



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA



**MAESTRÍA EN
INGENIERÍA DE
MATERIALES Y
PROCESOS**

**CARACTERIZACIÓN DE LA DEFORMACIÓN Y
METAMORFISMO DE LOS ESQUISTOS DE
SABALETAS, PARTE NORTE DE LA CORDILLERA
CENTRAL DE COLOMBIA**

Daniel Alejandro García Chinchilla

Universidad Nacional de Colombia

Facultad Minas

Medellín, Colombia

2011

Caracterización de la deformación y metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas, parte norte de la Cordillera Central de Colombia

Daniel Alejandro García Chinchilla

Tesis de investigación presentada como requisito parcial para optar al título de:

Maestro en Ingeniería de Materiales y Procesos

Directora:

Ph.D. Marion Beatriz Weber

Codirector:

Ph.D. Cesar Vinasco

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas

Medellín, Colombia 2011

*A la bella tierra antioqueña que me
acogió y me dejó ver un pedazo de
su enorme belleza.*

*A mis padres y hermano,
por el apoyo incondicional.*

*A Marion, Cesar y Maria Isabel,
por su brindarme su amistad y
parte de su gran conocimiento.*

*Si quieres resultados distintos,
no hagas siempre las mismas cosas.*

Albert Einstein

Resumen

Los Esquistos de Sabaletas constituyen una unidad metamórfica compuesta por la intercalación de esquistos actinolíticos con albita, clorita, cuarzo y epidota y esquistos cuarzo-muscovíticos con calcita y grafito, que tienen un metamorfismo regional, que alcanza la facies esquisto verde, con condiciones de temperatura que superan los 300°C y profundidades hasta de 20 km. Los esquistos actinolíticos y cuarzo-muscovíticos de Sabaletas se originan del metamorfismo de una corteza oceánica, conformada por la intercalación de horizontes basálticos provenientes de un magma empobrecido tipo N-MORB, con sedimentos marinos y vulcano-clásticos silíceos con materia orgánica y carbonatos. Los Esquistos de Sabaletas son deformados en un ambiente transpresivo, con una componente de rumbo dextral, producida por el desplazamiento relativo en dirección NE de terrenos oceánicos, posiblemente asociados a la Placa Proto-Caribe, que colisionan y subducen en la margen noroccidental de la Placa Suramericana, aproximadamente en el límite Mesozoico-Cenozoico. El evento transpresivo D_1 de Sabaletas genera una franja de rocas metamórficas adosadas al flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, que se caracterizan por la formación de un clivaje penetrativo S_1 en respuesta a la compresión, el cual está afectado por un evento de deformación posterior D_2 , que genera un plegamiento F_2 de tipo apretado a isoclinal, con formación de pliegues de arrastre, pero sin la formación de un clivaje de crenulación definido. Los eventos de deformación dúctil D_1 y D_2 se ven afectados por una deformación posterior D_3 , la cual se caracteriza por fallamiento inverso y zonas de despegue con ángulos de inclinación entre 30° y 50° con dirección NE y la formación de zonas de cizalla con orientación N-S subverticales, compuestas por cataclasitas, brechas y harinas de falla sin cohesión primaria, generadas bajo condiciones frágiles, cuando las rocas son exhumadas por encima de los 4 km de profundidad, posiblemente después de la sedimentación de la Formación Amagá entre el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. La transición de la Formación Barroso y los Esquistos de Sabaletas se presenta como una sucesión que inicia basaltos y sedimentitas oceánicas con deformación frágil perteneciente a Barroso, hasta la intercalación de esquistos actinolíticos y cuarzo-muscovíticos con deformación frágil de Sabaletas, que se interpreta como una secuencia de bloques oceánicos adosados a la margen occidental de Suramerica, con diferencias geoquímicas, posiblemente por ser generadas en diferentes ambientes y/o edades, pero deformadas en el mismo evento transpresivo.

Palabras Clave: Esquistos de Sabaletas, Cordillera Central, Transpresión, Metamorfismo, Zona de Cizalla.

Abstract

The Sabaletas Schists are metamorphic unit consisting of interbedded of actinolite schists with albite, chlorite, epidote and quartz and quartz-muscovite schists with calcite and graphite, which have reached a regional metamorphism at greenschist facies, with temperature conditions exceeding 300°C and depths in the range of 5-20 km. The Sabaletas quartz-muscovite and actinolite schists originate from the metamorphism of oceanic crust, formed by the interbedded of N-MOR basalt layers, marine sediments and siliceous vulcano-clastics with organic matter and carbonates. This unit was deformed in a transpressive system, with a dextral component, produced by the relative displacement to NE of oceanic terranes associated to the proto-Caribbean Plate, which collided and subducted the northwestern margin of the South American Plate in the Mesozoic-Cenozoic times. The Sabaletas transpressional event D_1 generated a metamorphic rock belt attached to western flank of the Central Cordillera of Colombia, characterized by the formation of a penetrative S_1 cleavage in response to compression, which is affected by a later D_2 deformation event, which generated F_2 isoclinal to tight folding, with the formation of drag folds, but without the formation of a crenulation cleavage defined. The ductile deformation events D_1 and D_2 are affected by subsequent D_3 deformation, which is characterized by back-thrust faults and detachment zones with angles of dip between 30° and 50° to NE, and the formation of shear zones with subvertical NS orientation, consisting of cataclasites, breccias and gauges, generated under weak conditions when the rocks were exhumed to less than 4 km, possibly after sedimentation of the Amagá Formation in Late Oligocene-Early Miocene times. The transition from Barroso Formation to Sabaletas Schists is shown as a succession of oceanic basalts and sedimentary rocks with brittle deformation of the Barroso Formation and interbedded actinolite and quartz-muscovite schists with brittle deformation of the Sabaletas Formation, which is interpreted as a oceanic blocks of a sequence attached to the western margin of South America, is interpreted as geochemically distinct oceanic blocks accreted onto the western margin of South America, possibly generate in different environments, but deformed in the same transpressive event.

Key Words:

Sabaletas Schists, Cordillera Central, Transpression, Metamorphism, Shear Zone.

Contenido

	Pág.
Resumen	VII
Abstract.....	VIII
Lista de figuras.....	XI
Lista de tablas.....	XII
Introducción	1
1. GENERALIDADES DE LA ZONA DE ESTUDIO	2
1.1 Localización	2
1.2 Antecedentes	4
1.3 Marco Geológico Regional	5
1.4 Litoestratigrafía asociada a los Esquistos de Sabaletas	7
2. METODOLOGÍA.....	10
2.1 Revisión y análisis de la información.....	10
2.2 Trabajo de campo de geología estructural	10
2.3 Análisis de petrología metamórfica	10
2.4 Análisis microestructural.....	11
2.5 Procesamiento de los datos y discusión de los resultados	12
2.6 Objetivos del estudio	12
2.6.1 Objetivo General	12
2.6.2 Objetivos específicos.....	12
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	13
3.1 Perfil estructural Quebrada Chachafruta.....	14
3.2 Perfil estructural Quebrada Sabaletas	15
3.3 Perfil estructural Río Amagá	19
3.4 Perfil estructural carretera Amagá-Bolombolo.....	24
3.5 Estilo de deformación en los Esquistos de Sabaletas	25
3.6 Historia de deformación en los Esquistos de Sabaletas.....	29
3.6.1 Estratificación original S_0	29
3.6.2 Evento de deformación D_1	29
3.6.3 Evento de deformación D_2	30
3.6.4 Evento de deformación D_3	33

4. PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA METAMÓRFICA	34
4.1 Esquistos actinolíticos con clorita, epidota y plagioclasa.....	35
4.2 Esquistos cuarzo-muscovíticos con calcita y grafito	39
4.3 Basaltos y tobas de la Formación Barroso	41
4.4 Mecanismos de deformación en los Esquistos de Sabaletas.....	43
4.4.1 Estructuras S/C.....	43
4.4.2 Microfracturación, cataclasis y deslizamiento friccional	45
4.4.3 Maclado mecánico	46
4.4.4 Difusión por arrastre	46
4.4.5 Deformación intracristalina (Dislocaciones por esfuerzos)	47
4.4.6 Recuperación y formación de subgranos.....	47
4.4.7 Recristalización por migración de borde de grano	49
4.4.8 Recristalización dinámica.....	49
4.5 Características y facies del metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas	49
4.5.1 Facies metamórfica de los esquistos actinolíticos	51
4.5.2 Facies metamórfica de los esquistos cuarzo-muscovíticos.....	52
4.6 Protolito de los Esquistos de Sabaletas	53
5. DISCUSIÓN	57
5.1 Generación de los protolitos.....	57
5.2 Sistema transpresivo en la Cordillera Central.....	58
5.3 Transición entre las rocas de la Formación Barroso y los Esquistos de Sabaletas	59
5.4 Correlaciones de los Esquistos de Sabaletas.....	60
5.5 Marco geodinámico de los Esquistos de Sabaletas	61
6. CONCLUSIONES	66
A. Anexo: Mapa geológico	67
B. Anexo: Esquema Estructural	69
BIBLIOGRAFÍA	71

Lista de figuras

	Pág.
FIGURA 1.1 Mapa de Localización.....	3
FIGURA 1.2 Límites tectónicos de las Unidades Litodémicas de la Cordillera Central de Colombia ..	6
FIGURA 1.3 Mapa geológico de la zona de estudio	8
FIGURA 2.1 Secciones delgadas orientadas	11
FIGURA 3.1 Mapa Geológico	13
FIGURA 3.2 Perfil Estructural Quebrada Chachafruta.....	14
FIGURA 3.3 Perfil Estructural Quebrada Sabaletas	16
FIGURA 3.4 Secuencia fotográfica de occidente a oriente de las rocas de la Formación Barroso en la Quebrada Sabaletas, cerca al contacto con los Esquistos de Sabaletas	17
FIGURA 3.5 Estructuras de los Esquistos de Sabaletas en la Quebrada Sabaletas	18
FIGURA 3.6 Diorita y Gabro de Pueblito en la Quebrada Sabaletas	19
FIGURA 3.7 Perfil Estructural Río Amagá	20
FIGURA 3.8 Secuencia fotográfica de occidente a oriente por el Río Amagá parte 1	21
FIGURA 3.9 Secuencia fotográfica de occidente a oriente por el Río Amagá parte 2	23
FIGURA 3.10 Perfil Estructural Carretera Amagá-Bolombolo	25
FIGURA 3.11 Elipsoide de deformación para un sistema transpresivo de componente dextral.....	26
FIGURA 3.12 Esquema estructural	28
FIGURA 3.13 Clivaje S_1 en los Esquistos de Sabaletas.....	30
FIGURA 3.14 Pliegues F_2	31
FIGURA 3.15 Microfotografías de pliegues de arrastre F_2	33
FIGURA 4.1 Afloramientos de los Esquistos de Sabaletas en la Quebrada Sabaletas, Municipio de Armenia.....	34
FIGURA 4.2 Microfotografías de los esquistos actinolíticos	38
FIGURA 4.3 Microfotografías de los esquistos cuarzo-muscovíticos	41

FIGURA 4.4 Microfotografías de rocas vulcano-sedimentarias con milonitización de la Formación Barroso.....	42
FIGURA 4.5 Microfotografías de las estructuras S/C.....	44
FIGURA 4.6 Cataclasitas.....	46
FIGURA 4.7 Mecanismos de deformación.....	48
FIGURA 4.8 Sinopsis del modelo de una zona de cizalla.....	50
FIGURA 4.9 Diagrama comparativo de los cambios mineralógicos progresivos de metasedimentitas (parte superior) y metabasitas (parte inferior).	53
FIGURA 4.10 Perfil esquemático de una dorsal medio oceánica.....	54
FIGURA 4.11 Perfil esquemático de un arco volcánico oceánico.....	56
FIGURA 5.1 Escenario de Evolución A.....	63
FIGURA 5.2 Escenario de Evolución B.....	65

Lista de tablas

	Pág.
TABLA 4.1 Proporción modal de los Esquistos actinolíticos con albita, clorita, cuarzo y epidota....	35
TABLA 4.2 Proporción modal de los Esquistos cuarzo-muscovíticos con calcita y grafito	40

Introducción

Los Andes Colombianos están divididos en tres cadenas montañosas denominadas Cordillera Occidental, Central y Oriental, separadas por los valles interandinos de los ríos Cauca y Magdalena. La Cordillera Occidental y el flanco occidental de la Cordillera Central se encuentran constituidos por secuencias de rocas oceánicas del Mesozoico Superior, acrecionadas a la margen continental de Suramérica entre Mesozoico y Cenozoico (ej. McCourt *et al.*, 1984; Aspden & McCourt, 1986; Restrepo & Toussaint, 1988). El ambiente geodinámico de las secuencias oceánicas del occidente de Colombia ha tenido diferentes interpretaciones. En un principio se planteaba como pertenecientes a un arco de islas (Paris & Marín, 1979), posteriormente se interpretaron como una corteza oceánica normal (Bourgeois *et al.*, 1982). Algunos trabajos posteriores basados en datos geoquímicos plantean una cuenca marginal (Marriner & Millward, 1984) y un plateau oceánico generado en el Pacífico (ej. Nivia, 1987; Kerr *et al.*, 1996; Kerr *et al.*, 1997).

En el flanco occidental de la Cordillera Central existe un conjunto de unidades metamórficas de medio grado, las cuales son asociadas a rocas de afinidad oceánica del occidente de Colombia, como las anfibolitas del Grupo Arquía y los esquistos de Jambaló. (Restrepo & Toussaint, 1988). Dentro del conjunto de rocas metamórficas, se encuentran los Esquistos de Sabaletas que son una secuencia de metabasitas y metapelitas, limitada al occidente por rocas volcánicas básicas de la Formación Barroso, que forman parte del plateau oceánico generado en el Pacífico (ej. Kerr *et al.*, 1996; Kerr *et al.*, 1997) y al este por rocas ígneas de edad Triásica de la Diorita y Gabro de Pueblito, que posiblemente hacen parte de un complejo ofiolítico obducido (ej. Restrepo & Toussaint, 1974; Vinasco *et al.*, 2001; González, 2001).

El objetivo del presente estudio es caracterizar los eventos de deformación y metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas, por medio de estudios estructurales, microestructurales y petrológicos y aportar datos que permitan entender la relación existente entre las rocas de afinidad oceánica del occidente Colombiano y las rocas metamórficas del flanco occidental de la Cordillera Central y sus procesos de acreción a la margen continental de Suramérica.

1. GENERALIDADES DE LA ZONA DE ESTUDIO

1.1 Localización

La zona de estudio se encuentra ubicada en la parte noroccidental de Suramérica, en la Cordillera Central una de las tres cadenas montañosas de los Andes de Colombia. Los esquistos de Sabaletas afloran en la parte central del Departamento de Antioquia, al occidente de la ciudad de Medellín, hacia la margen oriental del río Cauca, entre las coordenadas $6^{\circ}30'0''\text{N}$ – $6^{\circ}00'0''\text{N}$ y $76^{\circ}30'0''\text{W}$ – $75^{\circ}40'0''\text{W}$ (FIGURA 1.1). Cubre parte de los municipios de Ebéjico, Heliconia, Armenia-Mantequilla, Angelópolis, Titiribí y Amagá y corresponde a las planchas topográficas 146-I-B, 146-I-D, 146-III-B, 146-III-D, 166-I-B, de la cartografía del IGAC (1979). El área cuenta con tres conexiones con la ciudad de Medellín, una por la parte norte por Ebéjico y dos por el sur con Heliconia y Titiribí (FIGURA 1.1). Existen unos pocos caminos veredales y otros que conducen a algunas haciendas que pueden ser transitados.

El sistema hídrico pertenece a la cuenca del río Cauca, donde las quebradas afluentes forman valles en “V” profundos de entre 300 a 800 m de profundidad. Los patrones de drenaje predominantes son subdendrítico y subparalelo, y los cauces principales tienen una trayectoria E-W. Algunos de los drenajes más importantes son las quebradas Chachafruta, La Guaca, La Horcona, Sabaletas, Sinifaná y el Río Amagá, que ofrecen afloramientos continuos y con buena explosión de las rocas.

Las geoformas características de área son alargadas y una disposición aproximada N-S, que alcanzan alturas hasta de 2500 m.s.n.m. Estas geoformas son controladas por la litología de la Diorita y el Gabro de Pueblito. Existen otras elevaciones menores y una serie de lomas alargadas unas con orientación NE y otras NW, que constituyen los Esquistos de Sabaletas. En el sector del Municipio de Venecia, se presentan unas mesetas constituidas por sedimentos de la Formación Amága. Estos sedimentos se distribuyen en monoclinales que varían de inclinación entre 0° y 30° . Por último están los cerros del Corcovado y Tusa hacia la parte sur de la zona, que tienen bases amplias y picos agudos con alturas entre 1800 y 2000 m.s.n.m., constituidos por Rocas hipoabisales porfídicas del Neógeno (González, 2001).

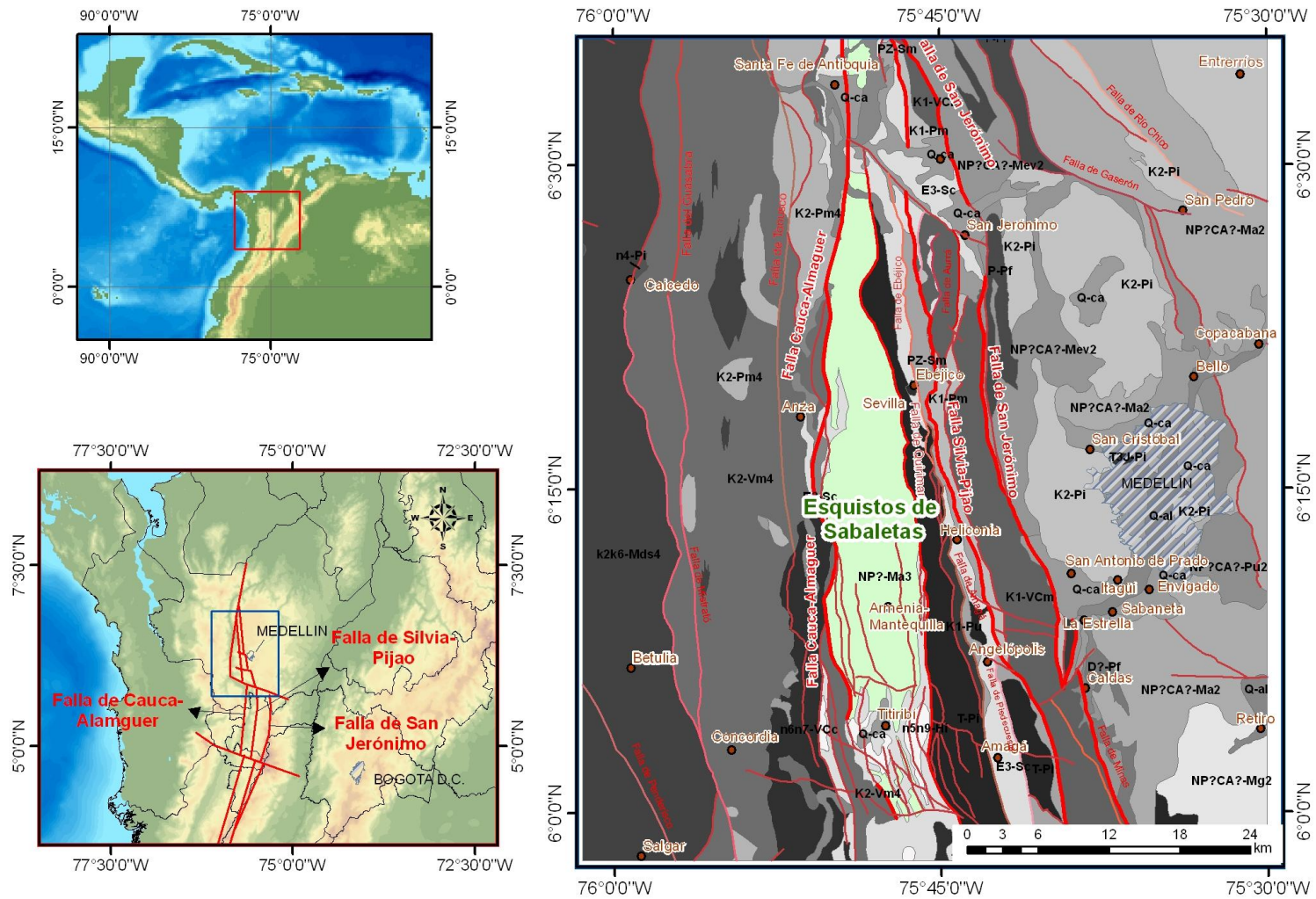


FIGURA 1.1 Mapa de Localización del área de estudio. En la figura de la parte inferior izquierda se observan los trazos aproximados de los principales sistemas de fallas de la Cordillera Central de Colombia (*sensu* Maya y González, 1995). En la figura de la derecha se observa un mapa geológico generalizado con la ubicación de los Esquistos de Sabaletas (en verde), los cuales se encuentran tectónicamente limitados por los sistemas de fallas de Cauca-Almaguer al W y Quirimará al E.

1.2 Antecedentes

Los estudios geológicos que tratan los Esquistos de Sabaletas comprenden cartografías geológicas a grandes escalas, como parte de estudios regionales (ej. Grosse, 1926; Mejía *et al.*, 1983a; Mejía *et al.*, 1983b; Mariño & Saldarriaga, 1995; Maya & González, 1995), donde se delimita la forma de la unidad y se intenta explicar su relación con las unidades circundantes. Otros trabajos han realizado descripciones petrográficas, donde se han identificado la mineralogía básica y la facies metamórfica (ej. Grosse, 1926; Toussaint *et al.*, 1978; Mejía *et al.*, 1983a; Mejía *et al.*, 1983b; Mariño & Saldarriaga, 1995). En trabajos como el de Gallego & Zapata (2003) se caracteriza la mineralización de oro que se encuentra hospedado en esta unidad metamórfica. Martínez & Ruiz (1984) realizan un estudio estructural, donde describen tres fases tectónicas que afectan esta unidad.

Grosse (1926) realiza uno de los primeros estudios geológicos, donde describe un cuerpo metamórfico alargado en dirección norte-sur, ubicado al oriente del Río Cauca y al occidente de la ciudad de Medellín. Toussaint *et al.* (1978), recolectan una muestra al sur del Municipio de Titiribí, y realizan una datación por medio del método K/Ar en roca total de un esquisto compuesto por actinolita, albita, mica blanca, epidota, calcita y clorita, del cual obtienen un resultado de 127 ± 5 Ma. Estos autores concluyen que la muestra tiene un metamorfismo en la facies esquisto verde y afirman que la asociación clorita-mica blanca representa una presión media. Adicionalmente proponen asociar este esquisto con otras rocas como la Anfibolita Granatífera de Pijao, datada en 110 ± 10 Ma con el método K/Ar roca total (Toussaint & Restrepo, 1978b) y con las Anfibolitas Grantíferas del Grupo Arquía, datadas en 110 ± 5 Ma con el método K/Ar en hornblenda (Toussaint & Restrepo, 1976), por la similitud de las edades radiométricas y porque afirman que todas estas rocas poseen un metamorfismo de presión media, a diferencia de otros esquistos Paleozoicos de la Cordillera Central que tienen metamorfismo de baja presión. Restrepo (1986) propone que los Esquistos Verdes de Sabaletas pueden tener varios eventos metamórficos sobreimpuestos y que posiblemente el protolito es una unidad más antigua, que ha sufrido un metamorfismo Cretácico como las rocas del Grupo Arquía. Mejía *et al.* (1983a; 1983b) realizan la cartografía de un cuerpo con la misma ubicación y de dimensiones similares al cartografiado por Grosse (1926), y lo describen como esquistos verdes cuya composición es albita, epidota, clorita y actinolita, de metamorfismo regional de grado medio a bajo y los agrupan dentro del Grupo Ayurá-Montebello (*sensu* Botero, 1963), debido a similitudes litológicas con esquistos de esta unidad, que están intruidos por el Neis de Palmitas, el cual datan con el método Rb/Sr en 420 ± 80 Ma.

Martínez & Ruiz (1984), hacen un corte estructural, donde recopilan datos de unidades como los Esquistos de Sabaletas, la Formación Amagá, la Diorita y el Gabro de Pueblito. Estos autores determinan tres fases tectónicas que afectan los Esquistos de Sabaletas, representadas por una esquistosidad de flujo (S_1) y dos esquistosidades de fractura (S_2 y S_3) superpuestas a la de flujo. Establecen que estas tres fases de deformación son de tipo compresional y que se producen en los niveles inferiores de la corteza entre los 5 y 10 km superiores, siendo la primera fase la más

profunda, seguida de las otras dos más someras. También afirman la existencia de deformaciones posteriores a S_3 que se producen en niveles superiores de la corteza, siendo responsables del fallamiento, diaclasamiento y cizallamiento. Describen que para las rocas volcánicas básicas y sedimentarias oceánicas de la Quebrada Sinifaná (Municipio de Venecia), se desarrolla una esquistosidad de fractura de carácter casi vertical con dirección general N-S, que se hace más intensa hacia el contacto con los esquistos, y que desaparece y vuelve a tomar su textura masiva característica a medida que se aleja de él. Infieren que estas rocas poseen un plegamiento isoclinal, pero no encuentran ningún eje de pliegue que pueda soportar este argumento.

Mariño & Saldarriaga (1995) realizan análisis petrográficos en muestras colectadas cerca al Municipio de Ebéjico, donde clasifican las rocas analizadas como esquistos cuarzo-sericíticos, grafiticos y esquistos verdes y las definen como rocas metamórficas de bajo grado. Gallego & Zapata (2003) realizan una caracterización de la mineralización presente en los Esquistos de Sabaletas en la Mina El Zancudo ubicada en Municipio de Titiribí, donde señalan que la esquistosidad en estas rocas tiene una orientación preferencial N-S a NW-SE, con inclinaciones de ángulos altos hacia el W. También determinan la presencia de tres fallas, las que denominan como Las Juntas, Troya y El Zancudo, señalando que son fallas inversas y que poseen una disposición N-NW con inclinaciones entre 50°-70° al este.

Vinasco *et al.* (2008) reportan una edad de 72 ± 5 Ma con el método U/Pb en circones de los niveles de esquistos actinolíticos de Sabaletas, la cual interpretan como la edad del evento volcánico que genera el protolito de estos esquistos. Rodríguez *et al.* (2009) datan un dique de diorita que intruye los Esquistos de Sabaletas, del cual obtienen una edad de 236 Ma con el método U-Pb en circón. Estos autores sugieren el contacto intrusivo entre la Diorita de Pueblito y los Esquistos de Sabaletas y proponen que la edad del metamorfismo para estos es pre-Mesozoica.

1.3 Marco Geológico Regional

Los Esquistos de Sabaletas se encuentran incluidos en el Complejo Arquía (Maya & González, 1995), dentro del se agrupan a los Esquistos de Sabaletas junto con otras unidades, como: la Anfibolita Granatífera de Pijao (Toussaint & Restrepo, 1978b), los Esquistos de Lisboa-Palestina, la Anfibolita Sausurítica de Chinchiná y el Neis de Chinchiná (Mosquera, 1978), el Grupo Arquía (Restrepo & Toussaint, 1978), los Esquistos Anfibolíticos del Río Cauca (González, 1980), entre otras unidades, conformando una unidad litodémica de rocas metamórficas de origen ígneo y sedimentario, que se encuentra limitada la occidente por la Falla de Cauca-Almaguer y al este por la Falla de Silvia-Pijao (FIGURA 1.2).

La Falla Cauca-Almaguer también denominada Falla de Romeral o Zona de Falla de Romeral (Maya & González, 1995), separa las unidades del Complejo Arquía de las Vulcanitas Oceánicas Mesozoicas, que son un conjunto de unidades que incluyen la Formación Barroso (Álvarez & González, 1978), Grupo Diabásico (Nelson, 1962), Formación Amaime (Aspden, 1984), entre otras. Esta falla constituye la unión de varios trazos de falla (Maya & González, 1995) como el Sistema de Fallas de Romeral (Murcia & Cepeda, 1991a; 1991b), Bolivar-Almaguer (Orrego *et al.*, 1993),

Romeral (McCourt *et al.*, 1984; b; McCourt & Verdugo, 1985), Cauca Occidental (Grosse, 1926; Mejía, 1983a; 1983b), Sabanalarga (Álvarez *et al.*, 1975). El Complejo Arquía estaría limitado al este por La Falla de Silvia Pijao (Maya & González, 1995), separándolo del Complejo Quebradagrande. La Falla de Silvia-Pijao también es un sistema con varios trazos de falla como Aburrá (Grosse, 1926; Mejía, 1983a, Mejía, 1983b), Piedecuesta (González, 1980; Mejía, 1983b) entre otras.

Según Taboada *et al.* (2000), la Falla de Romeral esta activa desde el Oligoceno, combinando movimientos de rumbo e inversos, sufriendo acortamiento en dirección perpendicular a la orientación N-S del sistema de fallas y un desplazamiento lateral derecho antes del límite Mioceno-Plioceno. Posterior al Plioceno, la cinemática cambia a un cabalgamiento por la indentación del Bloque Panamá-Chocó entre las Placas de Norteamérica y Suramérica (ej. Taboada *et al.*, 2000; Cortes *et al.*, 2005; Suter *et al.*, 2008). De acuerdo con autores como Cooper *et al.* (1995) entre el Maastrichtiano y el Paleógeno, la acreción de terrenos oceánicos al occidente, forma la actual Cordillera Occidental, provoca la deformación y levantamiento de la Cordillera Central y genera una cuenca de ante-país (*foreland basin*) en el área de la actual Cordillera Oriental donde han sido reconocidos numerosos episodios de deformación pre-Andina.

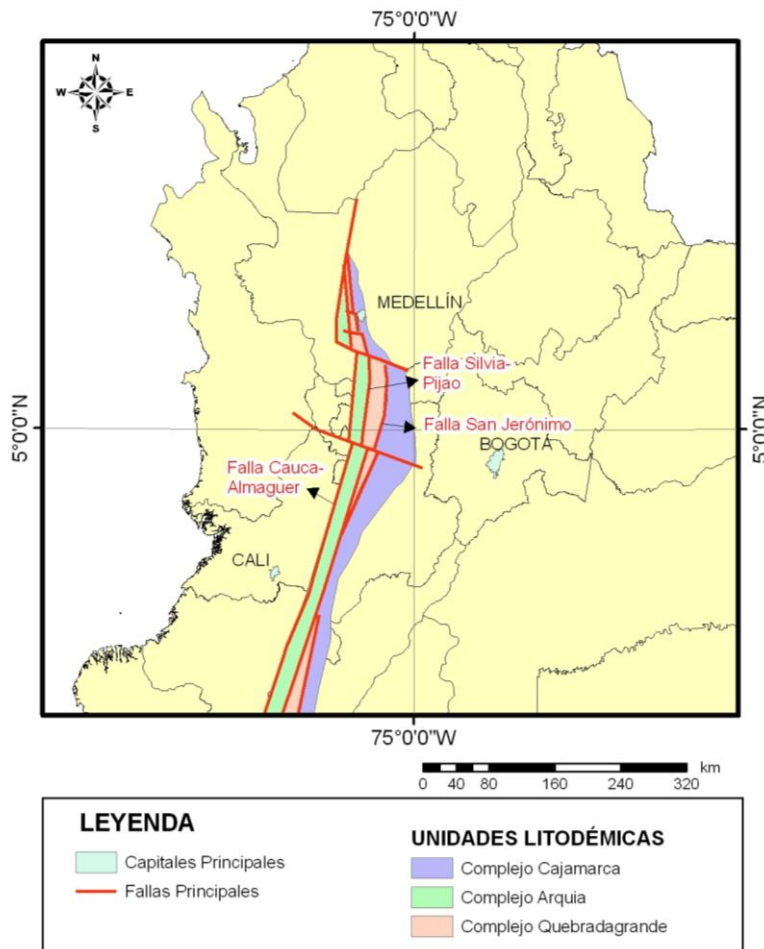


FIGURA 1.2 Límites tectónicos de las Unidades Litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. Tomado de Maya & González (1995)

1.4 Litoestratigrafía asociada a los Esquistos de Sabaletas

Los Esquistos de Sabaletas se encuentran limitados al este por la Falla de Quirimará, que los separa de la Diorita de Pueblito y al occidente por la Falla de Cauca, que los limita de la Formación Barroso (Mejía, 1983a, 1983b, Gómez *et al.*, 2007). Se encuentran cubiertos de forma discordante por las formaciones Amagá y Combia y son intruidos por las rocas hipoabisales porfídicas del Neógeno (Mejía, 1983a, 1983b, González, 2001; Gómez *et al.*, 2007). A continuación se describirán algunas características de estas unidades:

La Diorita de Pueblito y algunos fragmentos de rocas ultramáficas conforman una franja alargada con dirección N10°W a N-S de 50 km de largo, que se extiende desde la Quebrada La Sucia, al suroccidente del Municipio de San Jerónimo, hasta la Quebrada Piedras Blancas, al nororiente del Municipio de Venecia (FIGURA 1.3). Según González (2001) este conjunto de rocas está constituido por dioritas hornbléndicas, gabros, hornblenditas y harzburgitas que tienen contactos gradacionales, aunque en algunos sectores son fallados. Vinasco *et al.* (2001) analizan anfíboles de dos muestras por medio del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, una de diorita y otra de un gabro, obteniendo para la diorita edades *plateau* de $232,6 \pm 1,7$; $232,5 \pm 1$ y $238,1 \pm 1,6$ Ma, y para el gabro edades de 230 ± 3 y 224 ± 2 . Los autores interpretan que las edades más antiguas de la diorita, representan la actividad magmática de un complejo ofiolítico. Rodríguez *et al.* (2009) datan un dique asociado con el cuerpo principal de la diorita, que intruye a los Esquistos de Sabaletas y obtienen una edad de 236 Ma con el método U/Pb en circón.

La Formación Barroso está separada de los Esquistos de Sabaletas por diferentes trazos de la Falla Cauca (*sensu* Álvarez & González, 1978; González, 2001) y se encuentra constituida por diabasas, piroclastos, basaltos almohadillados o masivos con espilitización y uralitización, intercalados con liditas, lodolitas y grauwacas (Mejía *et al.*, 1983a; Mejía *et al.*, 1983b) (FIGURA 1.3). Toussaint & Restrepo (1978a) reportan una edad K/Ar de 105 ± 10 Ma en una diabasa a 7 km al NE de Bolombolo. Etayo (1989) analiza fósiles encontrados en secuencias definidas como turbidíticas de la localidad de Peque, al NW de la zona de estudio, en las que se establece la presencia de fósiles de amonitas y bivalvos con una dispersión bioestratigráfica de Campaniano-Maastrichtiano y material retrabajado que tiene faunas del Albiano. González (2001) describe que estas rocas son formadas en ambientes submarinos por derrames de lava intercalados con sedimentos marinos, con contenido de fauna de radiolarios y amonitas, y material piroclástico en algunos segmentos.

La Formación Amagá es una secuencia sedimentaria que se encuentra en discordancia con los Esquistos de Sabaletas y la Diorita de Pueblito (FIGURA 1.3), aunque también presenta contactos fallados con estas unidades y con el Stock de Amagá y la Formación Barroso (González, 2001). Es unidad es cubierta de forma discordante por depósitos fluviales del Río Cauca y al sur por depósitos vulcano-sedimentarios de la Formación Combia. La primera referencia de los estratos de esta unidad es hecha por Ospina (1911) y posteriormente Scheibe (1934) la denomina Formación Carbonífera de Antioquia y la describe como un conjunto de conglomerados, arenitas y arcillolitas con mantos de carbón. Grosse (1926) divide esta formación en tres miembros: el miembro inferior caracterizado por los bancos conglomeráticos, arenitas, arenitas conglomeráticas, arcillolitas

pizarrosas y esporádicos mantos de carbón. El miembro medio constituido por arenitas, arcillas pizarrosas y mantos de carbón. El miembro superior conformado por arenitas de tamaño fino principalmente. Van der Hammen (1958), por medio de estudios palinológicos, señala una edad para esta Formación de Oligoceno Superior a Mioceno Inferior.

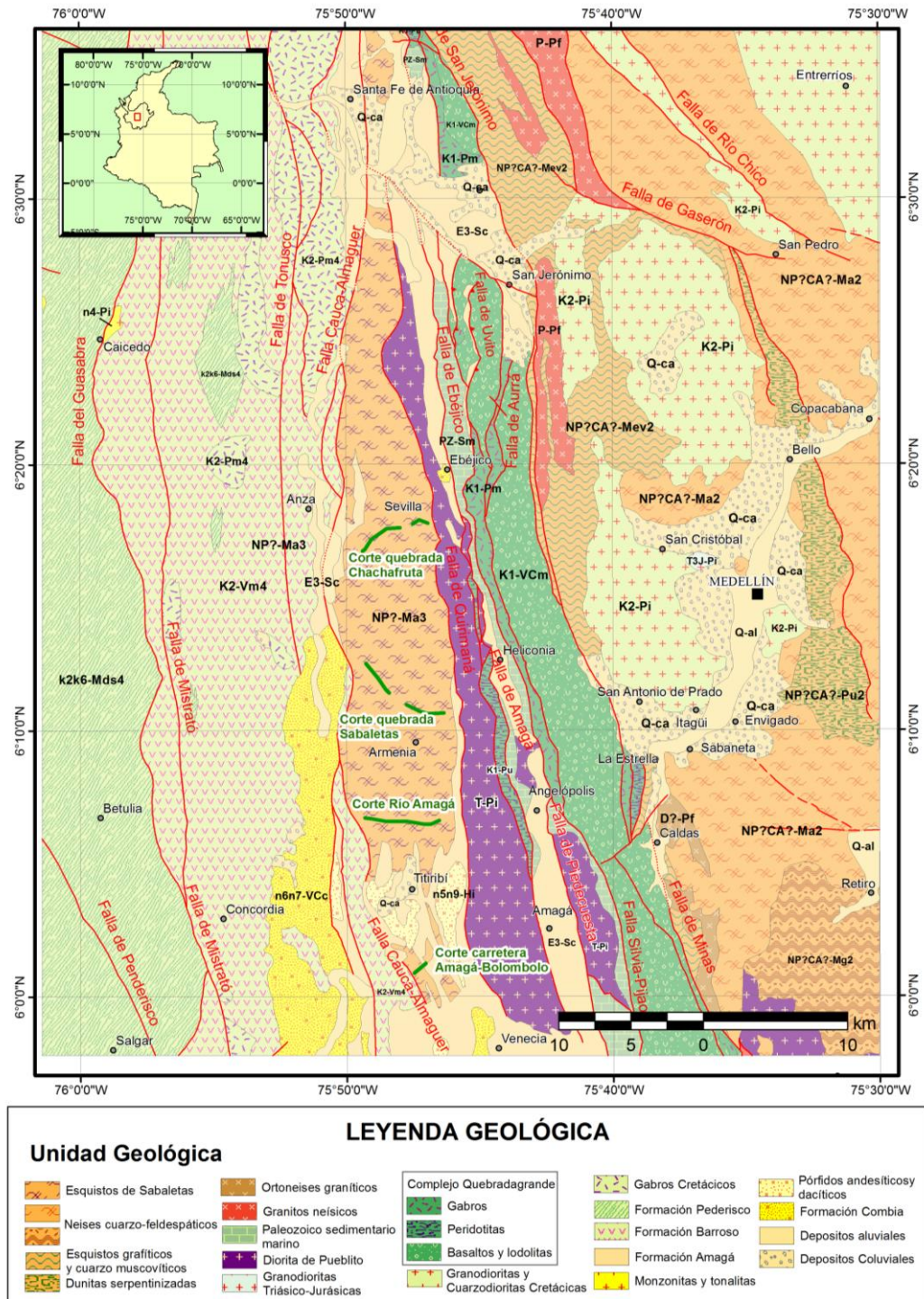


FIGURA 1.3 Mapa geológico del área de estudio. La nomenclatura de las unidades es tomada de Gomez *et al.* (2007)

La Formación Combia se encuentra en contacto discordante con los Esquistos de Sabaletas. Grosse (1926) hace referencia a esta unidad como dos conjuntos que denomina: Neoterciario Volcánico y Neoterciario Sedimentario, indicando que este último es sincrónico con la parte inferior de la primera (FIGURA 1.3). La unidad volcánica la describe como un conjunto de conglomerados, arenitas, arcillolitas pizarrosas, conglomerados túficos, arenitas túficas, tufitas, tobas duras, tobas de cristales, de cenizas y aglomerados y derrames de basalto y andesita, mientras que la unidad sedimentaria consta de conglomerados poco consolidados, arenitas, arcillolitas y arcillolitas pizarrosas. González (1980) denomina Formación Combia a la unión del Neoterciario Volcánico y el Neoterciario Sedimentario, nombrándolos miembro volcánico y sedimentario, respectivamente.

Rocas hipoabisales porfídicas del Neógeno es la denominación que utiliza González (2001) para designar los intrusivos porfíricos que tienen una composición que varía de andesita a dacita, que constituyen geformas sobresalientes como Cerro Tusa en el Municipio de Venecia, Cerro Corcovado entre Albania, Titiribí y Bolombolo, entre otros cuerpos dispuestos a lo largo del río Cauca (FIGURA 1.3). Estos cuerpos intruyen a los Esquistos de Sabaletas y a los sedimentos de la Formación Amagá. González (1976) reporta dos dataciones en el Cerro Corcovado de $8 \pm 0,9$ Ma y $7,8 \pm 1$ Ma por medio del método K/Ar en hornblenda y sugiere que estas rocas son formadas en la parte superior de la corteza bajo condiciones sub-volcánicas.