



Columna de Palomos **Formación Amagá**

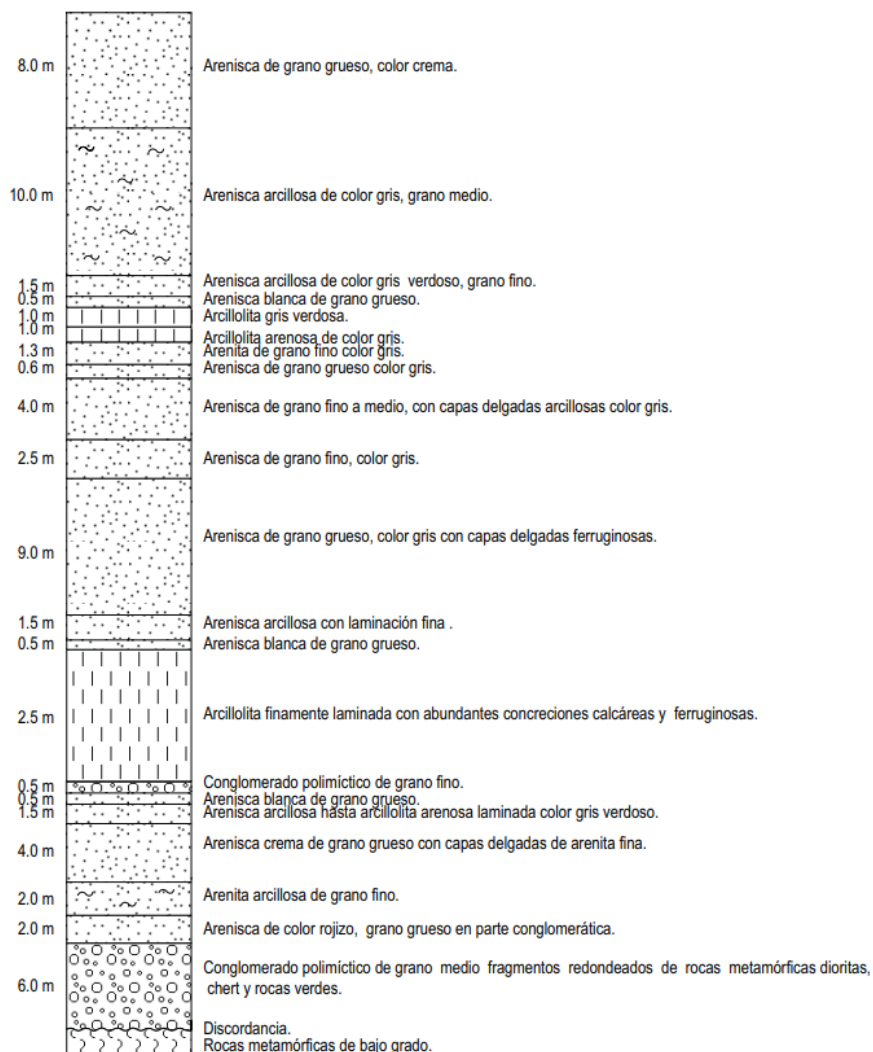
Formación Amagá

La Formación Amagá, definida por Grosse (1926) como el Terciario Carbonífero de Antioquia, abarca aproximadamente 700 km² en una cuenca que se extiende desde Amagá hasta el sur de Valparaíso, y en cuencas más pequeñas cerca de Santa Fe de Antioquia, Sopetrán y San Jerónimo. Está compuesta por sedimentos continentales y lacustres depositados en cuencas que forman sinclinales debido a los efectos tectónicos de plegamiento. Reposa en discordancia y en contactos fallados con la Diorita de Pueblito y las Metasedimentitas de Sinifaná. Además, presenta contactos fallados con el Stock de Amagá y la Formación Barroso. También es intruida por stocks andesíticos y cubierta en discordancia hacia la cuenca del Cauca por el Complejo Volcánico Combia (González, 2001)

La clasificación más extendida para esta formación es la propuesta por González (2001), la cual se compone de tres miembros sedimentarios. El miembro inferior está mayormente constituido por conglomerados, el miembro medio contiene mantos de carbón explotables, mientras que el miembro superior carece de conglomerados o mantos de carbón. El miembro inferior está compuesto por conglomerados polimícticos que contienen clastos de dioritas, chert negro, rocas metamórficas de bajo grado y cuarzo. También se encuentran estratos de areniscas conglomeráticas, areniscas arcillosas y, hacia el tope de la secuencia, delgados estratos de carbón con un espesor que oscila entre 0.1 y 0.5 m (ver figura 1) (González, 2001). El espesor promedio de este miembro es de alrededor de 200 m (Grosse, 1926), aunque debido a la actividad tectónica, raramente se exponen espesores superiores a los 100 m.

El miembro medio, con un espesor no superior a 200 m, está compuesto por una secuencia que va desde areniscas de estratificación fina hasta areniscas arcillosas y arcillolitas. Estas últimas varían en color de gris a gris verdoso, reflejando un aumento en el contenido de arcilla y una disminución en el de sílice. Este miembro se distingue por la presencia de mantos de carbón de diferentes espesores (ver Tabla 1), así como por la presencia de arcillolitas negras de pocos centímetros de espesor asociadas a dichos mantos de carbón (ver figura 2) (González, 2001).

Figura 1. Columna estratigráfica generaliza del miembro inferior de la Formación Amagá.



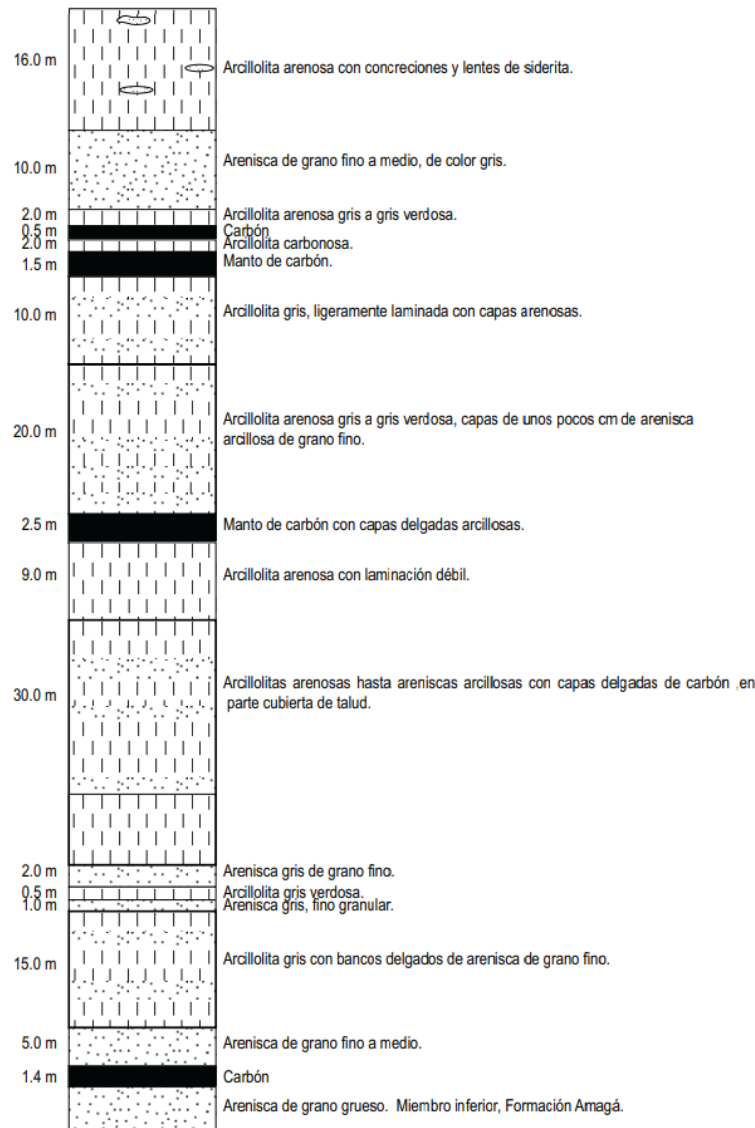
Tomado de (González, 2001).

Tabla 1. Espesor de los mantos de carbón del miembro medio de la Formación Amagá.

Cuenca	Mantos	Espesor de los mantos (m)	Espesor total (m)
Sinifaná	4	0.5 – 2.5	6.1
Palomas – Palmichal	5	0.6 – 3.3	7.65
Venecia	10	0.6 – 2.8	13.27
Albania	10	0.6 – 2	9.43

Tomado de (González, 2001).

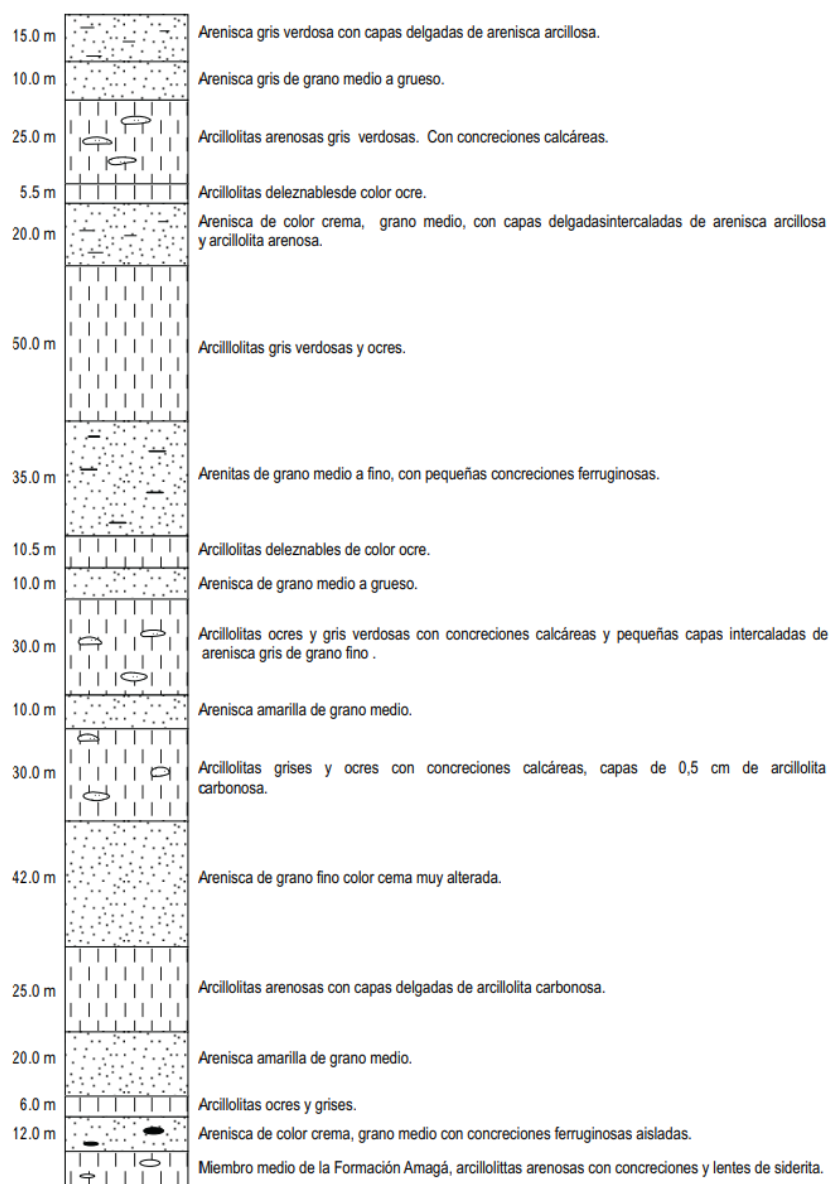
Figura 2. Columna estratigráfica generaliza del miembro medio de la Formación Amagá.



Tomado de (González, 2001).

El miembro superior, con un espesor variable entre 360 y 1000 m (Grosse, 1926), se compone de areniscas de grano fino a medio. Estas areniscas muestran tonalidades que van desde el gris oscuro al gris verdoso, presentando clastos de cuarzo y fragmentos líticos, matriz arcillosa y cemento ferruginoso. Además, se observan concreciones calcáreas en su estructura. En la base, se encuentran arcillolitas de color gris, mientras que, hacia la parte superior, adquieren tonalidades ocre y contienen pequeñas concreciones calcáreas (ver figura 3) (González, 2001). Según Van der Hammen (1958), el miembro inferior se remonta al Oligoceno Medio, mientras que el superior se atribuye al Mioceno Inferior, basándose en la presencia de palinomorfos en las arcillolitas y carbones.

Figura 3. Columna estratigráfica generaliza del miembro superior de la Formación Amagá.



Tomado de (González, 2001).

Es importante señalar que la clasificación de tres miembros no es aceptada por la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS, por sus siglas en inglés), esto se debe a la falta de una definición clara de los límites superiores e inferiores de cada uno de los miembros (Murphy & Salvador, 1999).

Petrogénesis de la Formación Amagá

La petrogénesis de la Formación Amagá comenzó hace más de 25 Ma con el acercamiento oblicuo de la Placa Farallón hacia el bloque sudamericano. Este proceso provocó el levantamiento de la Cordillera Central y los movimientos de rumbo a lo largo del sistema de Fallas Cauca-Romeral (Pilger, 1984). Estos eventos llevaron a la apertura de varias cuencas Pull-Apart en esta paleosutura de terrenos, siendo la cuenca de Amagá una de ellas (MacDonald et al., 1996).

En el estado inicial de evolución de la cuenca de Amagá (ver figura 4K), el continuo levantamiento de las Cordilleras Central (Terreno Tahamí) y Occidental (Terreno Calima), iniciado en el Oligoceno medio hace 25 Ma (Pindell, 1993), aumentó las tasas de subsidencia y sedimentación en la cuenca (Silva Tamayo et al., 2008). Esto generó un espacio de acomodación para los sedimentos de bajo a moderado, lo que permitió la amalgamación de los canales fluviales, el desarrollo de ríos trenzados con alta carga de sedimentos, la escasa preservación de elementos geomorfológicos y la baja diversidad de facies sedimentarias (Silva Tamayo et al., 2008). La presencia de Alfisoles poco preservados y la ausencia de depósitos de ciénaga (mantos de carbón) sugieren un clima árido predominante en esta etapa inicial de la cuenca, mientras que la composición de las areniscas apunta a la Cordillera Central como la principal fuente de sedimentos (Silva Tamayo et al., 2008).

En el segundo estado de evolución de la cuenca de Amagá (ver figura 4L), la ruptura de la Placa Farallón en las Placas Nazca y Cocos, ocurrida a finales del Oligoceno, entre 25 y 23 Ma atrás (Lonsdale, 2005), desencadenó la migración del arco magmático toleítico preandino hacia la depresión del Cauca (Duque-Caro, 1990), lo que a su vez provocó movimientos extensionales en la cuenca de Amagá. Estos movimientos resultaron en un aumento en la tasa de subsidencia y en el espacio disponible para la acumulación de sedimentos (Silva Tamayo et al., 2008).

Esta evolución condujo a la transición de ríos trenzados a ríos meándricos, así como a la formación de depósitos de ciénaga que alcanzan hasta 3 metros de espesor, los cuales actualmente son mantos de carbón económicamente rentables. Además, este proceso facilitó la preservación de elementos geomorfológicos y facies sedimentarias de baja energía (Silva Tamayo et al., 2008), contribuyendo así a la formación de la Columna de Palomos. La presencia de Entisoles y Alfisoles desarrollados en los depósitos de llanuras de inundación sugiere que, durante este segundo estado evolutivo de la cuenca, el clima predominante era húmedo. Además, la madurez textural y composicional de las areniscas indica que la Cordillera Central fue la principal fuente de sedimentos en esta etapa (Silva Tamayo et al., 2008).

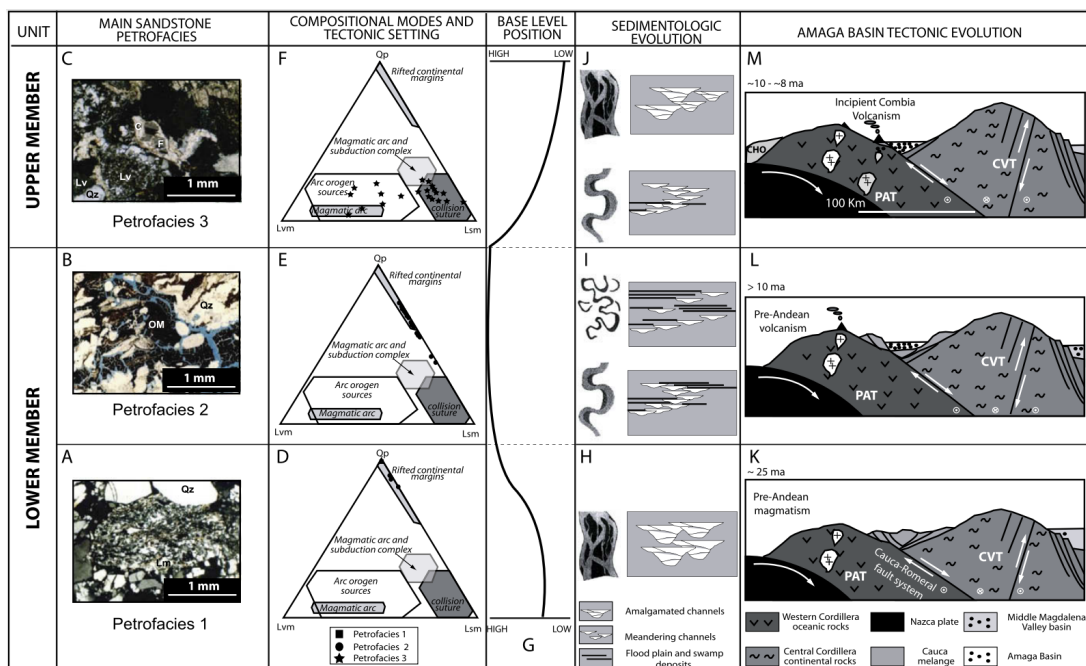
En la fase final de la evolución de la cuenca de Amagá (ver figura 4M), a finales del Oligoceno entre 28 y 25 Ma atrás, se produjo un cambio de convergencia entre las Placas Nazca y Sudamericana, pasando de una orientación oblicua a una perpendicular (Pilger, 1984). Este cambio fue seguido por el inicio del acoplamiento y la colisión del Bloque Panamá-Chocó con el norte de Sudamérica a principios del Mioceno, entre 23 y 21 Ma atrás (Duque-Caro, 1990). Estos eventos desencadenaron un importante episodio de levantamiento regional, lo que a su vez redujo el espacio disponible para la acumulación de sedimentos (Silva Tamayo et al., 2020). Además, la subducción continua de la Placa Nazca generó un rebote astenosférico en la depresión del Cauca, posiblemente relacionado con

una fase temprana del vulcanismo toleítico de Combia a lo largo de la paleosutura del Cauca durante el Mioceno tardío, hace 10 Ma (Marriner & Millward, 1984).

Los plegamientos y cabalgamientos asociados a este vulcanismo disminuyeron la tasa de subsidencia y el espacio disponible para que los sedimentos se acomodaran en la cuenca. Estas condiciones propiciaron la transición de ríos meándricos a ríos trenzados con una elevada carga de sedimentos, lo que llevó a la amalgamación de los canales (Silva Tamayo et al., 2008). Este entorno favoreció la formación de depósitos de ciénaga delgados y dispersos, mientras que dificultó la preservación de facies de baja energía y elementos geomorfológicos. La presencia de Alfisoles y depósitos de llanuras de inundación con colores verdosos y rojizos sugiere un cambio climático de húmedo a seco durante la fase final de la deposición de la Formación Amagá (Silva Tamayo et al., 2008). Además, el elevado contenido de material volcánico en las areniscas, resultado de la fase temprana del vulcanismo toleítico de Combia, indica una transformación del contexto tectónico, pasando de una margen continental extensional a un entorno de arco intravolcánico (Silva Tamayo et al., 2008).

La migración del arco magmático desde el noroeste de los Andes hacia el este, ocurrida durante el Mioceno tardío hace 8 Ma, pudo haber desencadenado la inversión tectónica en la cuenca de Amagá, lo que a su vez habría interrumpido el proceso de deposición de la Formación Amagá a lo largo de dicha cuenca (Silva Tamayo et al., 2008). Este cambio en el contexto tectónico, pasando de una margen continental extensional a un entorno de arco intravolcánico, propició una intensa deformación en la Formación Amagá entre 13 y 4.8 Ma atrás (Silva Tamayo et al., 2020). Finalmente, la acreción del Terreno Cuna con la plataforma continental colombiana a finales del Mioceno (Restrepo & Toussaint, 2020), originó los esfuerzos que dieron lugar a los pliegues en la Formación Amagá, dando origen al Sinclinal de Amagá (Sánchez Arredondo, 2024).

Figura 4. Evolución de la cuenca de Amagá.



Tomada de (Silva Tamayo et al., 2008).

Columna de Palomos

La Columna de Palomos, ubicada en el corregimiento de Palomos, municipio de Fredonia, sobre el flanco oriental del Sinclinal de Venecia, es una columna estratigráfica de la Formación Amagá (ver figura 5). Está compuesta por capas alternadas de areniscas, lodolitas arenosas y mantos de carbón, resultado de los depósitos de llanura de inundación.

Figura 5. Columna de Palomos.



Referencias

- Duque-Caro, H. (1990). The choco block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71–84. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90019-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90019-W)
- González, H. (2001). Mapa geológico del departamento de Antioquia. *INGEOMINAS*.
- Grosse, E. (1926). Terciario Carbonífero de Antioquia. *Dietrich Reimer*.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3–4), 237–264. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2005.05.011>
- MacDonald, W. D., Estrada, J. J., Sierra, G. M., & Gonzalez, H. (1996). Late cenozoic tectonics and paleomagnetism of North Cauca Basin intrusions, Colombian Andes: Dual rotation modes. *Tectonophysics*, 261(4), 277–289. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00184-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00184-0)
- Marriner, G. F., & Millward, D. (1984). The petrology and geochemistry of Cretaceous to Recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 473–486. <https://doi.org/10.1144/GSJGS.141.3.0473>
- Murphy, M. A., & Salvador, A. (1999). International Stratigraphic Guide - An abridged version. *Episodes Journal of International Geoscience*, 22(4), 255–271. <https://doi.org/10.18814/EPIIUGS/1999/V22I4/002>
- Pilger, R. H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 793–802. <https://doi.org/10.1144/GSJGS.141.5.0793>
- Pindell, J. (1993). *Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution*.
- Restrepo, J. J., & Toussaint, J. (2020). Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. First part: Continental terranes. *The Geology of Colombia*, 1, 37–63. <https://doi.org/https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03>
- Sánchez Arredondo, L. H. (2024). Entrevista: Formación Amagá. *Angel Zuleta, J. F. (Entrevistador)*.
- Silva Tamayo, J. C., Lara, M., & Salazar Franco, A. M. (2020). Oligocene – Miocene Coal-Bearing Successions of the Amagá Formation, Antioquia, Colombia: Sedimentary Environments, Stratigraphy, and Tectonic Implications. *The Geology of Colombia*, 3, 331–353. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.11>
- Silva Tamayo, J. C., Sierra, G. M., & Correa, L. G. (2008). Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 369–382. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2008.02.001>

Van der Hammen, T. (1958). Estratigrafía del terciario y maestrichtiano con continentales y tectogénesis de los Andes colombianos. *Boletín Geológico*, 6(1–3), 60–116.
<https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol6.1-3.1958.309>