, en una cuenca intermontana durante el Mioceno medio al Plioceno. Se han identificado tres etapas de deformación: 1) Etapa extensional, 2) Corrimiento y 3) Transcurrencia, asociadas a la mayoría de las trampas de la cuenca (ANH 2010, Ronda Colombia). La Figura 5 resume las principales estructuras existentes dentro del área considerada en la cuenca Valle Medio del Magdalena.

**Sinclinal de Armas.** Es una estructura apretada y asimétrica, su eje tiene sentido SSW-NNE, su flanco occidental presenta buzamientos entre 18° y 30° hacia el noroeste y su flanco oriental en mayor parte presenta buzamientos desde 40° a 60° al sureste (Caballero, 2010).



Oriente de la región sirven como evidencia de la inversión tectónica durante el Cenozoico. Estos lineamientos experimentan un cambio en su orientación, pasando de una dirección SE a NO y modificando su componente de normal a inversa. Estas fallas desempeñan un papel crucial en el contexto petrolero, actuando como trampas estructurales en campos como Las Garzas, Peñas Blancas, Galán, Cantagallo, Llanito, Cristalino y Sogamoso, Totumal, Buturama, Casabe, entre otros (Giraldo-Arroyave, 2010).

***Dominio suroccidental.*** Situado entre los terrenos del NO y el municipio de Girardot. Se caracteriza porque sus capas se orientan al este. En este terreno se observa la presencia de fallas que cortan desde el basamento cristalino hasta las unidades del Cenozoico, donde la sección sedimentaria del Cretácico se encuentra ausente (Lozano y Zamora, 2014).

***Dominio Central.*** Situado entre los terrenos NO y el piedemonte, incluyendo el paleo-alto Cáchira. Este terreno se distingue por la presencia de fallas inversas y pliegues que afectan la secuencia sedimentaria desde el Mesozoico hasta el Cenozoico. Su formación está vinculada a eventos tanto compresivos como extensivos, los cuales dieron origen a las cordilleras Oriental y Central. El paleo-alto Cáchira ubicado al sur, adopta una forma triangular, influenciado por las fallas de Cáchira e Infantas, que actúan como límites estructurales (Córdoba et al., 2001).

***Piedemonte.*** Situado en su totalidad en el sector este de la cuenca, bordeando la Cordillera Oriental. Este sector se distingue por la presencia de fallas inversas, de amplios sinclinales y anticlinales estrechos. De igual manera que el terreno central, experimentó los efectos de procesos extensionales, compresivos e inversiones que dieron origen a las cordilleras andinas colombianas, y que generaron estructuras como fallas inversas, las cuales deforman la secuencia sedimentaria en diversos patrones estructurales incluyendo los tipos dúplex (Restrepo-Pace et al., 2004).

***Sur de Girardot.*** Localizado al sur de la cuenca. Debido a esfuerzos positivos y regímenes de rumbo con acortamiento perpendicular, se



observan en este terreno fallas con configuración en forma de flor, así como fallas reactivadas durante la última parte de la era Cenozoica. Las estructuras más relevantes en esta área son: Sinclinal de Guaduas, falla de Cambao y cinturón plegado de Girardot (Cortés et al., 2006). En la Tabla 2, se enuncian las estructuras secundarias presentes en la cuenca Valle Medio del Magdalena.

**Tabla 2.** Principales fallas existentes en el piedemonte y en la cuenca Valle Medio del Magdalena.

Fallas		
Nombre	Tipo	Características
Espíritu Santo	Rumbo	Tiene una dirección N30°E y unos 90 km de longitud. Esta se ve afectada por una superficie de erosión terciaria (Paris y Romero, 1994).
Sistema de fallas Bucaramanga - Santa Marta	Rumbo	Se clasifica como un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinistral y con una dirección aproximada N20°O (Campbell, 1965).
Sistema de fallas La Salina	Inversa	Es considerado como un sistema inverso con componente de rumbo dextralateral, lo que genera el hundimiento de la cuenca al costado NE y, a su vez, sirve de límite para esta (Gómez et al., 2005a).
Sistema de fallas de Landázuri	Inversa de Cabalgamiento	Tren de fallas con dirección NE-SO (Alcaldía Municipal de Landázuri, 2003).
Falla Casabe	Normal	De tipo inferido con desplazamiento normal de alto ángulo, rumbo NE-SW (INGEOMINAS, 2008).
Falla Cimitarra	Rumbo	Límite sur de la serranía de San Lucas, posee desplazamiento dextral y dirección NE-SW, subdivide la cuenca del Valle Medio del Magdalena en sector norte y sector sur y su trazo en el subsuelo coincide o es paralela a la falla de Cantagallo (Gómez et al., 2005b; SGC, 2015).



Fallas		
Nombre	Tipo	Características
Falla La CIRA - Infantas	Inversa	Conformado por la falla La Cira y el sistema de fallas de tipo normal, dirección NS. Ambas fallas cortan estructuras anticlinales (Cañas et al., 2019).

### 1.2.3 Evolución tectónica

La cuenca Valle Medio del Magdalena tiene una historia geológica compleja que se remonta al Mesozoico. Su formación está relacionada con el surgimiento de los Andes colombianos, que resultaron de la interacción entre las placas tectónicas de Sudamérica, Farallón y del Caribe (Sarmiento, 2011). Durante el Cretácico tardío al Paleoceno se presenta una inconformidad diacrónica mayor (inconformidad que engloba la cuenca Valle Medio del Magdalena y las estribaciones de la cuenca Cordillera Oriental, resultado del levantamiento progresivo de la Cordillera Central), debido al retiro regional del mar.

#### 1.2.3.1 Paleozoico

Aunque probablemente exista, la historia paleozoica de la cuenca Valle Medio del Magdalena es poco conocida y no se considera en la economía petrolera.

#### 1.2.3.2 Mesozoico

La evolución de la cuenca está vinculada a la interacción de placas tectónicas y formación del arco magmático en la Cordillera Central, ocasionando el estiramiento de la litosfera y la generación de *rifts* estrechos debido a esfuerzos tensionales/transensionales. Durante el Triásico - Cretácico temprano, el área de la cuenca Valle Medio del Magdalena y la cuenca Cordillera Oriental se configura como una cuenca de *rift* extensional relacionada primero con la ruptura de Pangea y luego como una cuenca de tras-arco. Posteriormente, en el Cretácico, los *rifts*



fueron más anchos y asimétricos que los del Jurásico, con la reactivación de fallas normales y la inversión de algunas de estas durante la orogenia andina del Cenozoico. Además, la presencia de rocas sedimentarias del Cretácico en el subsuelo de la cuenca VMM, con variación en espesor, se debe a la erosión pre-Eoceno medio. A través del Cretácico tardío, la subsidencia post-rift generó la cuenca VMM, cuenca Cordillera Oriental y cuenca Llanos y el levantamiento extenso de rocas en la Cordillera Central. Adicionalmente, el comienzo de la deformación compresiva en la Cordillera Central y la cuenca VMM, marcó un cambio tectónico significativo. Finalmente, en el Cretácico tardío – Neógeno, se desarrollaron las fases de deformación pre-Eoceno medio, generando la formación de la discordancia de influencia marina tras un periodo de acortamiento transpresional (Gómez et al., 2005a; Sarmiento, 2011).

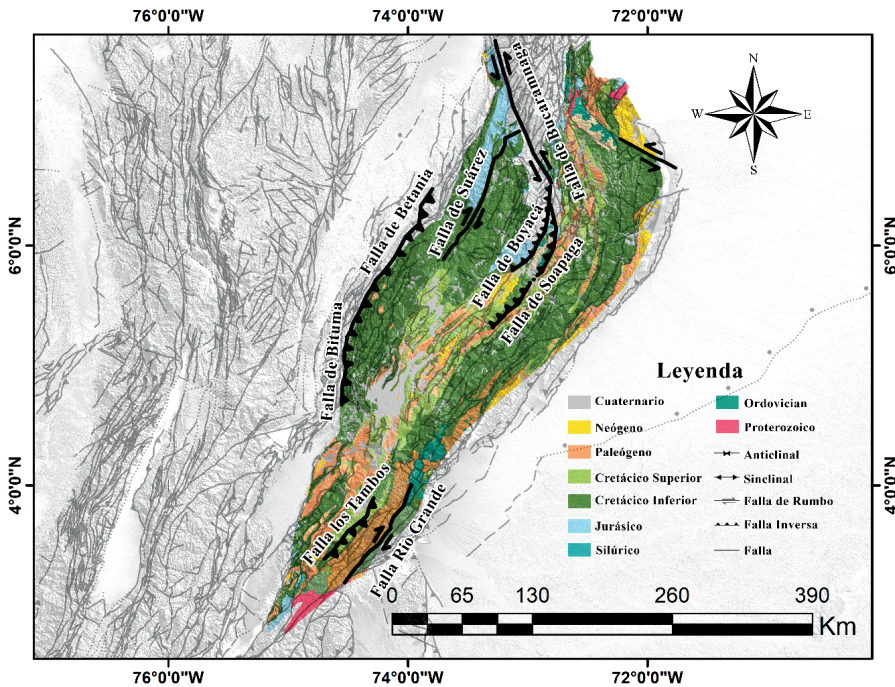
### 1.2.3.3 Cenozoico

Durante esta era, las rocas sedimentarias continentales constituyeron la mayor parte del relleno de la cuenca, con “*onlap*” sobre la Cordillera Central. A través del Paleoceno - Eoceno medio se presenta el levantamiento de la Cordillera Central, el cual generó una cuenca “*foreland*” con deformaciones vergentes al este y al oeste en áreas específicas. Más tarde, durante el Eoceno tardío - Oligoceno temprano, se presenta la migración del frente orogénico desde la Cordillera Central hacia el este, causando inversión de *grabens* mesozoicos. Adicionalmente, a través del Eoceno medio – Neógeno, se presentó un periodo de erosión masiva que supera el levantamiento tectónico y suaviza la estructura y topografía preexistentes, con la discordancia de influencia marina formándose simultáneamente. Durante el Oligoceno tardío se configura el aumento de las tasas de acortamiento, generando la inversión de la cuenca VMM y la elevación de la cuenca Cordillera como una cadena montañosa. Durante el Mioceno medio – Plioceno, se generó la deformación andina, este evento separó la cuenca Cordillera Oriental de la cuenca VMM. Finalmente, se genera la subsidencia neógena resultante de la flexión litosférica (Gómez et al., 2005a; Sarmiento, 2011).



### 1.3 Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental

Esta zona limita al este con la cuenca Llanos, al oeste con la cuenca Valle Medio del Magdalena, al norte con el Macizo de Santander y al sur con el sistema de fallas Algeciras - Garzón (Figura 6) (Lozano y Zamora, 2014). Desde el punto de vista de la exploración esta zona de la cordillera se conoce como una cuenca inmadura (Sarmiento, 2011) y, desde 1947, se han perforado un aproximado de 300 pozos acorde a la información presentada en el banco de información petrolera del Servicio Geológico Colombiano con última actualización al 2022.



**Figura 6.** Mapa geológico del Eje axial de la Cordillera Oriental y piedemonte oriental elaborado a partir de las planchas geológicas 1:100000 del SGC.

#### 1.3.1 Litoestratigrafía regional

La Figura 2 resume las principales formaciones geológicas existentes en la Cordillera Oriental. El sector central de la Cordillera Oriental está

conformado por rocas de edades Proterozoicas a Cenozoicas (Figura 6), las cuales cuentan con litologías variables que van desde areniscas, arcillolitas, calizas y lodolitas. Además, se encuentran rocas metamórficas en la parte norte y sur de la cuenca.

De manera general, la sedimentación en el Cretáceo se desarrolló en un ciclo de transgresión-regresión, que inició con depósitos continentales seguidos de una transgresión marina. La transgresión logró su mayor extensión durante el nivel eustático más alto, en el Cenomaniano, Turoniano y Coniaciano, y fue en ese momento donde se depositaron las rocas fuente del petróleo. Para el Paleoceno, se puso fin al ciclo de transgresión-regresión mediante la sedimentación de llanuras costeras y fluviales. Dichos sedimentos solo se conservaron en la región axial de la Sabana de Bogotá-Tunja-Sogamoso (Sarmiento, 2011).

### **1.3.1.1 Mesozoico**

#### ***Eje axial de la Cordillera Oriental***

***Formación Calizas del Guavio.*** Se depositó durante el periodo Jurásico temprano-Cretácico inferior. Cuenta con un espesor variable de hasta 1000 m. Está conformada principalmente por cinco miembros: Miembro Conglomerado de Miralindo (Kigm), Miembro Lutitas de Miralindo (Kiglm), Miembro Caliza de Malacara (Kigcm), Miembro Lutitas de Las Mercedes (Kiglme), Miembro Calizas de Las Mercedes (Kigcm) (Ulloa y Rodríguez, 1976; Fabre, 1985). El ambiente de depositación es marino profundo.

***Formación Brechas de Buenavista.*** Se depositó durante el periodo Jurásico temprano - Cretácico inferior. Cuenta con un espesor variable de hasta 150 m. Está conformada principalmente por fragmentos y bloques angulosos subredondeados de cuarcitas, calizas, filitas, areniscas y cuarzos lechosos, englobados caóticamente en una matriz areno arcillosa (Pulido y Gómez, 2001). El ambiente de depositación es marino somero a continental.



**Formación Tambor.** Se depositó durante el periodo Jurásico tardío al Valanginiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 230 m. Está constituida principalmente por bancos de areniscas depositadas en ambientes fluviales (Ward, 1973).

**Formación Arcabuco.** Se depositó durante el periodo Jurásico. Cuenta con un espesor variable de hasta 1000 m. Conformada principalmente por areniscas cuarzosas de coloración clara con ocasionales colores rojos, de grano fino hasta medio (Etayo-Serna y Rodríguez, 1985; Renzoni, 1985). El ambiente de depositación es fluvial.

**Formación Cumbre.** Se depositó durante el periodo Jurásico - Valanginiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 8 m. Está conformada principalmente por areniscas de coloraciones grises oscuras a verdes, con intercalaciones de *shales* (Mendoza, 1985; Renzoni, 1985). El ambiente de depositación es marino de plataforma.

**Formación Ritoque.** Se depositó durante el periodo Jurásico - Valanginiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 150 m. Está conformada principalmente por limolitas de color gris, con presencia de micas. Presentan interestratificación con areniscas de grano fino, arcillolitas y calizas lumaquéticas (Ulloa y Rodríguez, 1979; Mendoza, 1985; Renzoni, 1985). El ambiente de depositación es marino marginal.

**Formación Rosablanca.** Se depositó durante el Valanginiano - Hauteriviense. Cuenta con un espesor variable de hasta 450 m. Está conformada principalmente por carbonatos marinos (Cardozo y Ramírez, 1985). El ambiente de depositación es de plataforma de mareas y aguas de menor profundidad.

**Formación Paja.** Se depositó durante el Hauteriviense - Barremiense - Aptiense. Cuenta con un espesor variable de hasta 625 m. Está conformada principalmente por lutitas marinas. Hubo un incremento del nivel del mar de origen tectono - eustático, lo cual se respalda mediante la identificación de una facie marina de mayor profundidad en la parte temprano de la formación (Etayo-Serna et al., 1976; Ecopetrol y ESRI, 1994). El ambiente de depositación es de poca profundidad.



**Formación San Gil Temprano.** Se depositó durante el Turoniano. Cuenta con un espesor variable de hasta 230 m en su miembro A. Conformada principalmente por lutitas, alternando con areniscas en niveles delgados y esporádicos lentes de calizas (Villamil et al., 1993). El ambiente de depositación es de aguas someras.

**Formación Une.** Se depositó durante el Albiano tardío - Cenomaniense temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 1453 m (Reyes y Montoya, 2004). Está conformada principalmente por areniscas separadas por bancos más o menos delgados de esquistos endurecidos, hacia el techo de la formación se encuentra un nivel de antracita denominado Querenté (Montoya et al., 2013). El ambiente de depositación es de playa y barras litorales sometidas a olas y corrientes de deriva litoral.

**Formación Churuvita.** Se depositó durante el Cenomaniano. Cuenta con un espesor variable de hasta 480 m. Está conformada principalmente por un conjunto alternante arenoso - calcáreo (Ulloa y Rodríguez, 1979; Villamil et al., 1993). El ambiente de depositación es de aguas de menor profundidad.

**Formación Tibasosa.** Se depositó durante el Hauteriviense. Cuenta con un espesor variable de hasta 350 m. Está conformada por cuatro miembros descritos a continuación: Miembro basal (Kit4), presenta conglomerados, limolitas y areniscas a veces conglomeráticas; Miembro Calcáreo inferior (Kit3), constituido por *shales*, calizas arenosas y areniscas; Miembro Arenáceo intermedio (Kimt2), formado principalmente por *shales* y areniscas, y el Miembro Calcáreo temprano (Kmt1), está constituido principalmente por *shales*, caliza lumaquélica y areniscas (Ulloa, et al., 2003; Sarmiento, 2011). El ambiente de depositación es de tipo continental y marino.

**Grupo Guadalupe.** Se depositó durante el Santoniano - Campaniano - Maastrichtiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 750 m. Está conformada por el conjunto inferior arcilloso y conjunto temprano arenoso. Este último está conformado por areniscas de playa de alta



energía, ricas en cuarzo procedentes del Escudo de Guayana (Cooper et al., 1995; Ulloa et al., 2003). El ambiente de depositación es de llanuras costeras litorales a transicionales.

**Formación Guaduas.** Se depositó durante el Maastrichtiano tardío - Paleoceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 1200 m. Está conformada principalmente por arcillas que contienen mantos de carbón (Laverde, 1979). El ambiente de depositación es de llanuras parálicas y marino costero a llanuras aluviales.

### **Estribación occidental de la Cordillera Oriental**

**Formación Los Santos.** Se depositó durante el periodo Jurásico tardío al Valanginiense. Cuenta con un espesor variable de hasta 200 m. Está constituida hacia la base por conglomerados y areniscas conglomeráticas con intercalaciones de areniscas finas y limolitas, hacia el techo se encuentran limolitas y arcillolitas intercaladas con areniscas de grano muy fino a fino, y areniscas de grano fino a muy fino, con delgadas capas de limolitas y arcillolitas hacia el techo. Fue depositada en ambientes fluviales (Díaz et al., 2009).

**Formación Naveta.** Se depositó durante el Hauteriviense-Barremiense. Cuenta con un espesor variable de hasta 44 m. Está conformada principalmente por areniscas y calizas marinas poco profundas, que indican el desarrollo de la línea de costa (Cáceres y Etayo, 1969; Sarmiento, 1989). El ambiente de depositación es marino poco profundo.

**Formación Murca.** Se depositó durante el Titoniano - Berriasiense - Valanginiense. Cuenta con un espesor variable de hasta 942 m. Conformada principalmente por arenitas subarcósicas y lodolitas negras micríticas (Sarmiento, 1989; Moreno, 1990; 1991). El ambiente de depositación es de aguas profundas junto al margen continental.

**Formación Arenisca Útica inferior.** Se depositó durante el Titoniano - Berriasiense - Valanginiense. Conformada principalmente por arenitas arcósicas y líticas interestratificadas con lodolitas y limolitas negras



y calizas (Sarmiento, 1989; Moreno, 1990; 1991). El ambiente de depositación es de aguas profundas junto al margen continental.

**Grupo Olini.** Se depositó durante el Santoniano - Campaniano temprano. Está conformada principalmente por lutitas y pizarras, además de areniscas, conglomerados y calizas (Villamil et al., 1993). El ambiente de depositación es de llanuras costeras litorales a transicionales.

**Grupo Cáqueza.** Se depositó durante el periodo Cretácico temprano. Está conformada principalmente por areniscas cuarcíticas, arcillas esquistosas, esquistos, lutitas negras y conglomerados cuarcíticos basales, con un aumento progresivo hacia el sur de capas de lutitas oscuras (Fabre, 1985; Rubiano, 1989; Pulido y Gómez, 2001). El ambiente de depositación es de tipo marino poco oxigenado y somero.

**Formación Lutitas de Macanal.** Se depositó durante el Titoniano - Valanginiano. Cuenta con un espesor variable de 1200 m, aproximadamente. Está conformada principalmente por capas de lutitas negras, con interestratificaciones esporádicas de calizas, areniscas y bolsones de yeso (Ulloa y Rodríguez, 1979; Fabre, 1985). El ambiente de depositación es de tipo continental a marino somero.

**Formación Hilo.** Se depositó durante el Cenomaniense inferior. Cuenta con un espesor variable de hasta 900 m. Está conformada principalmente por limolitas y lodolitas calcáreas, en ocasiones silíceas. Se presenta con estratificación delgada a media y laminación plano - paralela, con capas de micrita esporádicas (Villamil et al., 1993). El ambiente de depositación es de aguas someras.

**Formación Frontera.** Se depositó durante el Cenomaniense - Turoniano. Cuenta con un espesor variable de hasta 109 m. Está conformada principalmente por un intervalo calcáreo lodoso en la base y hacia el techo es silíceo. Tiene un horizonte de concreción densamente fosilífero (Villamil et al., 1993; Montoya et al., 2013). El ambiente de depositación es de plataforma de mar abierto llegando a un *abanico abisal*.



## **Estribación oriental de la Cordillera Oriental**

**Formación Rionegro.** Se depositó durante el Aptiano - Valanginiano. Está conformada principalmente por areniscas y arcosas con tamaño de grano gruesos, con algunas capas de conglomerados. Además, se presentan areniscas con tamaño de grano fino y lutitas interestratificadas (Vargas et al., 1981a, b; Sarmiento, 2011). El ambiente de depositación es de tipo continental y marino.

**Grupo Villeta.** Se depositó durante el periodo Cretácico temprano. Está conformado principalmente por esquistos piritosos, caliza cristalina, arenisca (o tufita) calosa y por areniscas cuarcíticas (Pulido y Gómez, 2001). El ambiente de depositación es de tipo marino poco oxigenado y somero.

**Formación Arenisca de Las Juntas.** Se depositó durante el Hauteriviense - Barremiense. Cuenta con un espesor variable de 270 m, aproximadamente. Está conformada principalmente por una depositación arenosa dominada por olas (Fabre, 1985). El ambiente de depositación es de tipo deltaico.

**Formación Arenisca Dura.** Se depositó durante el Santoniano - Campaniano. Cuenta con un espesor variable de hasta 320 m. Conformada principalmente por areniscas muy gruesas, medias y de grano muy fino. Además de presentar un intervalo de limolitas silíceas, areniscas muy finas y *chert* dispuestos en capas delgadas y medias. Finalmente, se presentan bancos de arcillolitas esporádicamente. El ambiente de depositación es de plataforma marina interior a media durante una fase regresiva del mar (Montoya y Reyes, 2003).

**Formación La Luna.** Se depositó hacia finales del Campaniano y hasta comienzos del Maastrichtiano. Conformada principalmente por una sucesión de *shale* calcáreo de coloración negro y contenido fosilífero con presencia de concreciones de calizas negras (Föllmi et al., 1992; Ulloa et al., 2003). El ambiente de depositación es de llanuras costeras litorales a transicionales.



**Formación Plaeners.** Se depositó durante el Campaniano - Maastrichtiano. Conformada principalmente por cuarzoarenitas de grano fino, presente en capas gruesas a muy gruesas y estratificación plano - paralela a plano no paralela. Las facies de esta formación son silíceas y fosfáticas de grano fino (Föllmi et al., 1992; Cooper et al., 1995; Ulloa et al., 2003). El ambiente de depositación es de llanuras costeras litorales a transicionales.

**Formación Labor.** Se depositó durante el Campaniano tardío Hauteriviense. Está conformada principalmente por areniscas derivadas de la caída del nivel del mar (Cooper et al., 1995). El ambiente de depositación es marino poco profundo.

### 1.3.1.2 Cenozoico

#### Eje axial de la Cordillera Oriental

**Formación Socha Temprano.** Se depositó durante el Paleoceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 150 m. Está conformada principalmente por areniscas (Céspedes y Peña, 1995). El ambiente de depositación es de llanura costera deltaica.

**Formación Socha Inferior.** Se depositó durante el Paleoceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 200 m. Está conformada principalmente por areniscas con tamaños de grano fino a grueso, se presentan localmente conglomerados con pequeñas intercalaciones de limolitas (Céspedes y Peña, 1995). El ambiente de depositación es fluvial.

**Formación Arenisca Cacho.** Se depositó durante el Thanetiano. Cuenta con un espesor variable de hasta 50 m. Está conformada principalmente por areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada e intercalaciones de limolitas (Jaramillo et al., 1993). El ambiente de depositación es fluvial.

**Formación Picacho.** Se depositó durante el Eoceno inferior - Eoceno medio. Cuenta con un espesor variable de hasta 270 m. Está conformada principalmente por areniscas de grano grueso a medio (Sarmiento, 2011). El ambiente de depositación es fluvial.



**Formación Concentración.** Se depositó durante el Eoceno temprano - Mioceno medio. Cuenta con un espesor variable de hasta 1554 m. Está conformada principalmente por arcillas, con capas delgadas de areniscas de grano medio (Reyes y Reyes, 1976; Céspedes y Peña, 1995; Cazier et al., 1995). El ambiente de depositación varía de marino somero, lagunar y fluvial.

**Formación Regadera.** Se depositó durante el Eoceno medio - Mioceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 750 m. Está conformada principalmente por conglomerados en la base, seguida de areniscas de grano grueso a medio (Julivert, 1970). El ambiente de depositación es fluvial.

**Formación Sabana.** Se depositó durante el Pleistoceno medio - temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 750 m. Está conformada por arcillolitas, no obstante, esta litología es variable. Hacia la parte más norte del valle de Sopó - La Calera, se encuentran intercalaciones de turba y arenas arcillosas al tope de la formación, mientras que en el sector de Chía - Cota afloran intercalaciones de arcillas - arenosas y arenas arcillosas (Helmens, 1990). El ambiente de depositación es lacustre (Corredor et al., 2015).

**Formación Subachoque.** Se depositó durante el Pleistoceno temprano. Cuenta con un espesor variable de hasta 320 m. Está conformada principalmente por depósitos de margas arenosas no estratificadas o con estratificación difusa, mezcladas con fragmentos de roca subangulares. El ambiente de depositación es fluvial lacustre (Corredor et al., 2015).

**Formación Tilatá.** Se depositó durante el Plioceno inferior a medio. Cuenta con un espesor variable de hasta 83 m. Está conformada principalmente por una secuencia de depósitos caóticos compuestos por gravas y arena; hacia el este está constituido por bloques de lilitas y areniscas envueltos en una matriz arenosa - gravosa. El ambiente de depositación es de abanico aluvial (Helmens y van der Hammen, 1995; Montoya y Reyes, 2003).



**Formación Marichuela.** Se depositó durante los periodos Neógeno y Cuaternario. Cuenta con un espesor variable de hasta 40 m. Esta representa flujos de detritos sinorogénicos y flujos gravitacionales. Fue depositada en una época de mayor actividad tectónica regional, con deformación fuerte y localizada (Helmens, 1990; Andriessen et al., 1993). El ambiente de depositación es de lagos y llanuras aluviales.

### **Estribación oriental de la Cordillera Oriental**

**Formación Mirador o Formación Areniscas del Limbo.** Se depositó durante el Eoceno inferior medio. Está conformada por cuarzoarenitas con grano fino a muy grueso, predominando medio y grueso. Se presentan gradaciones a arenitas conglomeráticas de gránulos y guijarros pequeños de cuarzo (2-6 mm), con un espesor aproximado de 170 m (Montoya et al., 2013).

**Formación San Fernando.** Se depositó durante el Eoceno tardío al Mioceno temprano. Está constituida por arcillolitas y lodolitas, intercalados ocasionalmente con capas tabulares medias y delgadas de arenitas. Las arcillolitas son de color gris, café y negro, los colores más oscuros presentan mayor contenido de materia orgánica y restos de carbón. Esta formación cuenta con un espesor promedio de 780 m (van der Hammen, 1958; Montoya et al., 2013).

**Formación Diablo.** Se depositó durante el Mioceno temprano a tardío. Está constituida por litológica arenosa conformada por tres segmentos: el inferior primordialmente arenoso; el medio con interestratificación de arcillolitas, lodolitas y arenitas muy finas, algunas capas medias de carbón y, ocasionalmente, capas con fósiles de gasterópodos y bivalvos, y el temprano arenoso, está constituido por alternancia de capas de arenitas y lodolitas (van der Hammen, 1958).

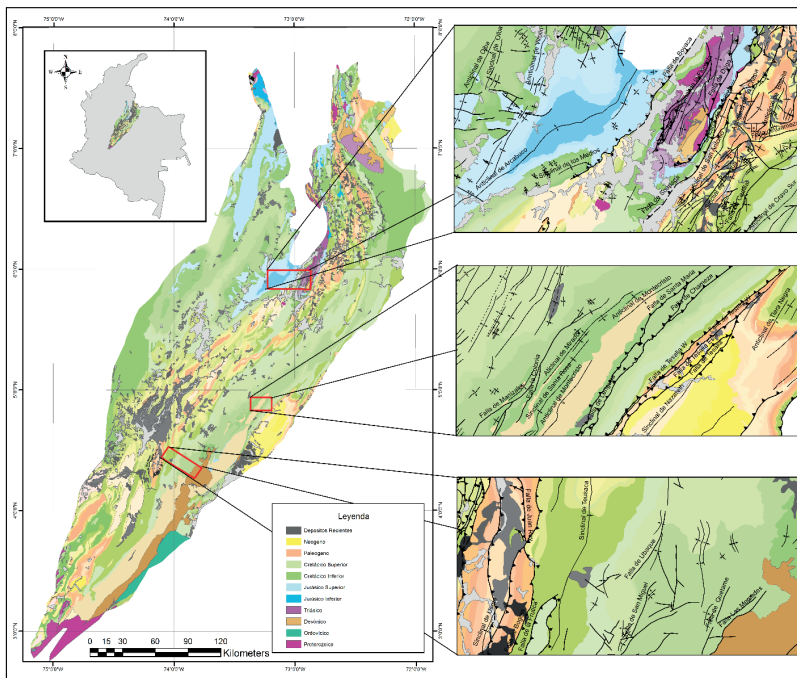
**Formación Caja.** Se depositó durante el Mioceno tardío al Plioceno. Está constituida por capas lenticulares de cuarzoarenitas o conglomerados y capas cuneiformes y lenticulares de arenitas y lodolitas, cuenta con un espesor aproximado de 2500 m. El ambiente de depositación es fluvial (Montoya et al., 2013).



**Formación La Corneta.** Se depositó durante el Pleistoceno. Está constituida por capas muy gruesas de conglomerado clastosoportado, con algunos lentes de arenitas grises y capas muy gruesas de arenitas arcillosas friables de color gris violáceo (Montoya et al., 2013).

### 1.3.2 Geología estructural

La cuenca Cordillera Oriental ha sufrido deformaciones (plegamientos-acortamientos y fracturas) desde el Eoceno hasta hoy, que originaron la configuración geomorfológica actual (ver Figura 7). En términos generales, la cuenca se encuentra afectada por una serie de pliegues y fallas (Tabla 3) desarrollados a lo largo del Cinturón Oriental, que de una u otra manera, influenciaron en la disposición estratigráfica de las unidades sedimentarias de la zona y que dieron lugar a la distinción en diferentes dominios con características particulares.



**Figura 7.** Principales estructuras consideradas alrededor de la Cordillera Oriental.

Tesón et al. (2013), describieron tres dominios de inversión tectónica en la cuenca Cordillera Oriental durante su levantamiento, además del análisis de los estilos de plegamiento de las rocas, estos dominios se complementan con los estudios llevados a cabo por Toro (1990), Kammer (1997), Mora et al. (2006), entre otros, teniendo así la división de la cuenca en tres dominios:

***Estribaciones de la cuenca Valle Medio del Magdalena y Llanos.*** Este dominio estructural es caracterizado por una serie de empujes de piel fina, típicos en las secciones externas del orógeno, los cuales, en la fase de *rifting* (Jurásico - Cretácico), se situaron en los hombros del *rift*, desarrollándose fallas normales secundarias. Actualmente, se encuentran controlados por cabalgamientos de piel delgada creados durante la orogenia andina (Mora et al., 2006).

***Dominios invertidos occidentales y orientales.*** Este dominio estructural se caracteriza por la concentración de zonas con inversión tectónica de las estructuras extensionales. Durante los procesos de inversión, la transferencia de las fallas Soapaga (empuje principal del Macizo de Floresta) y Boyacá (empuje principal del anticlinal de Arcabuco), originaron un acortamiento en la cuenca y dejaron a la falla de Bucaramanga con rumbo NO (Pindell et al., 1998; Toro, 1990; Mora et al., 2009). El graben está limitado en el occidente por el antiguo sistema de fallas Bituima - La Salina y, al oriente, por el sistema de fallas Guaicaramo.

***Dominio depresivo central (sabana de Bogotá, Región Axial Tunja-Sogamoso).*** Ubicado en inmediaciones del dominio invertido occidental y oriental, en sinclinales, donde afloran rocas Cenozoicas. En el análisis llevado a cabo por Kammer (1997), detalló los pliegues ubicados al norte del altiplano de Bogotá y al sureste del anticlinal de Arcabuco, sustentando un modelo de pandeo para su origen. Adicionalmente, Mora y Kammer (1999) proponen el plegamiento de las capas tempranas debido a un acortamiento homogéneo en las capas más profundas. Finalmente, la falta de exposición en la parte inferior de la secuencia Mesozoica al sur y sureste del Macizo de Floresta y la sabana de Bogotá, impiden identificar



estructuras de inversión en las partes internas de la Cordillera Oriental (Tesón et al., 2013).

Dentro de esta cuenca se presentan algunas estructuras. Entre las más importantes, se encuentran las siguientes:

***Sinclinal de Medina.*** Conformado por rocas del periodo Neógeno y Cuaternario (Guayabo) (Parra et al., 2009b; Horton et al., 2020). Esta estructura involucra la falla de Tesalia y la falla de Guaicaramo.

***Sinclinal de Nazareth.*** Conformado por rocas del periodo Neógeno (Guayabo y León) y Paleógeno (Carbonera) (Parra et al., 2009b). Esta estructura involucra la falla de Tesalia.

***Anticlinal de Guavio.*** Las formaciones involucradas en esta estructura son Carbonera, Barco, Los Cuervos y Mirador (Parra et al., 2009b). Esta estructura involucra la falla de Guaicaramo.

***Anticlinal Farallones.*** Conformados por unidades del Paleozoico (Parra et al., 2009b; Horton et al., 2020). Esta estructura involucra la falla Servitá y la falla de Lengupá-Tesalia.

***Anticlinal de inversión Los Cobardes.*** Conformado por rocas sedimentarias del Jurásico (Caballero et al., 2013). Esta estructura involucra la falla de Suárez y la falla Bucaramanga-Santa Marta.

***Anticlinal de Arcabuco.*** Conformado por rocas sedimentarias de edad Jurásica (Kammer y Sánchez, 2006; Mora et al., 2010a). Esta estructura involucra la falla de Boyacá.

En la Tabla 3, se enuncian las principales fallas presentes en la cuenca Cordillera Oriental.



**Tabla 3.** Principales fallas existentes en los sectores de la Cordillera Oriental considerados.

Fallas	
Nombre	Características
Soapaga	Con clasificación regional y de tipo inversa. Esta estructura presenta una dirección preferente NNE-SSW, correspondiente al borde oriental del Macizo de Floresta y que se relaciona con la terminación en cola de caballo de la falla de Bucaramanga (Toro, 1990; Dengo y Covey, 1993; Kammer y Sánchez, 2006; Velandia, 2005; Tesón et al., 2013).
Boyacá	Es una estructura orientada en dirección NNE-SSE, que corresponde al borde occidental del Macizo de Floresta y que se relaciona con la terminación en cola de caballo de la falla de Bucaramanga (Toro, 1990; Dengo y Covey, 1993; Kammer y Sánchez, 2006; Velandia, 2005; Tesón et al., 2013).
Sistema de fallas de Bucaramanga	Descrito como un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinistral y con una dirección aproximada N20°W (Campbell, 1965).
Tesalia	De esta falla se derivan las fallas de Santa María y Lengupá, extendiéndose en sentido SW – NE. Esta falla presenta tres (3) ramificaciones llamadas fallas de Tesalia E, Tesalia W y Tesalia E1. Estas fallas son de tipo inverso con vergencia al este y componente de deslizamiento tanto en el rumbo como en el buzamiento (Montoya et al., 2013).
Las Mercedes	Se encuentra localizada al NE del municipio de Quetame. Involucra el basamento (Grupo Quetame - Filitas y Cuarcitas de Guayabetal) con la Formación Lutitas de Macanal. Se clasifica como inversa de alto ángulo y está relacionada con el sistema de fallas con dirección NE observado en el área de Quetame (Patiño et al., 2011).

### 1.3.3 Evolución tectónica

La cuenca Cordillera Oriental evolucionó en las eras Mesozoica y Cenozoica, dentro de la cual se presentaron episodios de subducción, *rift*, subsidencia y acortamiento. La velocidad de subsidencia promedio fue de 11 cm/1000 años (Fabre, 1983a; b; c). Según Perrodon y Masse



(1984), esta velocidad es muy alta y es típica de cuencas sometidas a esfuerzos de tensión. Además, la existencia de magmatismo básico confirma el estado de distensión, así como la presencia de fallas normales en el borde llanero (Fabre y Delaloye, 1983). En el Cretáceo temprano, la subsidencia redujo su velocidad a 5 cm/1000 años. En el Terciario, los niveles arenosos conglomeráticos de Socha y Barco se relacionan con el primer levantamiento de grandes porciones de la Cordillera Oriental, las areniscas de la Formación Picacho y Mirador corresponden a movimientos orogénicos. Finalmente, durante el Neógeno (Mioceno medio) ocurren los movimientos que deformaron la cobertura sedimentaria acumulada (Sarmiento et al., 2006).

### **13.3.1 Mesozoico**

Durante los periodos del Triásico - Jurásico, en el sistema de paleofallas Magdalena - La Salina, había cuencas estrechas (<150 km) y asimétricas, ubicadas en lados opuestos de esta. Posteriormente, durante el Cretácico inferior (Berriasiano - Hauteriviano) las cuencas extensionales tenían un ancho mayor (>180 km), pero igualmente asimétricas (Sarmiento et al., 2006). Adicionalmente, en el Cretácico inferior (Aptiano - Albiano temprano) la cuenca se amplió hacia la parte sur en el Valle Alto del Magdalena. Hacia el norte del *graben* había fallas normales, cortas y rectilíneas, a diferencia del sector sur, donde las fallas eran normales de mayor longitud y menos numerosas (Mora et al., 2009).

### **1.3.3.2 Cenozoico**

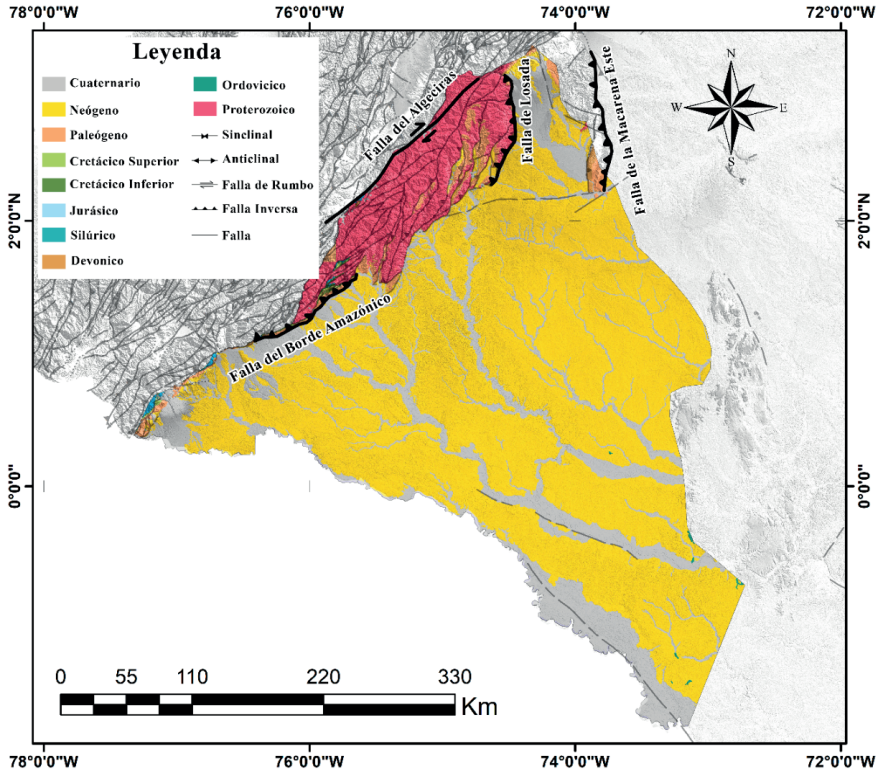
Durante el periodo Paleógeno (Eoceno tardío-Oligoceno temprano) se creó un abanico imbricado nororiental con posterior erosión (Corredor, 2003). Adicionalmente, se evidencian edades U-Pb de circonio detrítico, indicando aumento de las edades de Grenville y la disminución de estas del Mesozoico, lo cual se relaciona con el levantamiento de la Cordillera Oriental (Nie et al., 2010). Posteriormente, durante el Oligoceno tardío, el abanico imbricado nororiental con posterior erosión y al final de este periodo fue cubierto por depósitos de esta época formando una discordancia angular (Corredor, 2003).

Para el periodo Neógeno (Mioceno medio), los datos de AFT exponen que los sinclinales frontales a lo largo de los costados oriental y occidental de la cordillera comenzaron a ser afectados por denudación inducida a causa del empuje hacia el oeste del bloque Panamá - Chocó (Mora et al., 2010a). Posteriormente, en el Mioceno - Plioceno, la Cordillera Oriental representó una barrera orográfica que alcanzó una elevación crítica, ocasionando una erosión concentrada en el flanco oriental, debido a que capta los vientos cargados de humedad procedentes del Amazonas (Mora et al., 2008).

#### **1.4 Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo)**

La Cuenca (ver Figura 8) se encuentra localizada en el suroriente de Colombia, con un área de 110.304 km<sup>2</sup>; en la parte norte de la misma se ubica la subcuenca Caguán y hacia el sector sur se encuentra la subcuenca Putumayo. Limita con la Cordillera Oriental al occidente, con el Escudo de Guyana al oriente, con la serranía de la Macarena al norte y al sur con el límite internacional con Ecuador. Esta cuenca comparte su historia geológica con la cuenca de Oriente en Ecuador, como parte de una cuenca antepaís (ANH, 2011).





**Figura 8.** Mapa geológico de la cuenca Caguán-Putumayo, elaborado a partir de las planchas geológicas 1:100000, del Servicio Geológico Colombiano.

### 1.4.1 Litoestratigrafía regional

La cuenca Caguán-Putumayo se subdivide en las subcuencas Putumayo-Caguán, separadas por el paleo-alto de Florencia (ver Figura 9). Cada subcuenca presenta un registro estratigráfico complejo, reflejo de su distinta evolución tectónica, lo que justifica la descripción independiente de sus respectivas secuencias sedimentarias.



a un sistema de *grabens* y *horsts* del Precámbrico, con las rocas más antiguas, aflorando en el Macizo de Garzón (Rodríguez et al., 2003).

**Formación Motema (Jurásico).** Compuesta por limolitas grises laminadas con abundantes micronódulos de siderita en la base, y por areniscas y conglomerados rojos al tope (Rossello et al., 2006; 2008; Bayona et al., 2020).

**Formación Saldaña (Jurásico).** Constituida por rocas volcánicas, tobas, aglomerados y limolitas verdosas, con intercalaciones menores de calizas nodulares. Dataciones en rocas volcánicas y vulcanoclásticas indican edades de  $159,3 \pm 0,0000005$  Ma (Rodríguez et al., 2018, método Ar-Ar), mientras que diques riolíticos y andesíticos presentan edades entre 151 y 155 Ma (U-Pb; Caipa-Furque, 2019; Bayona et al., 2020).

**Formación Caballos (Aptiano-Albiano).** Está compuesta por cuarzoarenitas medianas a gruesas con fragmentos de cuarcita y neis, cemento calcáreo y matriz arcillosa caolinítica, con intercalaciones de lodolitas grises, materia orgánica, trazas de glauconita y pirita. Esta formación refleja ambientes de deposición que varían desde aluviales en la base hasta marinos someros en el tope (Kairuz et al., 2000, Mora et al., 2010b).

**Formación Villeta (Albiano-Maastrichtiano).** Se caracteriza por lodolitas de color gris oscuro a negro, con laminación plano-paralela y presencia de bivalvos. Esta unidad se divide en dos miembros: el miembro inferior, dominado por una plataforma calcárea con aportes terrígenos episódicos, en la que se distinguen seis intervalos litoestratigráficos (Kairuz et al., 2000, Montenegro y Barragán, 2011): el intervalo C, compuesto por *packstone* de moluscos con matriz micrítica; el intervalo T, constituido por arenas de cuarzo gris de grano fino a medio; el intervalo B, conformado por *wackestone/packstone* con foraminíferos planctónicos; el intervalo U, integrado por arenas de cuarzo feldespáticas y líticas; el intervalo A, compuesto por *wackestone* negro con fragmentos fósiles y, el intervalo M2, conformado por calizas similares al intervalo A, con arenas siliciclásticas y depósitos de tormenta. Por su parte, el



miembro temprano se caracteriza por una sedimentación restringida en un ambiente de baja energía, donde predominan cuarzoarenitas finas a muy finas.

#### **1.4.1.1.2 Cenozoico**

La secuencia cenozoica constituye el relleno de la cuenca antepaís influenciada por eventos orogénicos y pulsos de levantamiento tectónico asociados a la formación de la cordillera de los Andes.

**Formación Rumiyaco (Paleógeno).** Compuesta por arcillolitas abigarradas en tonos rojos, pardos, grises y verdes, interestratificadas con niveles finos de conglomerados y areniscas cuarzosas, líticas y sublíticas (Rossello et al., 2006; 2008).

**Formación Pepino (Eoceno).** La Formación Pepino está dividida en tres niveles estratigráficos. El miembro inferior está compuesto por conglomerados masivos de tamaño grueso a mediano, con clastos líticos de gran escala, lentes arenosos medianos y una matriz arcillosa, lo que indica un ambiente de depositación asociado a un abanico aluvial distal. El miembro medio se caracteriza por intercalaciones de arcillas y limos con niveles de arenisca maciza, además de la presencia de cemento silíceo en la parte temprano, areniscas quebradizas y escasos conglomerados, reflejando condiciones propias de una llanura de inundación. Finalmente, el miembro temprano muestra una alternancia de conglomerados, areniscas, arcillolitas y limolitas, donde los conglomerados exhiben una matriz limo-arcillosa, evidenciando cambios en las condiciones sedimentarias y en la dinámica de deposición (Montenegro y Barragán, 2011).

**Grupo Orito (Eoceno tardío - Mioceno medio).** El Grupo Orito está conformado por la Formación Ortegua en su base y la Formación Orito - Belén en su tope. La Formación Ortegua, depositada durante el Oligoceno y el Mioceno inferior, consiste en intercalaciones de arcillolitas, limolitas grises, areniscas ferruginosas de grano fino y capas carbonosas delgadas con abundante lignito, lo que sugiere un ambiente



de depositación restringido y salobre. Por su parte, la Formación Orito-Belén, correspondiente al Mioceno, está compuesta por lutitas de espesor variable, estratos de areniscas intercalados con litoarenitas inmaduras que presentan ondulaciones y laminación transversal, así como conglomerados con materia orgánica, yeso y láminas de carbón. Su ambiente de depositación se asocia con llanuras costeras dominadas por lagos, pantanos y aguas salobres (Rossello et al., 2006; 2008).

**Formación Ospina (Mioceno tardío).** Depósito compuesto por arcillolitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano fino (Rodríguez et al., 2003).

**Formación Caimán (Plio - Pleistoceno).** Representa la fase final del registro sedimentario de la cuenca Putumayo. Se compone de depósitos de abanicos aluviales y agradaciones recientes de los principales cursos colectores del río Amazonas (Rossello et al., 2006; 2008).

#### **1.4.1.2 Subcuenca Caguán.**

El registro sedimentario de la subcuenca Caguán se encuentra representado en la Figura 9B.

##### **1.4.1.2.1 Paleozoico**

**Formación Duda (Ordovícico - ¿Silúrico?).** Compuesta por areniscas calcáreas y lodolitas de origen turbidítico, con espesores entre 200 y 300 m (Montenegro y Barragán, 2011).

**Formación Guape (Ordovícico - ¿Silúrico?).** Esta formación, de hasta 1250 m de espesor, está compuesta por esquistos, diabasas y cuarcitas (Rodríguez et al., 2003).

##### **1.4.1.2.2 Mesozoico**

**Formación Güejar (¿Jurásico?).** Está compuesta por areniscas cuarzosas blancas intercaladas con paquetes de lutitas grises y proporciones

variables de rocas calcáreas y mármoles, indicando ambientes marinos neríticos (Montenegro y Barragán, 2011).

**Formación Caballos (Aptiano - Albiano).** En Caguán, esta formación está compuesta por secuencias conglomeráticas con intercalaciones de arenas finas y niveles lodolíticos, sugiriendo un ambiente de llanura aluvial costera (Mora et al., 2010b).

**Grupo Macarena.** Las secuencias del Cretácico tardío son representadas por la Formación Macarena, compuesta por dos miembros. El Miembro inferior, está formado por areniscas cuarzosas muy finas a finas, con clastos angulares a subangulares, intercaladas con lutitas negras y capas ocasionales de carbón, interpretadas como depósitos de llanura aluvial costera. El Miembro temprano, consiste en areniscas cuarzosas amarillentas con fragmentos carbonosos y lutitas grises masivas, asociadas a ambientes de llanura aluvial y costera (Montenegro y Barragán, 2011).

#### 1.4.1.2.3 Cenozoico

**Formación Pepino (Eoceno).** También conocida como Formación Lozada. Su descripción litológica corresponde a la establecida para la subcuenca Putumayo (ver Sección 1.4.1.1).

**Formación Mirador (Eoceno - Oligoceno).** Compuesta por areniscas conglomeráticas grisáceas con grano fino a medio y moderada selección, con litoclastos metamórficos y de sílex (Rodríguez et al., 2003).

**Formación Arrayán.** Denominada Formación Arrayán en la zona de La Uribe y conocida como Grupo San Fernando en la serranía de la Macarena, está conformada por intercalaciones de lutitas grises a rojizas con niveles de areniscas finas, vetas de carbón y niveles fosilíferos con gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos, indicando ambientes de llanura aluvial y transicional con incursiones marinas locales (Montenegro y Barragán, 2011).

**Formación Serranía.** Areniscas cuarzosas rojizas de grano fino a medio, intercaladas con niveles de limolita y lutita (Rodríguez et al., 2003).

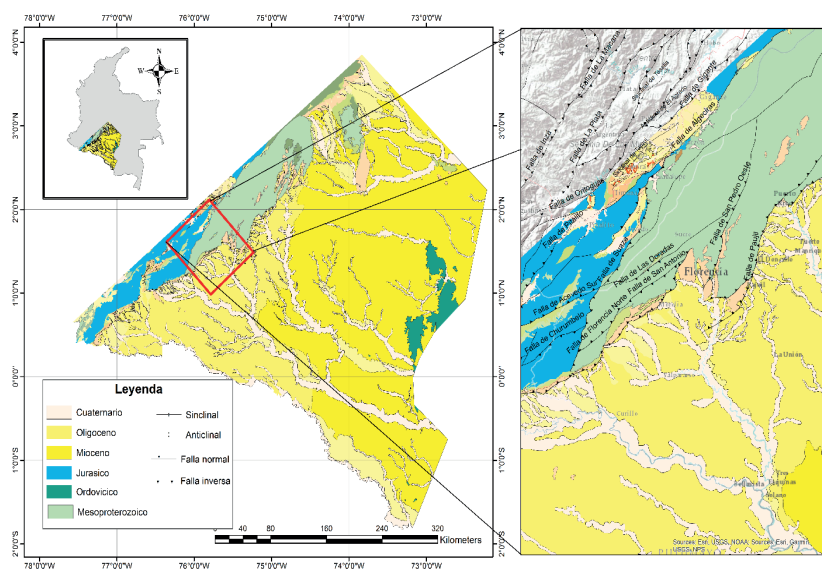


### 1.4.2 Geología estructural

La evolución geológica de la cuenca Caguán-Putumayo ha sido controlada por diversos eventos tectónicos que la transformaron de una cuenca de tipo *rift* en el Triásico-Jurásico, a una cuenca de retroarco en el Cretácico y, posteriormente, en una cuenca de antepaís desde el Maastrichtiano tardío, con la influencia de la orogenia andina en el Mioceno tardío. Este proceso reactivó fallas preexistentes y dio lugar al sistema del piedemonte andino.

Estructuralmente, la cuenca está influenciada por el Macizo de Garzón y el alto de Florencia, que dividen las subcuencas de Caguán y Putumayo, marcando variaciones en los ambientes deposicionales (ver Figura 10). En el sector oriental (caguán), la cuenca presenta una plataforma estable con deformación mínima y fallas de bajo desplazamiento, predominantemente pre-eocenas y orientadas N-S. En contraste, el sector occidental (Putumayo) exhibe un cinturón plegado y fallado con cabalgamientos de gran desplazamiento, asociados a la inversión de fallas normales del Triásico-Jurásico, durante episodios tectónicos del Cretácico, Eoceno y Plioceno-Pleistoceno (Rossello et al., 2008; Montenegro y Barragán, 2011; SGC y ANH, 2022).





**Figura 10.** Principales estructuras consideradas alrededor de la cuenca Caguán-Putumayo.

A continuación, se enuncian las principales estructuras de la cuenca Caguán - Putumayo, tomada de Tello (2003):

**Anticinal de Santana.** Esta estructura involucra las rocas de la Formación Pepino que están afectadas por la falla Conejo.

**Anticlinorio de Fragua.** Esta estructura involucra rocas de la Formación Monzogranito de Mocoa.

**Graben de Caquetá.** Ubicado en Colombia, es una depresión geológica caracterizada por la presencia de fallas normales que han creado un espacio hundido. Está compuesto principalmente por rocas ígneas y metamórficas pre-cretácicas (Pachón-Parra et al., 2020).

**Sinclinal la Punta.** Esta estructura involucra rocas de las formaciones Pepino y Rumiayaco que están afectadas por la falla La Tebaida.

***Sinclinal de Yunguillo.*** Esta estructura involucra rocas de las formaciones Caballos, Villeta y Rumiayaco, que están afectadas por la falla La Tebaida.

***Sinclinal de Villalobos.*** Esta estructura involucra rocas de las formaciones Villeta, Rumiayaco, Caballos y Pepino (miembro inferior), que están afectadas por la falla de San Francisco Yunguillo.

***Sinclinal de Cascadas.*** Esta estructura involucra rocas de la Formación Villeta.

En la Tabla 4, se presentan las principales estructuras de la cuenca Caguán-Putumayo

**Tabla 4.** Principales fallas presentes en la cuenca Caguán-Putumayo

Fallas		
Nombre	Tipo	Características
Resinas		Presenta una dirección preferencial SE. Pone en contacto el Complejo Garzón y el Neis de Guapotón - Mancagua al sur, y al norte limita con el Granito Granofels de El Recreo y las Migmatitas de Florencia (INGEOMINAS y GEOESTUDIOS, 2000a; b).
Las doradas	Falla inversa o de cabalgamiento	Presenta alto ángulo con vergencia hacia el sureste y dirección NE-SW. Pone en contacto las rocas del Neis de Guapotón - Mancagua con las del Complejo Garzón (INGEOMINAS y GEOESTUDIOS, 2000c; d).
Del borde Amazónico	Falla inversa o de cabalgamiento	Cabalgamiento con vergencia SE, el cual afecta principalmente a la Formación Pepino (Tello, 2003).
Acevedo Sur	Falla inversa o de cabalgamiento	Para INGEOMINAS y GEOESTUDIOS (2000e; d) es un sistema de fallas de cabalgamiento que tiene transporte hacia el SE, rumbo N50°E e inclinación del plano de falla al occidente.

Fallas		
Nombre	Tipo	Características
Algeciras	Falla rumbo dextral	Está clasificada como una estructura rumbo deslizante, con movimiento relativo dextral y dirección general N35°E-45°E, presenta un buzamiento hacia el este, el cual hace cabalgar rocas precámbricas y paleozoicas sobre rocas del Paleógeno y Cretácico. Esta falla pone en contacto el Complejo Garzón con el Monzogranito Algeciras, y rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas que se encuentran cubiertas por abanicos aluviales (Vergara, 1996; Velandia et al., 1996; Marquínez y Velandia 2001).

### 1.4.3 Evolución tectónica

El registro sedimentario de la cuenca Caguán-Putumayo se puede asociar con cuatro eventos tectónicos principales: i) Metamorfismo Precámbrico a Cámbrico asociado a la colisión entre Báltica y Amazonía, durante el ensamblaje final de Rodinia (Ibáñez-Mejía, 2011); ii) Un periodo transgresivo dando origen a la sedimentación Paleozoica (Rossello et al., 2006); iii) *Rifting* en el tras arco durante el Jurásico-Triásico al Cretácico temprano (Cooper et al., 1995) y, iv) Una fase de compresión prolongada del Cretácico medio al Cenozoico, relacionada con el desarrollo de los Andes colombianos (Gómez et al., 2005a).

Durante el ciclo Andino, se produjo un evento compresivo mayor en el Santoniano-Campaniano, el cual ocasionó el levantamiento y deformación de la Cordillera Central (Colleta et al., 1990), con la formación contemporánea de la provincia Llanos - Putumayo (Gómez et al., 2005a). Posteriormente, durante el Cenozoico, el área experimentó varios eventos tectónicos, entre los cuales se destacan: a) incremento en la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, durante el Paleoceno al Eoceno medio (Daly, 1989); b) convergencia del bloque de Panamá con Sudamérica (Vargas y Mann, 2013); c) colisión entre el margen Andino y el terreno Chocó durante el Eoceno medio al Mioceno medio (Duque-Caro, 1990; Sarmiento, 2001). Las unidades



Eocenas medias registran dos eventos de acortamiento durante el mismo periodo de levantamiento de la Cordillera Central.

En SCG y ANH (2022), proponen un modelo cinemático general para la cuenca Caguán-Putumayo, en el cual se interpretan las siguientes secuencias tectónicas: i) Cretácico, constituida por sedimentos marinos depositados durante un periodo transgresivo; ii) Cretácico tardío - Paleoceno, el cual marca el levantamiento de la Cordillera Central y la Cordillera Occidental, formando la cuenca de antepaís del Cretácico - Paleoceno, esta secuencia se relaciona con el tope de la Formación Rumiayaco (57 Ma); iii) Eoceno, en este periodo se registra una segunda fase de levantamiento de los Andes (Cordillera Oriental), en la cual se evidencia un cambio en la fuente de los sedimentos, que corresponde con el tope de la Formación Pepino (35 Ma); iv) Oligoceno, durante este periodo ocurre el completo llenado de la cuenca, el cual está representado por el tope de la Formación Orteguaza (23 Ma); v) Mioceno, en este periodo se registra el último pulso de la Orogenia Andina (12 Ma), en el cual se presentan las mayores tasas de exhumación (Mesiniano - Zanciano; 4-6 Ma).



