



# **Cerro Bravo**

**Complejo Volcánico Combia**

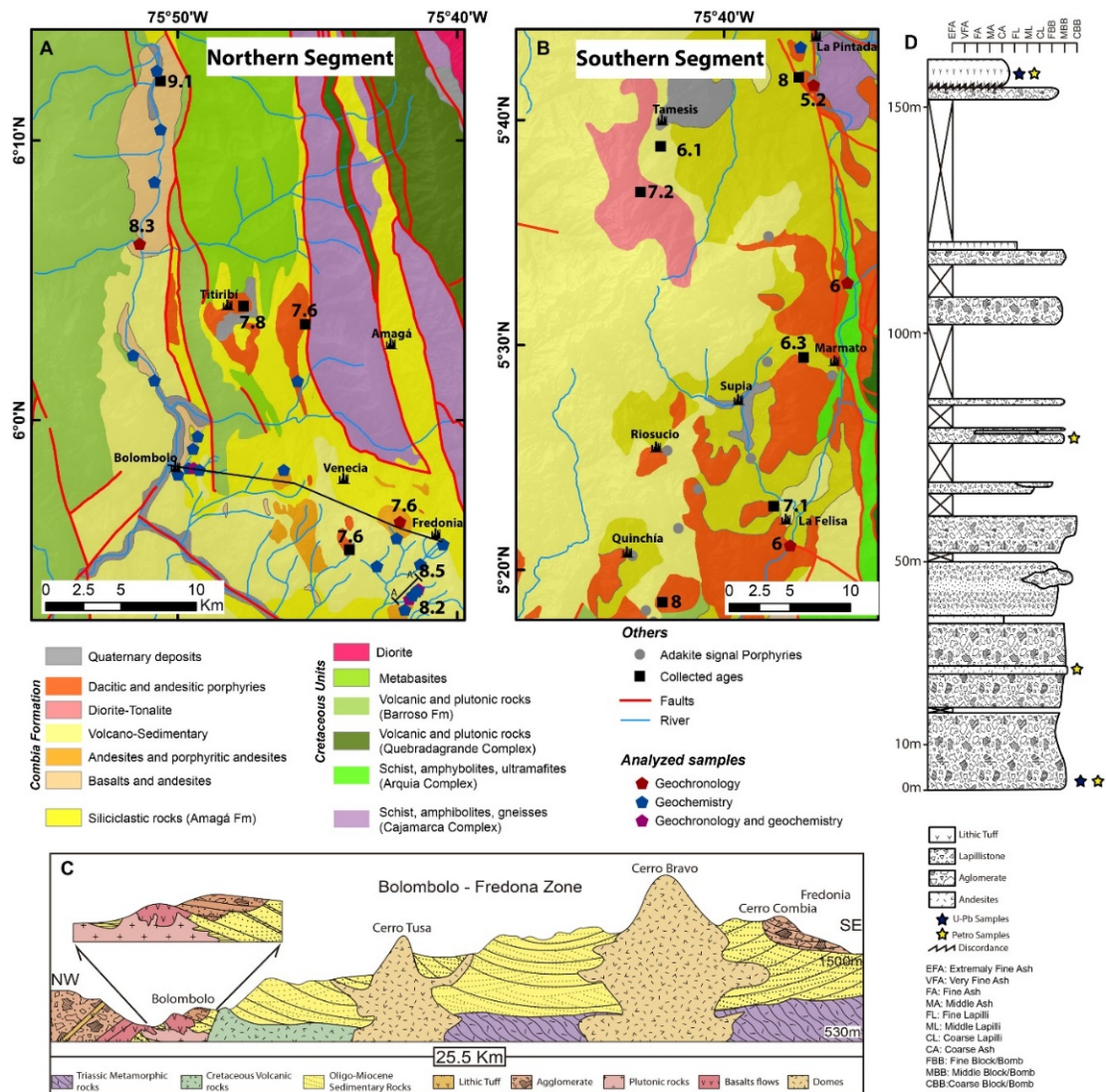
## Complejo Volcánico Combia

El Complejo Volcánico Combia constituye una secuencia de rocas volcano-sedimentarias compuesta por basaltos, andesitas, dacitas, pórfidos andesíticos, aglomerados, tobas, areniscas, limolitas, conglomerados y rocas plutónicas como tonalitas, granitos y granodioritas (Jaramillo et al., 2019). Este complejo tiene una edad de magmatismo Mioceno tardío, comprendida entre 9 y 5.2 Ma atrás, con al menos dos series magmáticas principales: una de afinidad toleítica a calco-alcalina y otra con firmas adakíticas (Leal-Mejía et al., 2011). Las unidades volcánico-plutónicas del Complejo Combia se relacionan de manera discordante e intrusiva con las rocas siliciclásticas de la Formación Amagá. Además, varios domos expuestos, como Cerro Bravo, Cerro Tusa, Cerro Sillón y Cerro Morro Alegre, de composición andesítica a dacítica, intruyen la Formación Amagá (ver figura 1) (Jaramillo et al., 2019).

Los derrames volcánicos son masivos a vesiculares, presentando un tono negro y conteniendo minerales como la augita, y ocasionalmente, olivino (González, 2001). Por otro lado, las brechas y los aglomerados están formados por fragmentos de dioritas, rocas volcánicas máficas y, en algunos casos, jaspe. Estos materiales se encuentran inmersos en una matriz andesítica de textura hipocristalina y color gris verdoso (González, 2001). Respecto a las tobas, están compuestas por vidrio volcánico y cristales líticos volcánicos, lo que confiere a la roca tonalidades claras (González, 2001). En cuanto a las rocas sedimentarias, constan de conglomerados poco consolidados con clastos de areniscas, arcillolitas y rocas porfídicas, todo ello inmerso en una matriz arenosa. Estos conglomerados se alternan con capas más delgadas de arcillolitas, que van desde tonalidades crema hasta rojizas, así como areniscas cuarzosas que contienen algunos líticos sedimentarios de grano medio a fino (González, 2001).



Figura 1. Mapa geológico del Complejo Volcánico Combia.



Tomado de (Jaramillo et al., 2019).

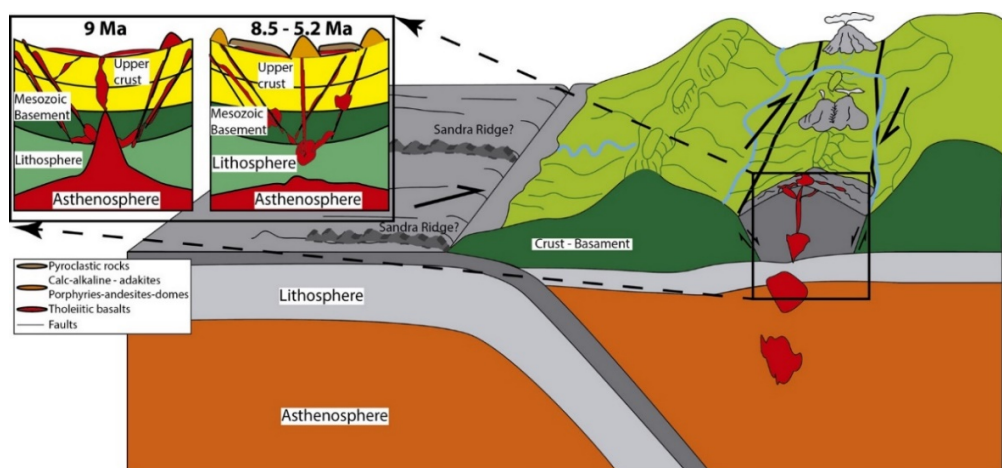
## Petrogénesis del Complejo Volcánico Combia

La petrogénesis de las rocas ígneas del Complejo Volcánico Combia está relacionada con 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), así como 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 procesos desencadenaron el desarrollo del arco magmático Andino Norte (León et al., 2018).

Los basaltos que se encuentran en la base de la secuencia volcánica, con una edad aproximada de 9 Ma, representan la fase eruptiva más antigua. La composición de estos basaltos, junto con la presencia de minerales como augita y olivino, sugiere que la fuente magmática proveniente del manto tenía una afinidad toleítica y era relativamente pobre en agua (Jaramillo et al., 2019). Por otro lado, la secuencia posterior, que comprende domos y rocas piroclásticas, andesitas y pórfidos andesíticos con una edad aproximada de 8.3 Ma, presenta minerales hidratados como hornblenda y biotita, indicando que la fuente magmática era de afinidad calco-alcalina y rica en agua (Jaramillo et al., 2019). Dentro de estos domos, destacan Cerro Bravo y Cerro Tusa. Además, se ha observado que las rocas con firmas adakíticas están vinculadas al inicio de la subducción de la cresta oceánica Sandra en la Placa Nazca (Defant & Drummond, 1990), así como a la diferenciación magmática en una corteza continental gruesa (Chiaradia et al., 2009).

Durante la convergencia oblicua entre la Placa Nazca y la Sudamericana, la extensión local que experimentó la placa continental causó un adelgazamiento en la corteza, lo que permitió la fusión parcial del manto en profundidad y un rápido ascenso del magma hasta una cámara magmática poco profunda (ver figura 2). Este proceso dio origen a magmas con afinidad tanto toleítica como calco-alcalina (Jaramillo et al., 2019). Por otro lado, los magmas con firmas adakíticas se generaron en un ambiente de arco volcánico, donde la entrada de sedimentos y la fusión de la placa subducida alteraron la composición del manto (Jaramillo et al., 2019). La convergencia oblicua entre placas, junto con la presencia de fallas geológicas reactivadas, también propiciaron que el Complejo Volcánico Combia exhibiera patrones composicionales heterogéneos en un período relativamente corto, menor a 5 Ma (Jaramillo et al., 2019).

*Figura 2. Evolución de la actividad magmática del Complejo Volcánico Combia.*



Tomado de (Jaramillo et al., 2019).

Los basaltos de afinidad toleítica se distinguen por presentar un espesor cortical de aproximadamente  $17 \pm 5$  km, mientras que las rocas andesíticas exhiben un espesor cortical de alrededor de  $21 \pm 4$  km. Los domos dacíticos muestran un espesor cortical aproximado de  $47 \pm 4$  km, y las rocas porfídicas revelan valores superiores a  $51 \pm 14$  km (Jaramillo et al., 2019). Finalmente, la actividad magmática del Complejo Volcánico Combia cesó debido al aplanamiento de la Placa Nazca hace 5.2 Ma. Este evento, a su vez, provocó la deformación de los Andes colombianos y el plegamiento del Complejo Volcánico Combia (Jaramillo et al., 2019).

### **Cerro Bravo**

Cerro Bravo es un domo del Complejo Volcánico Combia, compuesto por pórfido andesítico, resultado del remanente de un volcán antiguo (ver figura 3). Se encuentra ubicado entre los municipios de Fredonia y Venecia, e intruye el flanco oriental del Sinclinal de Venecia.

*Figura 3. Cerro Bravo.*





## Referencias

- Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B., & Fontignie, D. (2009). Adakite-like volcanism of Ecuador: Lower crust magmatic evolution and recycling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(5), 563–588. <https://doi.org/10.1007/S00410-009-0397-2>
- Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294), 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662A0>
- 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)
- Jaramillo, J. S., Cardona, A., Monsalve, G., Valencia, V., & León, S. (2019). Petrogenesis of the late Miocene Combia volcanic complex, northwestern Colombian Andes: Tectonic implication of short term and compositionally heterogeneous arc magmatism. *Lithos*, 330–331, 194–210. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2019.02.017>
- Leal-Mejía, H., Draper, J., & Shaw, R. (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes. *Proceedings of the Let's Talk Ore Deposits—Eleventh Biennial SGA Meeting, Antofagasta, Chile*, 26–29.
- León, S., Cardona, A., Parra, M., Sobel, E. R., Jaramillo, J. S., Glodny, J., Valencia, V. A., Chew, D., Montes, C., Posada, G., Monsalve, G., & Pardo-Trujillo, A. (2018). Transition From Collisional to Subduction-Related Regimes: An Example From Neogene Panama-Nazca-South America Interactions. *Tectonics*, 37(1), 119–139. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2017TC004785>
- 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>