

VULCANISMO NEÓGENO EN EL SUROCCIDENTE ANTIOQUEÑO Y SUS IMPLICACIONES TECTÓNICAS

*Adriana López C., Gloria M. Sierra L. y Diego A. Ramírez S.
Departamento de Geología, Universidad EAFIT
gsierra@eafit.edu.co*

Recibido para evaluación: 22 de Septiembre de 2006 / Aceptación: 20 de Noviembre de 2006 / Recibida versión final: 30 de Noviembre de 2006

RESUMEN

La Formación Combia aflora en el noroeste Colombiano, al final de la cuenca del Cauca entre las cordilleras Central y Occidental, aproximadamente 6 °N, 75° W corresponde a una secuencia volcanosedimentaria originada por varios pulsos magmático – volcánicos registrados entre los 10 y 6 Ma depositada dentro de ambientes fluviales y lacustres.

Se cree que dicho evento magmático ocurrió bajo un régimen transpresional asociado a la acreción de cuerpos de origen oceánico al noroccidente de Sur América (e.g. Cordillera Occidental y Bloque Chocó), posiblemente dentro de un ambiente de cuencas *pull – apart backarc*, que originó la reactivación de algunas estructuras pre-existentes asociadas al Sistema de Fallas Romeral, a través de las cuales ascendieron y se emplazaron estos magmas. La presencia de cristales de granate tipo piropo en los flujos piroclásticos, junto con la afinidad toleítica registrada en los derrames basálticos, permiten inferir un origen mantélico para los primeros pulsos de este vulcanismo efusivo. Con la evolución del magmatismo y el cierre de las cuencas localizadas a lo largo del Valle del Cauca, se da la contaminación cortical de estos materiales, y como consecuencia el paso a un vulcanismo explosivo de afinidad calcoalcalina asociado a eventos explosivos que tuvieron origen en conos volcánicos localizados en ambos lados del río Cauca.

PALABRAS CLAVES: Formación Combia, Vulcanismo, Magmatismo, Neógeno, Granates, Suroeste Antioqueño.

ABSTRACT

The Combia Formation outcrops in northwest colombiano, end of the Cauca Basin which lies between the Central and Western Cordillera, approximately 6 °N, 75° W as corresponds to a volcano sedimentary sequence originated by several volcanic-magmatic pulses recorded between 10 and 6 Ma and deposited under fluvial and lacustrine conditions.

It appears that these magmatic events occurred under a transpresional regime associated with the accretion of oceanic material (The Choco Block) in the northwester margin of South America and the development of pull-apart or backarc basins related to pre-existing structures associated with the Romeral System Fault that acted as channels through which magmas ascended and emplaced. The presence of garnet crystals of pyrope type along with some piroclastic flows and the tholeitic affinity suggests a mantle origin for the first pulses of this volcanism. As magma evolved and basins closed, the magma underwent crustal contamination and volcanism turned calc-alkaline in affinity and explosive, as a result, several volcanic cones formed along the Cauca basin.

KEY WORDS: Combia Formation, Volcanism, Magmatism, Neogene, Garnet, Southwest of Antioquia.

1. INTRODUCCIÓN

La Formación Combia denominada por Grosse (1926) como «Estratos de Combia», está compuesta por un conjunto de rocas principalmente volcánicas que suprayacen discordantemente las rocas sedimentarias que constituyen la Formación Amagá (Calle y González, 1980); estos materiales representan los eventos más tempranos del volcanismo Neógeno (Mioceno a Reciente) en el noroccidente colombiano (Marriner y Millward, 1984).

Aflora cubriendo parte de las actuales vertientes oriental y occidental del Río Cauca, en el suroccidente del departamento de Antioquia; Grosse, en 1926, describió su sección tipo en el Cerro Combia. Existen secciones de referencia aún más completas y mejor expuestas en el Cerro Amarillo (Damasco) y en la carretera Bolombolo-Puente Iglesias - La Pintada (González, 2001). A pesar de esto, la descripción del total de los materiales que constituyen dicha formación sólo se ha podido hacer a partir de secciones compuestas localizadas a ambos lados del río Cauca, debido a la ausencia de una columna que muestre la sucesión completa.

González (1980) redefinió los "Estratos de Combia" como Miembro Volcánico y Miembro Volcánico - Sedimentario de la Formación Combia, haciendo referencia a los paquetes de sedimentos esencialmente volcánicos y conglomeráticos descritos por Grosse (1926). A continuación se da una breve descripción de cada uno de ellos.

1.1. Miembro Volcánico

Este miembro corresponde al Neoterciario Volcánico o Estratos de Combia (Grosse, 1926) y se compone esencialmente de derrames basálticos y andesíticos, aglomerados, brechas volcánicas, tobas, conglomerados con matriz tobácea y areniscas tobáceas. Algunos de sus afloramientos se encuentran localizados en la quebrada La Popala, donde es posible observar flujos de lava basáltica; en el flanco oriental del Cerro Amarillo; y en el Alto Combia (González, 1980).

La mayor parte de los derrames corresponden a basaltos feldespáticos masivos a vesiculares. Los aglomerados y brechas están compuestos por fragmentos angulares a subredondeados, de rocas volcánicas básicas, diorita y ocasionalmente jaspe, en una matriz de composición andesítica (González, 1980). Las tobas son de colores claros predominantemente y están constituidas, en proporciones altamente variables, por fragmentos de piroclastos y vidrio; tobas soldadas se encuentran en la desembocadura del río Amagá al río Cauca. Las capas de conglomerado tienen matriz arenosa similar, en composición y características, a la de las areniscas tobáceas que se encuentran formando capas definidas dentro de la secuencia (González, 2001).

La separación entre los derrames efusivos y la secuencia piroclástica de aglomerados y tobas no se ha efectuado con claridad. En términos generales se puede inferir que al W del Río Cauca predominan las secuencias piroclásticas gruesas, mientras que hacia el E los derrames basálticos son más abundantes y los niveles piroclásticos finos de tobas y cenizas ocupan, por lo general, zonas topográficamente elevadas (González, 2001).

1.2. Miembro Sedimentario

Las sedimentitas con aporte de material volcánico, de composición similar al que constituye el Miembro Volcánico, se superponen en discordancia erosiva a los distintos Miembros de la Formación Amagá (González, 1980); uno de los lugares en el que aflora su contacto con la Formación Amagá se encuentra localizado en la quebrada Guandala cerca de Ebéjico, y fue descrito inicialmente por Grosse (1926). La secuencia completa, reconstruida a partir de secciones compuestas, está constituida esencialmente por niveles gruesos de conglomerados mal cementados, separados por capas finas a medias de areniscas de grano medio a fino, a veces conglomeráticas, arcillolitas cremas a rojizas y brechas sedimentarias (González, 1976). Los conglomerados contienen cantos redondeados a subredondeados de rocas basálticas y andesíticas, tobas, areniscas y arcillolitas, en matriz arenosa, con alto contenido de granos finos de cuarzo. La arenisca es predominantemente cuarzosa y contiene algunos líticos sedimentarios provenientes de la Formación Amagá. La presencia de fragmentos de andesitas porfídicas diferencia a estos conglomerados y areniscas, de los del Miembro Superior de la Formación Amagá (Calle y González, 1980; González, 2001).

El origen de la Formación Combia, localizada en el noroccidente Colombiano al final de la cuenca del Cauca entre las cordilleras Central y Occidental, ha presentado diferentes interpretaciones en los estudios publicados anteriormente. El hecho de que las rocas basales de dicha formación (derrames basálticos) presenten afinidad toleíticas, típica de rocas de origen oceánico, genera controversia acerca de cuáles fueron los mecanismos de formación y emplazamiento de los magmas que dieron origen a los materiales volcánicos y volcánico sedimentarios que caracterizan la formación.

Este artículo presenta una propuesta acerca de la evolución geológica del noroccidente colombiano, en el suroccidente del Departamento de Antioquia, particularmente en cercanías de las localidades de Venecia, Bolombolo, Guineales y Peñalisa (Figura 1), asociada al origen de los materiales que hacen parte de la Formación Combia.

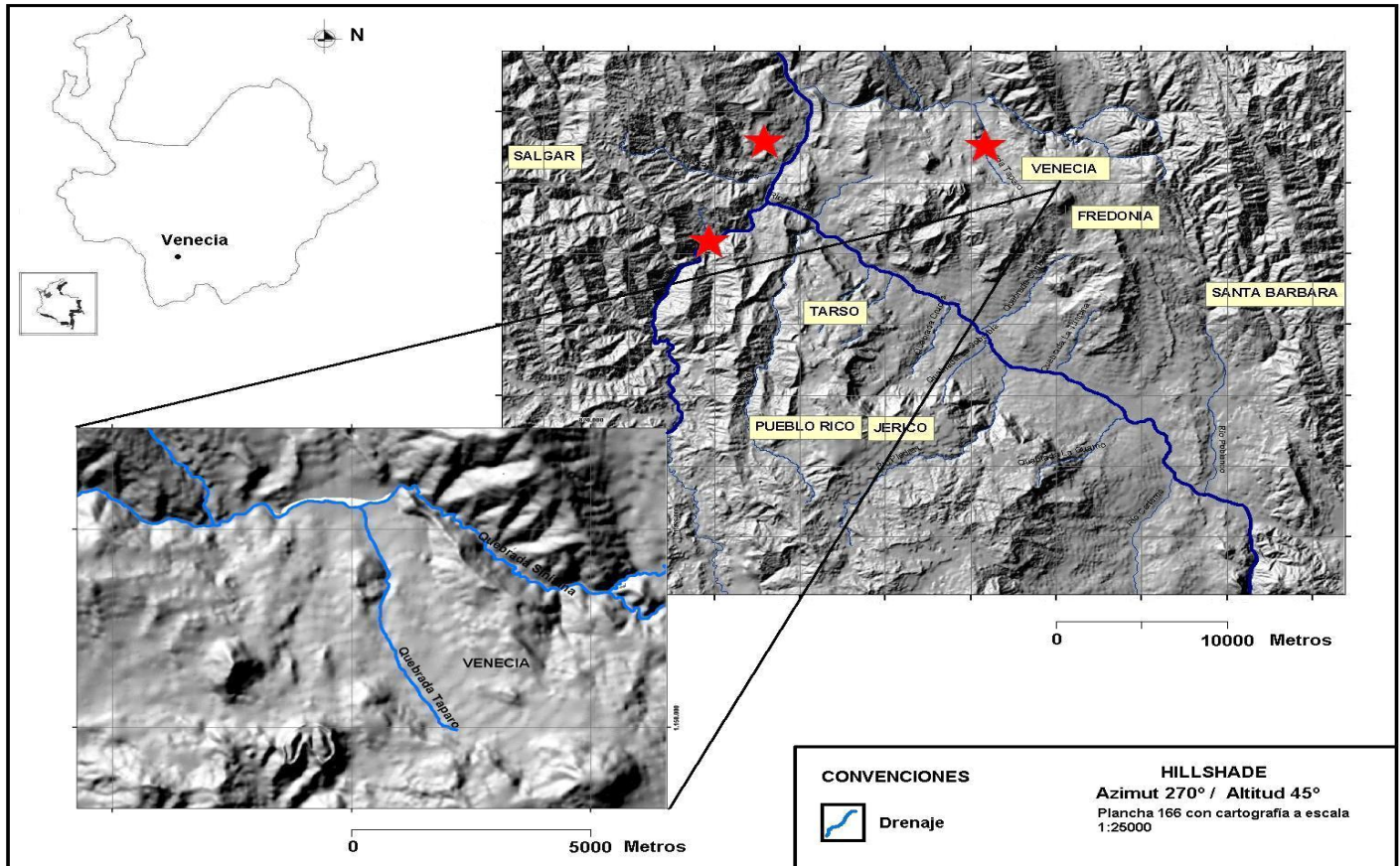


Figura 1. Localización del área de estudio. Las estrellas indican los sitios de las secciones estratigráficas analizadas.

2. GEOLOGÍA DEL ÁREA

En el área de estudio afloran diferentes unidades litológicas que abarcan un rango de edades que vá desde el Paleozoico hasta el Cenozoico (Figura 2).

Hacia el norte de la zona se encuentra la unidad más antigua, un cuerpo fallado de esquistos actinolíticos y sericíticos, pertenecientes al Complejo Cajamarca de edad Paleozoica (González, 2001). Hacia el este aflora la Diorita de Pueblito, de edad Triásica, de composición predominantemente diorítica, con variaciones a granodiorita, tonalita y gabro (Calle y González, 1980).

El Cretácico Superior está representado por la Formación Barroso (al noreste del Municipio de Venecia) compuesta por flujos de basaltos, aglomerados y tobas con interestratificaciones de chert oscuro (Calle y González, 1980; González, 2001).

El Cenozoico en la zona está representado por la Formación Amagá, que aflora al este, oeste y sur del área de estudio, y se compone principalmente de areniscas, lodolitas y conglomerados de origen fluvio-lacustre, con presencia de carbón en sus Miembros Inferior (Grosse, 1926; González, 1980; Sierra et al., 2003). La Formación Combia, objeto del presente estudio, y que será detallada más adelante; y los cuerpos hipoabaciales porfídicos, representados por los cerros El Sillón y Tusa, al oeste de Venecia, de composición predominantemente andesítica (González, 1980; Calle y González, 1980).

Adicionalmente, dentro de la zona de estudio se observan depósitos cuaternarios, de vertientes, por deslizamientos de las laderas inestables, y aluviales, como por ejemplo las barras que se forman asociadas a los drenajes principales que fluyen en el área (río Cauca, quebrada Sinifaná, entre otros).

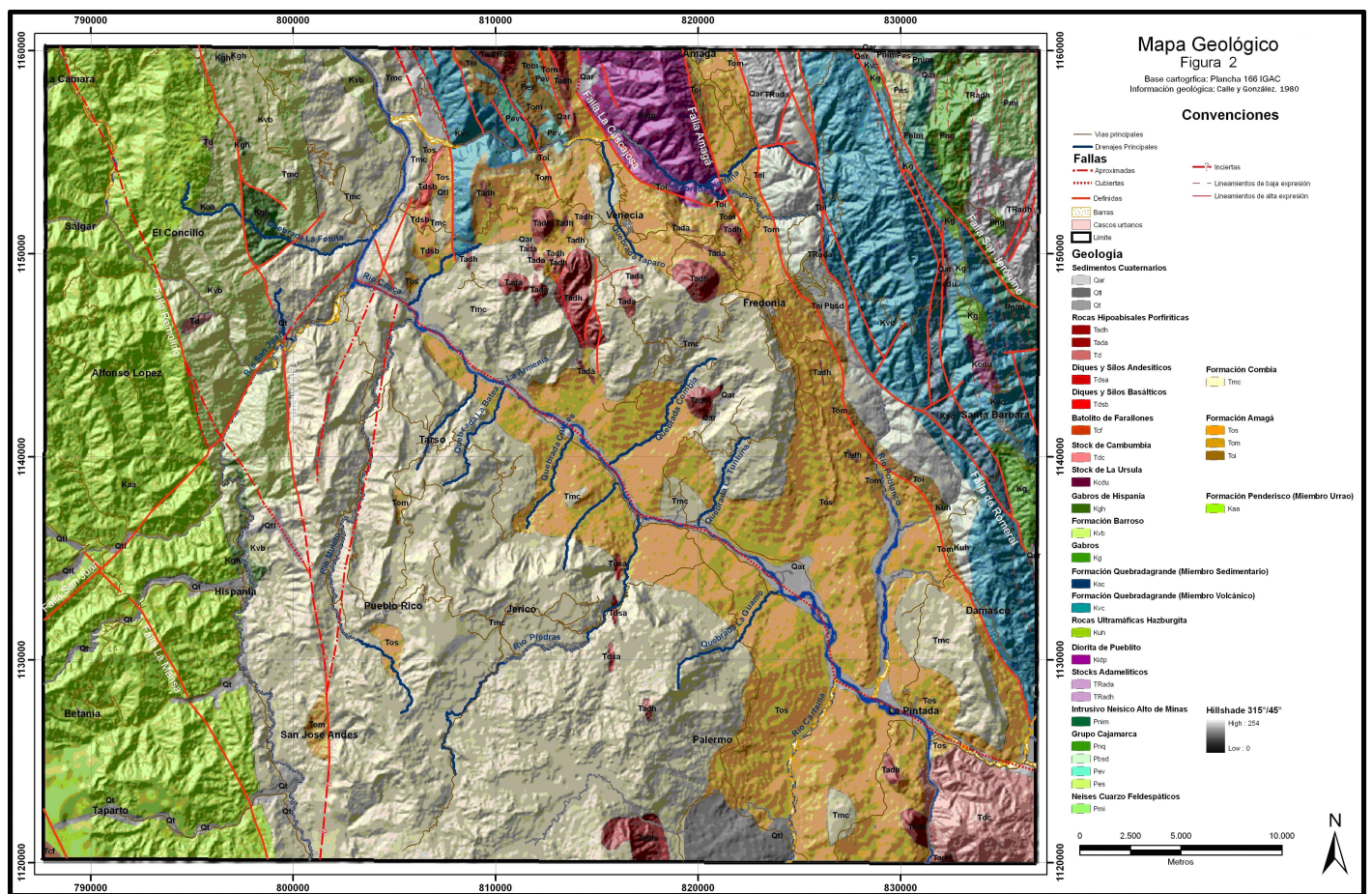


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. ★ Sitios de las secciones estratigráficas analizadas.

2.1 Estructuras

Estructuralmente, el área de estudio se encuentra enmarcada dentro del Sistema de Fallas Cauca – Romeral. Las principales fallas que afectan la zona de estudio corresponden (Figura 2):

Falla San Jerónimo: corresponde al límite occidental del Complejo Cajamarca. Grosse (1926) la considera una falla inversa con buzamiento al este; sin embargo, debido a su longitud de 80 Km y al contraste litológico tan marcado que presenta a lo largo de su trayecto, parece ser más una falla de rumbo (Maya y González, 1995). Presenta una dirección aproximada de N 30° - 40 ° W con buzamiento vertical y una componente de movimiento lateral izquierda (González, 2003). Debido a que las evidencias que exponen los diferentes autores para definirse por un movimiento u otro no son suficientes, se podría inferir que es posible que dicha falla tenga ambos componentes de movimiento, es decir, que sea una falla de rumbo sinextrolateral con componente vertical inversa.

Falla Silvia – Pijao: corresponde, en la zona de estudio, a parte de las trazas de las fallas Piedecuesta y Romeral definidas por Calle et al. (1984a, en Maya y González, 1995). Los rasgos morfotectónicos típicos asociados a esta falla (drenajes desplazados, silletas, lomos de obturación y de presión, entre otros), muy evidentes hacia el sur, en la zona del Eje Cafetero, permiten inferir que tiene un movimiento de rumbo con componente lateral derecha (Paris y Romero, 1994).

Falla Cauca – Almaguer: comprende los tramos que han sido llamados Sabanalarga y Cauca Occidental. Es una falla inversa con componente lateral izquierdo. Afecta las rocas sedimentarias terciarias de las Formaciones Amagá y Combia. Los múltiples segmentos de esta falla definidos por Buitrago et al., (2001) varían en rumbo de N15°W a N15°E.

Falla Mistrató: dirección general es N-S. Los diferentes autores que la han descrito infieren un desplazamiento vertical, aunque desconocen su naturaleza. En parte corresponde al límite entre las Formaciones Combia y Barroso (Calle y González, 1980).

3. VULCANISMO CENOZOICO EN EL NOROCCIDENTE COLOMBIANO

La intrusión de cuerpos magmáticos terciarios producto de la convergencia post cretácica comienza en el Eoceno, en el terreno alóctono del Bloque Chocó, posiblemente alrededor de los 47 a 33 Ma con la intrusión hacia los 34 Ma del Batolito de Mandé (Botero, 1975) producto de una zona de subducción localizada al Oeste y cuya vergencia aún no es clara (Toussaint y Restrepo, 1991) (Figura 3 y Tabla 1).

Como resultado de la acreción de la Cordillera Occidental, durante el Paleoceno – Oligoceno la ubicación de la zona de subducción cambia, hecho que se evidencia cuando el arco magmático migra hacia el Oeste y se localiza sobre el eje de esta cordillera (Pindell y Barrett, 1990) dándose el emplazamiento de numerosos plutones y stocks (Batolito de Anchicayá, Stock de los Alisales, Stock de Acandí, Stock de Arboledas, Stock de Pance (Toussaint, 1999) (Tabla 1).

Con la partición de la placa Farallones y la posterior acreción de la Serranía del Baudó al NW de Suramérica, en el Mioceno Medio – Tardío (Duque – Caro, 1990), el cinturón magmático ubicado en el eje de la Cordillera Occidental entre 12 y 10 Ma (e.g. Batolito de Farallones, Stock de Urrao, Stock de Frontino) migra luego hacia el Valle del río Cauca, donde se desarrolla entre los 10 y 6 Ma dando inicio al volcanismo tipo Combia, de afinidad inicialmente toleítica y posteriormente calcoalcalina, y al emplazamiento de los cuerpos porfídicos de composición andesítica y dacítica del Valle del río Cauca (Álvarez, 1983; Toussaint, 1999) (Figura 3 y Tabla 1).

Debido a que los pórfidos están ubicados entre las fallas Cauca - Almaguer y San Jerónimo, Restrepo et al. (1985, en Toussaint, 1999) suponen que este magmatismo estuvo relacionado con el desarrollo de un sistema de cuencas de tracción con componente *push – up*, asociado al Sistema de Fallas de Romeral, el cual durante el Mioceno Medio y antes del Plioceno Medio – Tardío habría funcionado como una zona de debilidad que afectó el basamento, permitiendo el fácil ascenso e intrusión de los magmas de carácter toleítico, y el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos relacionados genéticamente con el ciclo de actividad efusiva que dio origen al inmenso volumen de rocas piroclásticas que hacen parte del Miembro Volcánico y Volcánico-Sedimentario de la Formación Combia (Jaramillo, 1978; Restrepo et al., 1981; Toussaint y Restrepo, 1991; Álvarez, 1983; Sierra, 1994; Toussaint, 1999).

Tabla 1. Datos radiométricos y geográficos de algunos de los cuerpos intrusivos que comprenden el cinturón magmático Paleoceno – Mioceno. **C.W:** Cordillera Occidental; **VI:** Valle Interandino del Cauca; **C.C:** Cordillera Central (Tomado y modificado de Duque, 2004).

CUERPO	C.W	VI	C.C	REFERENCIA
La Linda			3,5 Ma	Vesga y Barrero (1978)
Stock del Morro			3,5 ± 0,2 Ma	
Stock de Suárez		6 ± 0,3 Ma		Álvarez et al. (1978)
Stock de Marmato		6,3 ± 0,7 Ma		Restrepo et al. (1981)
Stock de la Felisa		6,8 ± 0,3 Ma 7,1 ± 0,1 Ma		González (1976)
Farallones de la Pintada		8,0 ± 4 Ma		Restrepo et al. (1981)
Cerro el Corcovado		9 ± 0,33 Ma 15 ± 0,75 Ma 10,5 ± 0,29 Ma		Toro (en López y Ramírez, 2006))
		7,8 ± 1 Ma 8 ± 0,9 Ma		MacDonald (1980)
		10,6 Ma 9,5 ± 0,9 Ma		Jaramillo (1978)
		9,5 ± 1,1 Ma		(M. Delaloye, comunicación escrita 1980 en Toussaint, 1999)
Basaltos de La Popala		9,5 ± 1,1 Ma		
El Cangrejo		9,1 Ma		Restrepo et al. (1981)
Batolito de Farallones		11 Ma		Calle et al. (1980)
		12 Ma		Botero (1975)
Stock de Urrao		11 Ma		Botero (1975)
Stock de San Cristóbal		13 ± 3 Ma		Álvarez y Linares (1979)
Las Minas	8 ± 3 Ma			
Stock de Arboledas	25 ± 10 Ma			Botero (1975)
Stock de los Alisales	30 Ma			Gobel y Stilbane (1980)
El Danubio	30 ± 1,9 Ma			Botero (1975)
	47 Ma			Gobel y Stibane (1979 en Restrepo et al., 1981)
Batolito de Mandé	32 Ma			Botero (1975)
	48 Ma			
Stock de Acandí	48 Ma			
Batolito de Piedrancha	62 – 57 Ma			Álvarez y Linares (1979)

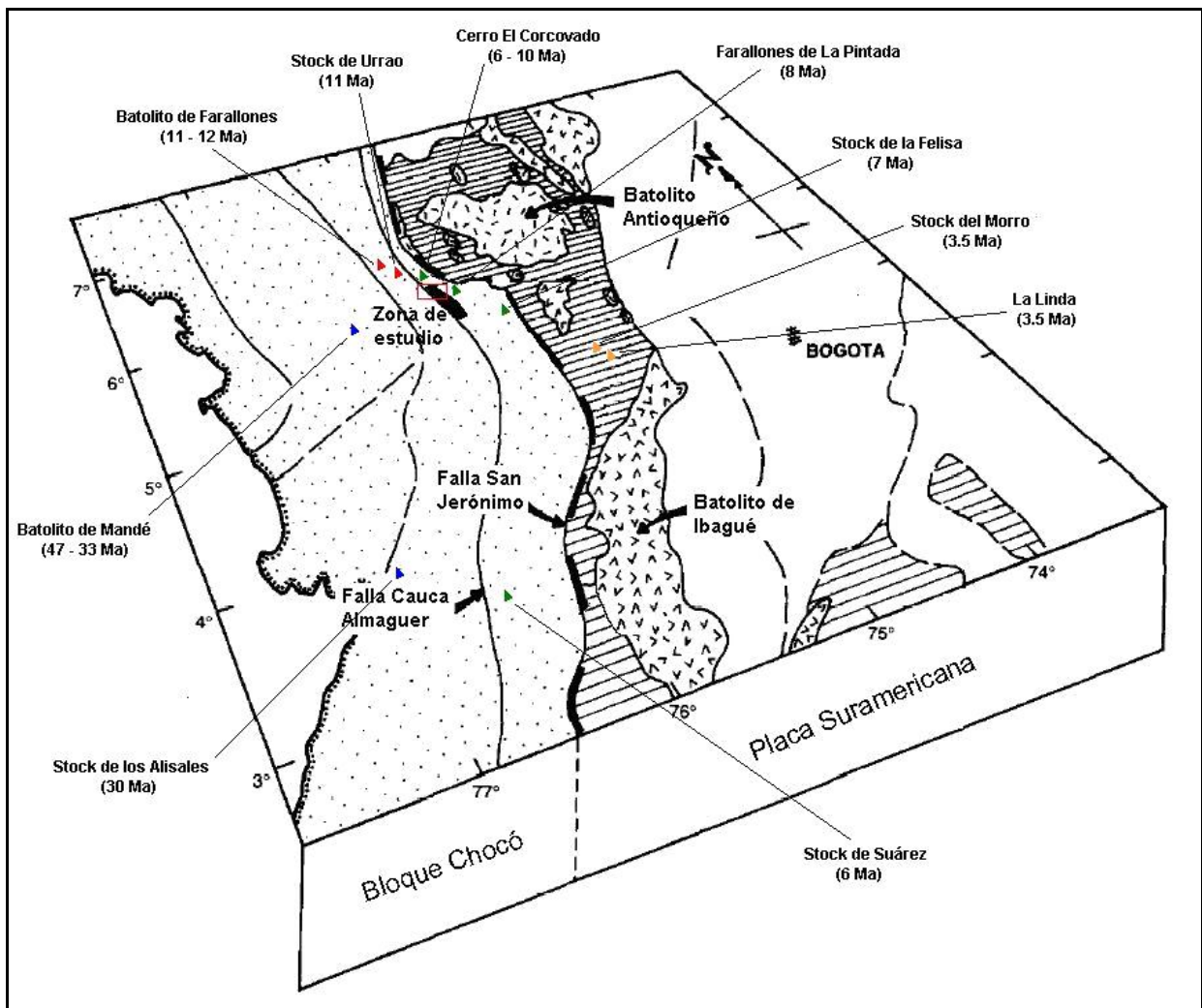


Figura 3. Vulcanismo colombiano Eoceno a Reciente (Modificado de MacDonald, 1980).

Por otro lado, las características de los intrusivos subvolcánicos indican que son de cristalización poco profunda con enfriamiento rápido, y su forma sugiere cuellos volcánicos constituidos por magmas silicificados en conductos de volcanes erodados (Álvarez, 1983). A esta actividad le seguiría otra fase entre 7 y 6 Ma en la que se da la intrusión de los cuerpos de la Felisa, Marmato e Irra (Restrepo et al., 1981; Toro et al., 1999) (Figura 3).

Con la acreción total de la Serranía del Baudó y el cierre del Istmo de Panamá, durante el Plio – Cuaternario, el magmatismo se desplaza al eje de la Cordillera Central, afectando únicamente la región situada al sur de 6° N (Sierra, 1994; Toussaint, 1999) donde actualmente se localiza el Complejo volcánico Ruiz – Tolima. Este salto en el vulcanismo es explicado por el avance progresivo de la placa Nazca bajo la placa Suramericana, con la disminución del ángulo de subducción. La ausencia de vulcanismo al norte de 5° N se explica por la presencia de una cuña de la paleo placa Caribe bajo la Cordillera Central, la cual actúa como un escudo que evita que el magma alcance la superficie (Figura 4) (Taboada et al., 2000).

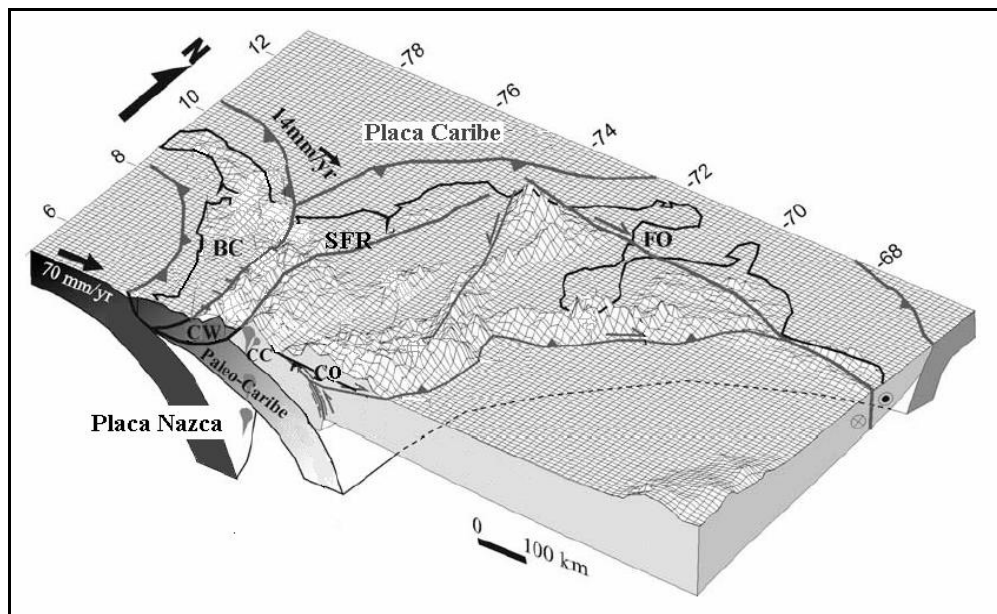


Figura 4. Avance progresivo de la placa Nazca bajo la placa Suramericana con la presencia de una cuña de la paleo placa Caribe bajo la Cordillera Central. **BC** = Bloque Chocó, **CW** = Cordillera Occidental, **CC** = Cordillera Central, **CO** = Cordillera Oriental, **SFR** = Sistema de fallas Romeral (Modificado de Taboada et al., 2000).

4. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Los modelos geológicos propuestos para explicar la evolución de la esquina noroccidental de Sur América son diversos y en algunos casos contradictorios (Pardo y Moreno, 2001). La mayoría de autores coincide en que la evolución de la región caribe colombiana durante el lapso Mesozoico – Cenozoico estuvo afectada por **1**) la subducción de la placa Farallones durante el Jurásico – Cretácico; **2**) el avance relativo hacia el nororiente y oriente de la placa Caribe con respecto a Sur América desde el Cretácico hasta el Mioceno (Marriner y Millward, 1984; Aspden et al., 1987; Pindell et al., 1988; Restrepo y Toussaint, 1988; Grosser, 1989; Nivia, 1989; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1993; Pindell, 1997; Meschede y Frisch, 1998; Kerr et al., 1999; Giunta et al., 2002); **3**) la partición de la placa Farallones hace 25 Ma en las placas de Cocos y Nazca (Pindell y Barrett, 1990; Taboada et al., 2000); **4**) la subducción al Este de la placa de Nazca desde el Mioceno (Toussaint, 1999; Aleman y Ramos, 2000), y **5**) la acreción de terrenos alóctonos (Cordillera Occidental y Serranía del Baudó) en el Cretácico tardío y Mioceno – Plioceno respectivamente (McCourt et al., 1984; Restrepo y Toussaint, 1988; Grösser, 1989; Pindell y Barrett, 1990; Kerr, 1998; Pardo y Moreno, 2001).

A partir de lo anterior en la zona de estudio se pueden asociar varios eventos deformacionales correspondientes a la reactivación de estructuras pre – existentes, con eventos de acreción registrados en el noroccidente de Colombia de la siguiente manera: en el Cretácico superior, con la colisión oblicua y posterior obducción de la Cordillera Occidental a lo largo del margen continental de Colombia y Ecuador, se desarrollan movimientos dextralaterales a lo largo de las estructuras orientadas en sentido NNW – SSE (Fallas Remolinos, Mistrató y Cauca – Almaguer) (Figura 1). Su edad se establece a partir de la relación con fallas pertenecientes a otros sistemas, las cuales cortan y desplazan sus trazas principales, y por la edad de las rocas que están siendo afectadas, que no son más jóvenes que el Cretácico superior (López y Ramírez, 2006). La actividad de este sistema llevó al desarrollo, en el Oligoceno – Mioceno, de cuencas de *pull – apart* (e.g. Irra, Amagá, Quinchía) a lo largo de la depresión del Cauca (Kellogg et al., 1983 en Alfonso et al., 1994; Sierra, 1994).

En el Mioceno tardío – Plioceno, se da el acercamiento y acreción del Bloque Chocó (BC) al margen continental del noroccidente colombiano; con esto se da la deformación de las cuencas previamente formadas, y se desarrolla un

segundo sistema de fallas, con componente transpresional, que corresponde a las estructuras orientadas en sentido NW – SE (Falla de Arma y Falla La Mansa) (Figura 2), responsable del control estructural del Río Cauca a lo largo del tramo comprendido desde la desembocadura de los ríos Poblano y Cartama, en el sureste, hasta el Río San Juan, en el noroeste. Este sistema se encuentra desplazando las trazas de las fallas originadas durante el Cretácico, afectando las rocas de la Formación Amagá, razón por la cual se correlaciona con dicho evento.

En consecuencia con este régimen compresivo, se da la intrusión de magmas básicos a intermedios, de origen mantélico, a través de estas fallas, y posteriormente el sentido de los esfuerzos dominantes se invierte durante el Plioceno – Pleistoceno, favoreciendo el desarrollo de un movimiento sinetral en el Sistema de Fallas de Romeral, evidenciado por la rotación de algunos cuerpos intrusivos del Cauca, Cerro Corcovado y Cerro Tusa (MacDonald, 1980; Sierra, 1994; MacDonald et al., 1996).

Finalizada la acreción del Bloque Chocó se desarrolla un tercer sistema de fallas que presenta una orientación NNE – SSW, y corresponde a las Fallas San Juan y Mulatos. Dicho sistema, de edad Neógeno, afecta principalmente las rocas de la Formación Combia (Figura 2).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN: EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL SUROCCIDENTE ANTIOQUEÑO

Para explicar la evolución geológica del suroccidente del departamento de Antioquia durante el Cenozoico se tuvieron en cuenta las teorías expuestas por algunos autores en trabajos previos (e.g. Sierra, 1994; Toussaint, 1999). A partir de lo anterior y con base en los resultados obtenidos en el presente estudio se propone que posterior a la acreción de la Cordillera Occidental en el Cretácico – Paleoceno, el eje del magmatismo migró hacia el occidente, y se reactivaron algunas fallas de rumbo con movimientos dextrales pertenecientes al Sistema de Fallas de Romeral. Estas estructuras dentro del área de estudio corresponden a las Fallas Remolinos, Mistrató, Cauca – Almaguer, San Jerónimo y Silvia - Pijao.

Dichos movimientos de rumbo que a su vez fueron afectados por la partición de la placa Farallones en las placas Cocos y Nazca hacia los 25 Ma, dieron origen a cuencas de pull – apart asociadas a esfuerzos transtensionales (e.g. Fallas Remolinos, Mistrató, y Cauca – Almaguer) dentro de las cuales, durante el Oligoceno tardío y Mioceno temprano, se depositaron los sedimentos fluviolacustres correspondientes al Miembro inferior de la Formación Amagá (Sierra et al., 2003) y algunos sedimentos retrabajados de edad Eoceno provenientes de la erosión de la Cordillera Central (Figura 5), la cual debido a las altas tasas de levantamiento durante el Eoceno tardío (Saenz, 2003; Toro, comunicación personal) habría sido sometida a intensos procesos erosivos que llevarían a la depositación de los sedimentos resultantes en la cuenca correspondiente al paleovalle Interandino del Cauca.

Con la evolución de estas cuencas en el Mioceno medio – tardío, la depositación fluvial se vio acompañada de un vulcanismo explosivo producto de un proceso de adelgazamiento de la corteza, resultado de la delaminación cortical asociada a fallas profundas y a un proceso de subducción localizado al occidente, que favoreció el avance de la placa subducida y la consecuente migración hacia el oriente del eje del magmatismo permitiendo el emplazamiento de magmas procedentes del manto en niveles corticales. Estos primeros vestigios del vulcanismo, que más tarde daría origen a los sedimentos de la Formación Combia y a los cuerpos hipoabisales porfídicos, están registrados en el Miembro superior de la Formación Amagá, el cual enterró los materiales del Miembro inferior.

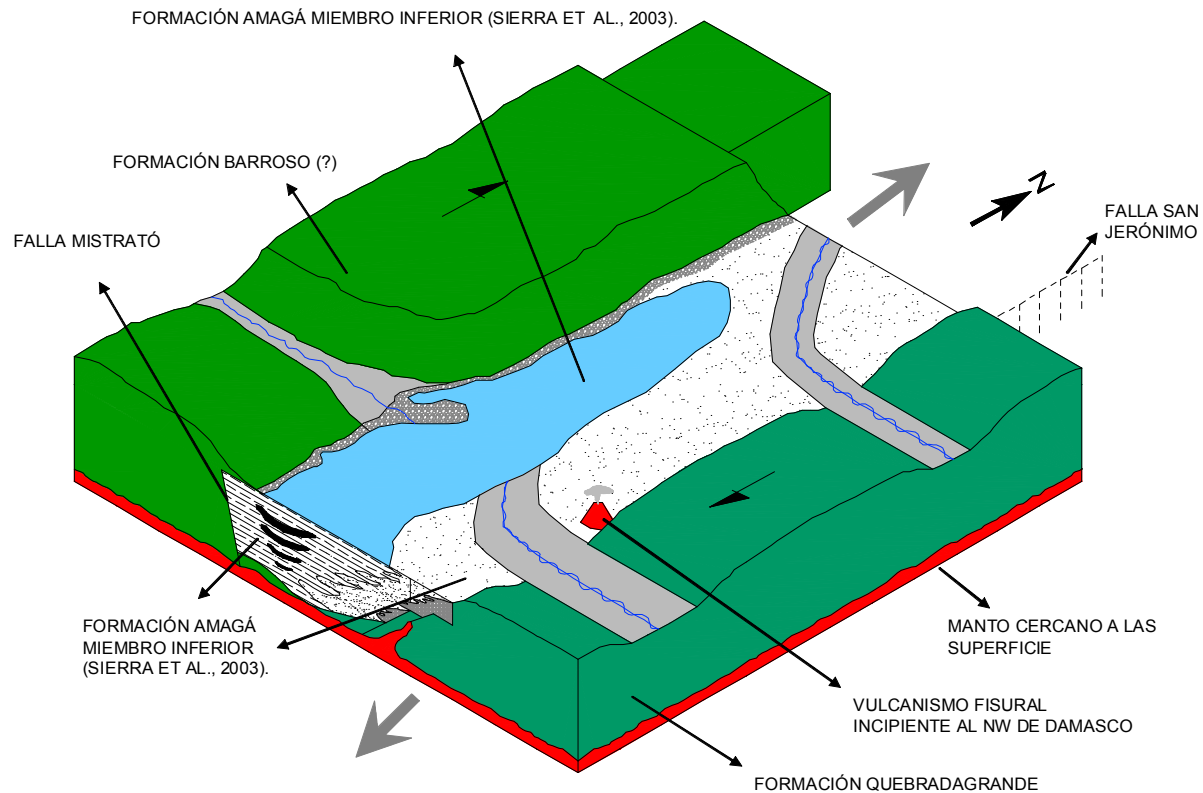


Figura 5. Bloque diagrama que muestra la configuración tectónica del suroeste antioqueño durante el Mioceno temprano (No a escala). Las flechas grises indican los esfuerzos transtensionales.

Finalizada la depositación de la Formación Amagá, en el Mioceno medio - tardío, se da la acreción al noroccidente del Bloque Chocó. Este evento acrecional genera una componente transpresional en los sistemas de fallas, que favorece el ascenso de los magmas toleíticos emplazados durante la delaminación cortical a través de las debilidades pre-existentes (push – up), y que además genera una tectónica de bloques donde las rocas sedimentarias del Miembro inferior de Amagá son exhumadas y sometidas a procesos superficiales que las erosionan y redepositan posteriormente junto con los materiales volcánicos de la Formación Combia (Figura 6). Esto se evidencia por la presencia de algunos fragmentos de carbón en los estratos de conglomerado y aglomerado de la Sección quebrada La Táparo.

Durante las primeras etapas del vulcanismo tipo Combia, y debido a que los magmas ascienden directamente del manto, estos presentan afinidades toleíticas típicas de los basaltos de origen oceánico. Las características de estas erupciones corresponden principalmente a derrames basálticos interestratificados con materiales piroclásticos (Figura 7), que durante los períodos inter - eruptivos fueron retrabajados por los paleodrenajes de la zona.

Sin embargo, una posible contaminación con rocas corticales pelíticas (Birch y Gleadow, 1974; en Aydar y Gourgaud, 2002), que en este caso corresponderían al Miembro inferior de la Formación Amagá, explicaría la presencia de cristales de granate tipo piropo dentro de la matriz tobácea de algunas brechas piroclásticas y aglomerados de la sección quebrada la Táparo.

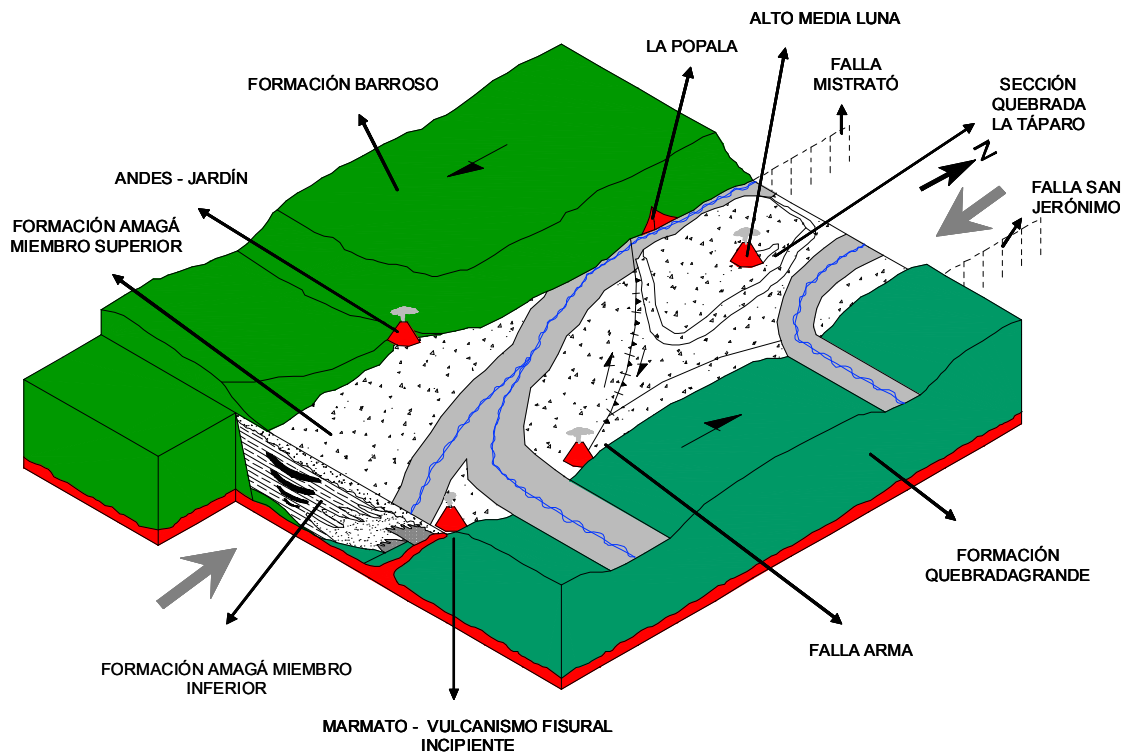


Figura 6. Bloque diagrama que muestra la configuración tectónica del suroeste antioqueño durante el Mioceno tardío (No a escala). Las flechas grises indican los esfuerzos transpresionales.

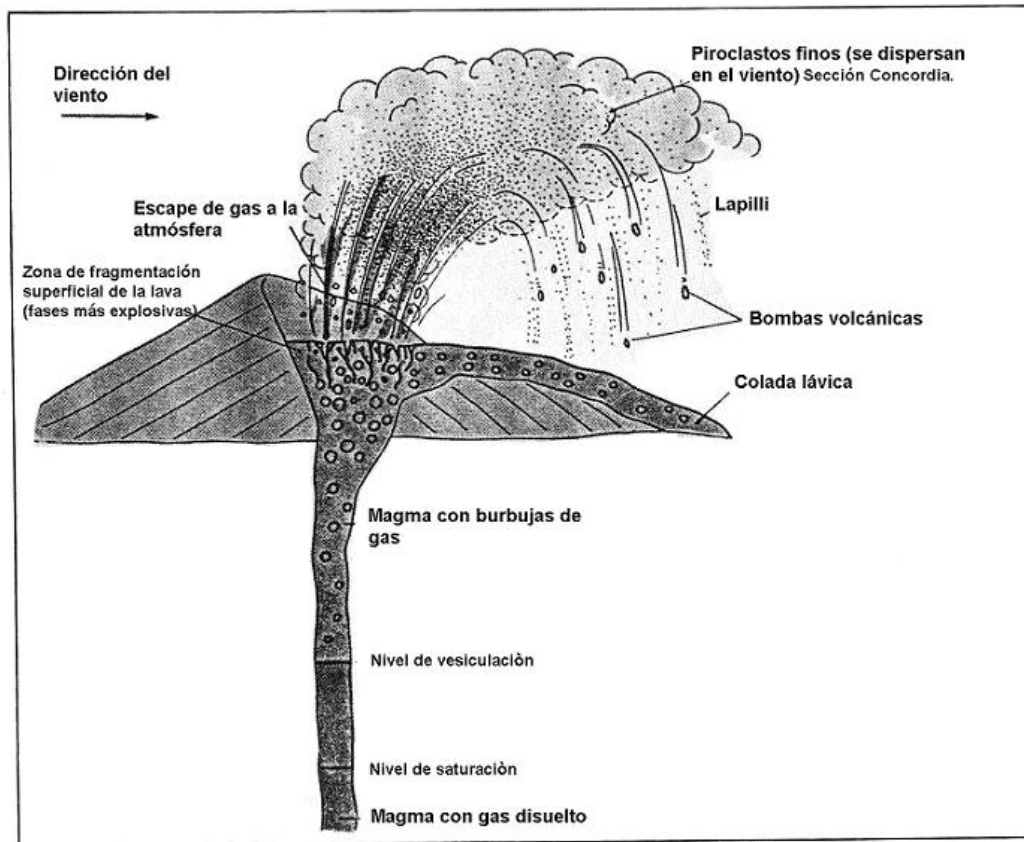


Figura 7. Mecanismo eruptivo de volcanes de magmas basálticos (Tomado y modificado de Carracedo, 1987).

El cierre definitivo de la cuenca debido a los esfuerzos compresivos dominantes durante este período, favoreció la contaminación intensa de estos magmas con rocas del basamento, que llevó al desarrollo de afinidades calcoalcalinas y alcalinas en los materiales de la parte superior de la Formación Combia, típicas de ambientes de subducción de corteza oceánica – corteza continental, variando de un vulcanismo inicialmente efusivo a uno más explosivo. Adicionalmente, durante este mismo evento los movimientos de las fallas se invierten (sentido sinextral), hecho que se comprueba con la rotación de algunos cuerpos porfídicos como el Cerro Corcovado (MacDonald, 1980; MacDonald et al., 1996), y se registran los últimos pulsos de levantamiento de las tres cordilleras en Colombia (Van der Hammen, 1958).

Alternativamente, la presencia de los magmas de afinidad toleítica podría explicarse a partir de un modelo de back-arc incipiente que no habría alcanzado a desarrollarse debido al cierre prematuro de la cuenca. Dentro de dicho back-arc, los sedimentos eocenos provenientes de la erosión de la Cordillera Central, habrían quedado atrapados dentro de la cuña de sedimentos localizada en el margen de subducción, aportando los materiales pelíticos necesarios para el desarrollo de granates tipo Piropo (Comunicación oral, González, H.2006). (Figura 8).

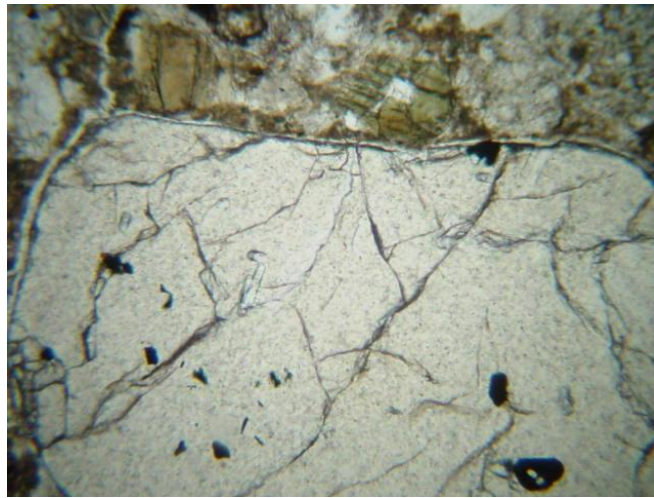


Figura 8. Cristal de granate con inclusiones (DAC 010).

El ascenso de material mantélico por diferencias de presión en la zona de subducción, sería el factor responsable del adelgazamiento cortical dentro de las cuencas marginales (Figura 9). Los esfuerzos extensionales localizados en dichas cuencas habrían generado fallas con componente normal que no sólo serían las responsables de formar las cuencas sedimentarias dentro de las cuales se depositarían posteriormente los materiales de las Formaciones Amagá y Combia, sino también del desarrollo de los conductos a través de los cuales ascenderían directamente a la superficie los magmas de carácter toleítico.

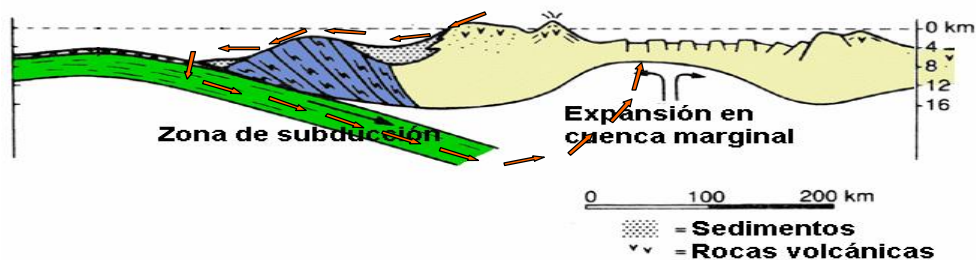


Figura 9. Modelo de *back-arc* en un ambiente de subducción océano – continente. Las flechas indican el recorrido de los sedimentos erodados de la Cordillera Central durante el Eoceno.

6. AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo hace parte del proyecto “Estratigrafía y paleomagnetismo de la Formación Combia”, dentro del grupo de investigación Geología Ambiental de la Universidad Eafit. A los laboratorios de la Universidad Eafit, por su colaboración en la parte logística.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Alfonso, C.; Sacks, P.; Secor, D.; Rine, J. Y Pérez, V., 1994. A Tertiary fold thrust belt in the Valle del Cauca Basin, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. V. 7 N 3 - 4. pP. 387 - 402.
- Aleman, A y Ramos, V.A., 2000. Northern Andes. *Tectonic Evolution of South America*. Brazil. pp. 453 - 480.
- Álvarez, A.; Orrego, A.; Botero, G. y Linares, E., 1978. Determinación de edad del Stock de Suárez, Cauca. *Publicación Especial, Facultad de Ciencias*. Universidad Nacional, Medellín.
- Álvarez, A. y Linares, E., 1979. Edades K - Ar del Batolito de Piedrancha y Stock de Arboledas, Departamento de Nariño. *Publicación Especial de Geología No 22*. Universidad Nacional, Medellín.
- Álvarez, A. y Linares, E., 1983. Geología de la Cordillera Central y el Occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesocenoicos. *Boletín Geológico*, Vol. 26. 175 P.
- Aspden, J.A.; McCourt, W.J. y Brook, M., 1987. Geometrical Control of Subduction - Related Magmatism: The Mesozoic and Cenozoic Plutonic History of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*. London. Vol. 144. pp. 893 - 905.
- Aydar, E. y Gourgaud, A., 2002. Garnet – bearing Basalts: An Example from Mt. Hasan, Central Anatolian, Turkey. *Mineralogy and Petrology*. Vol 75. pp. 185 - 201.
- Botero, G., 1975. Edades Radiométricas de algunos Plutones Colombianos. *Revista de Minería*. No. 169 -170. pp. 8336 - 8342.
- Buitrago, J. A.; Monsalve, G. y Morales, J.E., 2001. Codificación sismológica de un segmento de la Falla Cauca-Almaguer y sus aplicaciones en el Departamento de Antioquia. pp 42-71.
- Calle, B. y González, H., 1980, Geología y Geoquímica de la Plancha 166, Jericó. Informe No. 1822: Medellín, INGEOMINAS, 232 P.
- Duque - Caro, H., 1990. El Bloque Chocó en el Noroccidente Suramericano: Implicaciones Estructurales, Tectonoestratigráficas y Paleogeográficas. *Boletín Geológico de INGEOMINAS*, Vol. 31 No. 1. pp. 47 - 71.
- Duque, J.F., 2004. Caracterización Geológica y Geoquímica del Volcán Morasurco, Pasto Nariño. (Tesis Pregrado): Medellín, Universidad EAFIT. 114 P.
- Giunta, G.; Beccaluva, L.; Coltorti, M.; Siena, F. y Vaccaro, C., 2002. The Southern Margin of the Caribbean Plate in Venezuela: Tectono-Magmatic Setting of the Ophiolitic Units and Kinematic Evolution. *Lithos*. Vol 63. pp. 19 - 40.
- González, H., 2003. Geología del Flanco Occidental de la Cordillera Central y del Oriental de la Cordillera Occidental entre Medellín, Ciudad Bolívar y el río Arquía. Departamento de Antioquia. IX Congreso Colombiano de Geología. Excursión pre - Congreso. Medellín.
- González, H., 2001, Mapa Geológico del Departamento de Antioquia. Escala 1:400.000: Medellín, INGEOMINAS, 240 P.
- González, H., 1980, Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 168 (Salamina): *Boletín Geológico*, Vol. 23, 174 P.
- González, H., 1976, Geología del Cuadrángulo J-8 Sonsón: Bogotá, INGEOMINAS. Informe 1704, 421 P.
- Grosse, E., 1926. Estudio Geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera

- Central de Colombia: Berlín, Verlag Von Dietrich Reimer (Ernst Vohsen), 361 P.
- Grösser, J.R., 1989. Geotectonic Evolution of the Western Cordillera of Colombia: New Aspects from geochemical data on Volcanic Rocks. *Journal of South American Earth Science*. Vol. 2. pp. 359 - 369.
- Jaramillo, J. M., 1978. Determinación de las Edades de algunas Rocas de la Cordillera Central por el Método de Huellas Fisión. *Memorias II Congreso Colombiano de Geología*. Bogotá.
- Kerr, A.C.; Marriner, G.; Tarney, J.; Nivia, A.; Saunders, A.; Thirlwall, M. y Sinton, C., 1997. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr - Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*. V. 38. pp. 677 - 702.
- López, A. y Ramírez, D., 2006. Registro del Vulcanismo Neógeno en el Suroccidente Antioqueño y sus Implicaciones Tectónicas. (Tesis de pregrado): Medellín, Universidad EAFIT.
- MacDonald, W.D., 1980, Anomalous paleomagnetic directions in Late Tertiary andesitic intrusions of the Cauca Depression, Colombian Andes: *Tectonophysics*. pp. 339-348.
- MacDonald, W.D.; Estrada, J.J.; Sierra, G.M. y González, H., 1996. Late Cenozoic tectonics and paleomagnetism of North Cauca Basin intrusions, Colombian Andes: Dual rotation modes. *Tectonophysics*. pp. 277-289.
- Marriner, G.F. y Millward, D., 1984. Petrochemistry of Cretaceous to recent Vulcanism in Colombia: *Journal of Geological Society of London*, Vol. 141, pp. 473-486.
- Maya, M., 1992. Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. *Boletín Geológico*. INGEOMINAS. Vol 32 No 1 - 3. pp. 135 - 187.
- Maya, M. y González, H., 1995. Unidades Litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico de INGEOMINAS*. Bogotá. Vol. 35. No. 2-3. pp. 43 - 57.
- McCourt, W.J.; Aspden, J.A. y Brook, M., 1984. New Geological and Geochronological data from the Colombian Andes: Continental Growth by Multiple Accretion. *J. Geol. Soc. London*. Vol. 141. pp. 831 - 845.
- Meschede, M. y Frisch, W., 1998. A Play Tectonic Model for the Mesozoic and Early Cenozoic History of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*. Vol. 296. pp. 269-291.
- Nivia, A., 1989. El Terreno Amaimé - Volcánico: Una Provincia Acrecionada de Basaltos de Meseta Oceánica. V Congreso Colombiano de Geología. pp. 1 - 30.
- Pardo, A. y Moreno, M., 2001. Estratigrafía del occidente Colombiano y su relación con la Evolución de la Provincia Ígnea Cretácica del Caribe Colombiano. VIII Congreso Colombiano de Geología. 19 P.
- Paris, G. y Romero, J., 1994. Fallas Activas en Colombia. *Boletín Geológico de INGEOMINAS*. Bogotá. Vol. 34 No. 2-3. pp. 3 - 26.
- Pérez, A. L., 2005. Formación Combia: Litofacies y aproximación a su edad con base en estudios palinológicos, suroeste antioqueño (Tesis de pregrado): Medellín, Universidad EAFIT.
- Pindell, J.L.; Cande, S.C.; Pitman, W.C.; Rowley, D.B.; Dewey, J.F.; LaBrecque, J. y Haxby, W., 1988. A Plate - Kinematics Framework for Models of Caribbean Evolution. *Tectonophysics*. Vol. 155. pp. 121-138.
- Pindell, J.L. y Barrett, S.F., 1990. Geological Evolution of the Caribbean region; A Plate - Tectonic Perspective. *The Geology of North America*. Vol. H. The Caribbean Region. The Geological Society of America. pp. 405 - 432.
- Pindell, J.L., 1993. Regional Synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean Evolution. XIII Annual Research Conference Proceedings. Mesozoic and early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. pp. 251 - 274.
- Pindell, J.L., 1997. Tectonic Evolution and Stratigraphic Development of Northern South America. VI Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.

- Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F. y González, H., 1981. Edades Mio-Pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia. Departamentos de Antioquia y Caldas, Colombia: Geología Norandina, Vol. 3, pp. 21-26.
- Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F., 1988. Terranes and Continental Accretion in the Colombian Andes. Episodes. Vol. 11, pp. 189 - 193.
- Ríos, A.M. y Sierra, M.I., 2004. La Formación Combia: Registro de la relación entre el vulcanismo Neógeno y la sedimentación fluvial, sección Guineales - Bolombolo, Suroeste antioqueño (Tesis Pregrado): Medellín, Universidad EAFIT.
- Saenz, E.A., 2003. Fission Track Thermochronology and Denudational Response to Tectonics In The North Of The Colombian Central Cordillera. (Tesis Maestría). Shimane University. 131 P.
- Sierra, G.M., 1994. Structural and Sedimentary Evolution of the Irra Basin, Northern Colombian Andes. Tesis de Maestría. Binghamton University. New York. 102 P.
- Sierra, G.M.; Silva, J.C. y Correa, L.G., 2003. Estratigrafía secuencial de la Formación Amagá: Boletín de Ciencias de la Tierra, Vol. 15, pp. 7-22.
- Taboada, A.; Rivera, L.A.; Fuendaliza, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J. y Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and Intracontinental deformation (Colombia). Tectonics. Vol. 19. No. 5. pp. 787 - 813.
- Toro, G.; Restrepo, J.J.; Poupeau, G.; Saenz, E. y Azdimousa, A., 1999. Datación por trazas de fisión de circones rosados asociados a la secuencia volcánico – sedimentaria de Irra (Caldas). Boletín de Ciencias de la Tierra. Vol 13. pp. 28 – 34.
- Toussaint, J.F. y Restrepo J.J., 1991. Migración del Magmatismo del Noroccidente Colombiano. Boletín de Ciencias de la Tierra. No. 5.
- Toussaint, J.F. y Restrepo J.J., 1999. Evolución Geológica de Colombia: Pre-Cámbrico a Cenozoico. 103 P.
- Van der Hammen, T., 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y Tectogénesis de los Andes colombianos (con 7 planchas). Boletín Geológico, Vol. 6, pp. 67-128.
- Vesga, C. y Barrero, D., 1978. Edades K – Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación. II Congreso Colombiano de Geología. Bogotá.



