

posiblemente en el Paleozoico(?) y se configuraría como un fragmento oceánico alóctono acrecionado durante el Cretácico Superior(?) a la parte occidental de Suramérica. Sin embargo, la edad de 72 ± 5 Ma con el método U/Pb en circones de los niveles de esquistos actinolíticos, presentados por Vinasco *et al.* (2008), puede indicar que al menos algunos bloques de Sabaletas tienen material vulcano-sedimentario de esta edad, que eventualmente se pueden correlacionar con los datos bioestratigráficos obtenidos de los niveles turbidíticos de la Formación Barroso, que comprende un intervalo de edad Campaniano-Maastrichtiano (Etayo, 1989).

5.2 Sistema transpresivo en la Cordillera Central

El evento orogénico que deforma las rocas de Sabaletas tiene una cronología incierta. Si considera como válida la edad Cretácica Superior (límite Campaniano-Maastrichtiano) para el evento vulcano-sedimentario que conforma el protolito de Sabaletas, se estima que esté relacionado con la reconocida acreción de terrenos oceánicos del proto-Caribe a la margen noroccidental de la Placa Suramericana entre el Mesozoico y el Cenozoico Temprano (ej. Pindell & Barrett 1990; Pindell & Kennan, 2001; Pindell *et al.*, 2005), debido a las características de la deformación y su semejanzas con las secuencias oceánicas occidentales Cretácicas (ej. Formación Barroso), acrecionadas a la margen occidental de la Cordillera Central de Colombia (ej. Restrepo & Toussaint, 1988; Pindell & Kennan, 2001; Pindell *et al.*, 2005). De aceptarse la relación intrusiva con la Diorita de Pueblito propuesta por Rodríguez *et al.* (2009), hay que pensar en un evento orogénico Paleozoico o por lo menos pre-Triásico.

Dentro de cualquiera de estas dos hipótesis sobre la edad del protolito, las características del evento transpresivo de Sabaletas muestran un movimiento transcurrente de tipo dextral, con un esfuerzo principal σ_1 con orientación (SW-NE). A éste evento transpresivo se puede asociar la subducción que produce el metamorfismo M_1 de los Esquistos de Sabaletas, que presenta asociaciones minerales típicas de la facies esquistos verde (*sensu* Miyashiro, 1994), con condiciones de temperatura que superan los 300°C y un rango de profundidad entre 5 y 20 km, según lo evidencian las texturas de deformación del cuarzo (Scholz, 1988; Sibson, 1990; Snoko *et al.*, 1998).

Si el evento transpresivo se inicia en el límite Mesozoico-Cenozoico se puede asociar a la tectónica del Caribe (Pindell & Kennan, 2001), donde la Placa Caribe tiene un movimiento relativo NE y subduce la Placa Suramericana. La deformación progresiva bajo condiciones dúctiles conforma el clivaje penetrativo S_1 y los pliegues F_2 de los eventos de deformación D_1 y D_2 , respectivamente y continúa posiblemente hasta el límite Oligoceno-Mioceno Temprano, donde las rocas son exhumadas y se presenta la sedimentación discordante de la Formación Amagá, sin embargo, el levantamiento y la deformación continúa produciendo plegamiento, basculamiento y fractura en los sedimentos de Amagá y pero las condiciones cambian a un régimen de tipo frágil, caracterizado por la formación de cataclasitas y harinas de falla en los Esquistos de Sabaletas y en fallamiento inverso que también afecta a las formaciones Barroso y Amagá (evento de deformación D_3).

La variación en la orientación de las estructuras de Sabaletas como la foliación penetrativa S_1 y los ejes axiales de los pliegues F_2 , que tienen un rumbo N-S a NNE-SSW, con ángulos de inclinación entre 50° y 70° al SE, en la parte norte de la unidad (quebradas Chachafruta y Sabaletas), mientras que en la parte sur (Río Amagá y Carretera Amagá-Bolombolo), tienen un rumbo general NW-SE, con ángulos de inclinación entre 55° y 75° al SW y 65° y 75° al NE, puede deberse a una partición en la deformación, ocasionada por una tectónica de bloques independientes que rotan dentro de la dinámica del ambiente transpresivo. Este fenómeno posiblemente está relacionado con factores que afectan el ambiente de deformación, como son: la variación en la intensidad de los esfuerzos, el cambio de volumen que puede tener la corteza que subduce, el desplazamiento vertical entre los bloques que colisionan, las irregularidades de los bordes de los bloques y las variaciones en la inclinación de la zona de deformación (*sensu* Jones *et al.*, 2004).

El movimiento de rumbo dextral que se observan en algunas estructuras en los Esquistos de Sabaletas, coincide con el comportamiento mostrado por el Sistema de Fallas de Romeral (ej. Ego *et al.*, 1996; Suter *et al.*, 2008), el cual actúa desde el Cretácico como límite de las placas Caribe y Nazca con la Placa Suramericana produciendo una subducción oblicua con movimiento de rumbo dextral hasta el Oligoceno-Mioceno Temprano. El comportamiento actual de este sistema de fallas según Suter *et al.* (2008), presenta estructuras con orientación E-W, como es la Falla de Garrapatas, que presenta un movimiento de rumbo lateral-derecho y produce una variación en el rumbo del Sistema de Romeral a la latitud aproximada de $4,5^\circ$ N de N-NE a N-S con un movimiento dextral en la parte norte, hasta N-NW con movimiento sinistral en la parte sur. Los patrones de movimiento actuales del Sistema de Romeral sugeridos por este autor, pueden coincidir con los del evento de deformación D_3 de los Esquistos de Sabaletas, en los que las zonas de cizalla de cataclasitas sin cohesión tienen una disposición aproximada N-S concordante a los del Sistema Romeral, aunque el desplazamiento lateral de rumbo no se pudo precisar en los afloramientos debido a la falta de cohesión y la orientación caótica de las zonas de cizalla.

5.3 Transición entre las rocas de la Formación Barroso y los Esquistos de Sabaletas

Estudios previos han establecido el contacto entre la Formación Barroso y los Esquistos de Sabaletas como fallado y estas unidades se han cartografiado como independientes (ej. Mejía *et al.*, 1983a; 1983b; González, 2001). Según las observaciones realizadas en los diferentes perfiles, las rocas que se encuentran al occidente de los Esquistos de Sabaletas, que se atribuyen a la Formación Barroso (*sensu* Mejía *et al.*, 1983a y 1983b), tienen una relación compleja con los esquistos, donde el contacto es una franja de 1 km aproximadamente con deformación y los basaltos y los sedimentos intercalados pasan de tener fracturamiento y cataclasis, a desarrollar plegamiento y clivaje paralelo a la estratificación, con posible cristalización de minerales metamórficos como actinolita.

La deformación que presenta la Formación Barroso y los Esquistos de Sabaletas posiblemente se produce en el mismo evento transpresivo, con la diferencia que en la parte cercana al borde

colisional, correspondiente a los Esquistos de Sabaletas, se alcanzan condiciones de temperatura y presión más elevadas (Sección 3.5-Características y facies de metamorfismo de los Esquistos de Sabaletas). Comparando los patrones estructurales de la Formación Barroso y los Esquistos de Sabaletas, se encuentran semejanzas que apoyan la teoría de la deformación un mismo evento, como la similitud de la foliación de las rocas de Barroso (en las Quebrada Sabaletas y el Río Amagá), donde el promedio es $69^{\circ} \rightarrow 094^{\circ}$, análogo a la foliación en la parte occidental de los Esquistos de Sabaletas con promedios de $52^{\circ} \rightarrow 092^{\circ}$ en la Quebrada Chachafruta, $70^{\circ} \rightarrow 101^{\circ}$ en la Quebrada Sabaletas, $64^{\circ} \rightarrow 065^{\circ}$ en el Río Amagá y $66^{\circ} \rightarrow 072^{\circ}$ en la Carretera Amagá-Bolombolo.

La aparente transición entre los meta-basaltos y meta-vulcano-sedimentos relacionados con la Formación Barroso y los Esquistos de Sabaletas puede explicarse como la transformación de una corteza oceánica heterogénea, que tiene diferencias entre las firmas geoquímicas (Kerr *et al.*, 1996; Giraldo, 2010) y edades (Rodríguez *et al.*, 2010), que colisiona con un borde continental y subduce produciendo el metamorfismo en facies esquisto verde de los Esquistos de Sabaletas, mientras que en Formación Barroso no alcanza las condiciones de profundidad y temperatura para producirlo. Ambas unidades corresponden a una corteza oceánica que tiene diferencias geoquímicas, posiblemente por ser generadas en diferentes ambientes y/o diferentes edades, pero que son deformadas en el mismo evento transpresivo.

El contacto entre el Gabro de Pueblito y los Esquistos de Sabaletas en los perfiles estudiados se presenta como una franja de falla de 20 a 30 m, que se caracteriza por presentar trituración, escamas de rocas ultramáficas y milonitización y orientación en los gabros. No se aprecian aureolas de metamorfismo de contacto o presencia de diques asociados con los gabros intruyendo a los Esquistos de Sabaletas, como el que reporta Rodríguez *et al.* (2009). Es posible que la evidencia del contacto intrusivo haya sido afectada por un fallamiento posterior que aprovecha el límite entre las dos unidades como una superficie de debilidad. La foliación milonítica de los gabros presenta un patrón bien definido con promedio $N45^{\circ}W$ $53^{\circ}NE$, que apoya el argumento un terreno que colisiona y subduce, produciendo efectos deformativos en el borde de colisión. La foliación milonítica de los gabros se produce por la colisión de la corteza oceánica, a la cual pertenece Sabaletas, que tiene un movimiento relativo desde el SW hacia el NE, con una inclinación del ángulo de subducción, siendo subparalelo a la inclinación de la foliación milonítica.

5.4 Correlaciones de los Esquistos de Sabaletas

Las correlaciones de los Esquistos de Sabaletas con distintas unidades metamórficas pertenecientes a la Cordillera Central han sido basadas en la similitud litológica (ej. Mejía *et al.*, 1983a y 1983b), posición tectónica (ej. Maya & González, 1995) o edades radiométricas (ej. Toussaint *et al.*, 1978), pero el sustento es insuficiente y el grado de incertidumbre es alto. Mejía *et al.* (1983a y 1983b) correlacionan a los Esquistos de Sabaletas con el Grupo Ayurá-Montebello, basados en la similitud litológica con esquistos de esta unidad, que son intruidos por el Neis de Palmitas, el cual tienen edades reportadas de 250 Ma (Vinasco, 2001). Esta hipótesis concuerda

con la de Rodríguez *et al.* (2009) que afirman que la edad del metamorfismo de Sabaletas es pre-Triásica.

Por otro lado, Maya & González (1995) incluyen a las rocas del Grupo Ayurá-Montebello dentro del Complejo Cajamarca, el cual está limitado por la Falla de Silvia-Pijao al occidente y la Falla de Otú-Pericos al oriente, mientras que los Esquistos de Sabaletas están incluidos dentro del Complejo Arquía y se ubican al occidente de la Falla de Cauca-Almaguer que los separa del Complejo Quebradagrande (Maya & González, 1995).

Restrepo (1986) es el primero en correlacionar las rocas de Sabaletas con las rocas del Grupo Arquía, debido a la similitud de las edades radiométricas K/Ar de 127 ± 5 Ma en roca total obtenidas en Sabaletas por Toussaint *et al.* (1978) y la de 110 ± 10 Ma en hornblenda obtenida por Toussaint & Restrepo (1978) en Arquía. Estas edades se pueden correlacionar con la de 127 ± 2 Ma con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en micas obtenida por Vinasco *et al.* (2001), pero que son descartadas por no tener espectros de desgasificación óptimos y porque los valores de liberación de gas obtenidos están por encima del blanco del sistema. Adicionalmente, las rocas del Grupo Arquía definidas por Caballero & Arias (1978) son anfibolitas y esquistos cuarzo-sericíticos con granate en facies anfibolita, que tienen un grado de metamorfismo mayor a las de Sabaletas.

Toussaint & Restrepo (1988) plantean el modelo de un cinturón orogénico en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, representado por rocas metamórficas (en las cuales se incluye a las de Sabaletas) provenientes de una corteza oceánica que inicia su subducción en el Cretácico Inferior. Este modelo concuerda con los datos obtenidos por Bustamante (2008) en los esquistos de Jambaló y Barragán, en la parte sur de la Cordillera Central, que son rocas que muestran una afinidad geoquímica con el tipo MORB y el metamorfismo alcanza la facies esquistos azul, con edades de cierre del metamorfismo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 66 Ma y 61 Ma.

Para establecer la correlación de las rocas del Complejo Arquía (e.g. Restrepo, 1986; Maya & González, 1995; González, 2001; Gómez *et al.*, 2007), es necesario obtener datos geocronológicos, geotermo-barométricos, estructurales y geoquímicos de las unidades, para establecer si estas unidades pertenecen a un mismo cinturón orogénico Meso-Cenozoico, o por el contrario son rocas más antiguas con metamorfismo Paleozoico.

5.5 Marco geodinámico de los Esquistos de Sabaletas

La evolución geológica de los Esquistos de Sabaletas inicia con la conformación de los protolitos, que son principalmente rocas basálticas de afinidad geoquímica N-MORB (Giraldo, 2010) y sedimentos oceánicos generados cerca a una dorsal oceánica o cuenca de retro-arco con un aporte volcánico y calcáreo importante. La edad para la generación de esta corteza oceánica es obtenida de forma indirecta por Rodríguez *et al.* (2009), quienes datan con el método U/Pb en circón un dique de diorita que intruye a los esquistos y que tiene una edad de 236 Ma (no reportan incertidumbre).

En los perfiles estructurales estudiados, el contacto entre los Esquistos de Sabaletas y la Diorita, se presenta como una zona de falla que tiene de 20 a 30 m de espesor, con trituración de la roca, lentes de rocas ultramáficas serpentizadas, plegamiento isoclinal apretado subvertical en los Esquistos y presencia de foliación milonítica en la Diorita, caracterizada por estiramiento, rotación y recristalización.

Si el contacto entre estas dos unidades es intrusivo se plantea un escenario de Evolución A (Figura 5.1 y 5.2), donde la edad de conformación de los protolitos es pre-Triásica, posiblemente Paleozoica y el evento metamórfico M_1 en facies esquistos verde, se desarrollaría aproximadamente en el límite Paleozoico-Mesozoico, anterior al emplazamiento de la Diorita. En este caso, el contacto entre estas dos unidades es modificado en un evento de deformación posterior, que borra la evidencia de un metamorfismo de contacto.

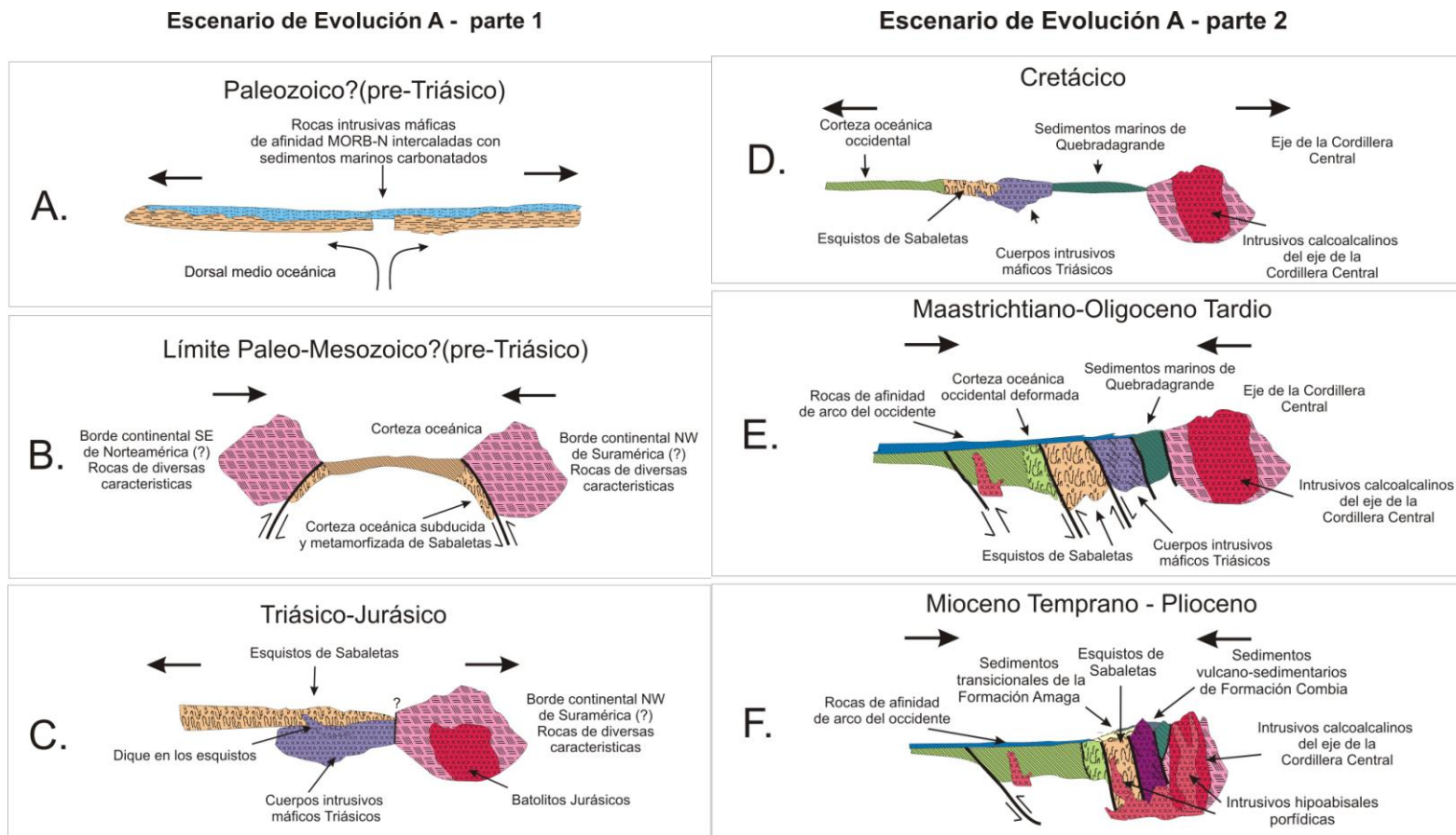


FIGURA 5.1 Escenario de Evolución A . Se plantea una edad pre-Triásica posiblemente Paleozoica Superior(?) para la conformación de los protolitos de Sabaletas. **A.** Conformación de los protolito de Sabaletas en un ambiente de dorsal oceánica. **B.** Subducción y deformación posiblemente por cierre de la cuenca durante la conformación de Pangea. **C.** Intrusión de gabros y dioritas por distensión. **D.** Ambiente distensivo, sedimentación en un ambiente oceánico la margen occidental de la placa Suramericana. Sedimentación del Complejo Quebradagrande. Magmatismo en la proto-Cordillera Central de intrusivos intermedios a ácidos como Batolito Antioqueño e Ibagué. **E.** Cambio del régimen de esfuerzos e cierre de la Cuenca Cretácica de la Cordillera Oriental e inicio del levantamiento de los Andes Colombianos. Conformación de una zona de subducción en el flanco occidental de la Cordillera Central. Acreción de los terrenos Oceánicos occidentales como la Formación Barroso, Grupo Dagua, etc. **F.** Corrimiento de la zona de subducción, imbricación de los terrenos oceánicos occidentales, exhumación de los Esquistos de Sabaletas. Sedimentación discordante de la Formación Amagá en un ambiente proximal. Actividad volcánica de la fase reciente Andina y depósito de la Formación Combia.

Aunque Rodríguez *et al.* (2009) reportan la existencia de un dique de edad Triásica que intruye la secuencia de esquistos, este tipo de estructuras no se observan en las secciones analizadas, como tampoco hay evidencias de metamorfismo contacto. Es posible que por la complejidad estructural regional, existan bloques oceánicos de diferentes edades. En este caso se plantea un escenario de Evolución B (FIGURA 5.2), donde la conformación de los protolitos de los Esquistos sería post-Triásica, posiblemente durante el Cretácico Superior, debido a la presencia de circones en las secuencias de los esquistos actinolíticos con edades de 72 ± 5 Ma con el método U/Pb, que Vinasco *et al.* (2008) interpretan como generados en el evento volcánico que forma el protolito, similar a muchas de las unidades del occidente Colombiano (ej. Grupo Cañasgordas, Formación Barroso, Formación Dagua).

Si se asume que la conformación de los protolitos ocurre durante el Cretácico Superior, el evento metamórfico se ubicaría entre el límite Mesozoico-Cenozoico y el inicio de la sedimentación discordante de la Formación Amagá sobre los Esquistos en el Oligoceno Superior (Van der Hammen, 1958). Es decir, que los eventos de deformación de los Esquistos de Sabaletas se generarían entre el Maastrichtiano Superior-Oligoceno Inferior, siendo sincrónicos con los eventos orogénicos registrados al oriente de Colombia, donde se presenta el levantamiento de la cuenca Cretácica de la Cordillera Oriental (Cooper *et al.*, 1995).

La sedimentación de la Formación Amagá durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Van der Hammen, 1958) se produciría en ambientes transicionales propicios para la formación de mantos de carbón (Nichols, 1999) con aporte continental, como lo evidencian las capas de conglomerados (Grosse, 1926; González, 2001). Posterior a la sedimentación de la Formación Amagá se produce un plegamiento y fallamiento de estos estratos, la intrusión de stocks andesíticos que abarcan edades desde el Mioceno al Plioceno y la sedimentación de los depósitos vulcano-sedimentarios de la Formación Combia. A este periodo, se puede relacionar el último evento de deformación (D_3) de los Esquistos de Sabaletas, caracterizado por fractura y cizallamiento en condiciones frágiles, en niveles corticales más someros, indicando la exhumación de esta unidad

Este escenario concuerda con el modelo de colisión y obducción de materiales alóctonos encima de la margen continental Suramericana y el origen de la placa del Pacífico (e.g. Pindell & Barrett, 1990; Pindell & Erikson, 1994). Este modelo propone la margen continental occidental de Suramérica como una margen pasiva que se encuentra en contacto con el proto-Caribe durante el Mesozoico y que a finales del Cretácico tiene un cambio en el régimen de esfuerzos, transformándose en una margen activa, en la cual son obducidos fragmentos de la placa Caribe, sobre la margen NW de Suramérica. Este movimiento deja una serie de terrenos alóctonos oceánicos expuestos en la parte occidental de Colombia, conformando un melange tectónico limitado por unos sistemas de fallas con rumbo general NNE-SSW (e.g. McCourt *et al.*, 1984; Toussaint & Restrepo, 1988; Pindel *et al.*, 2005). El proceso de acreción de estos terrenos tiene su inicio en el Cretácico Tardío y continúa durante el Cenozoico, con la adición de fragmentos de corteza oceánica generados en el Pacífico (Kerr *et al.*, 1997).

Escenario de Evolución B

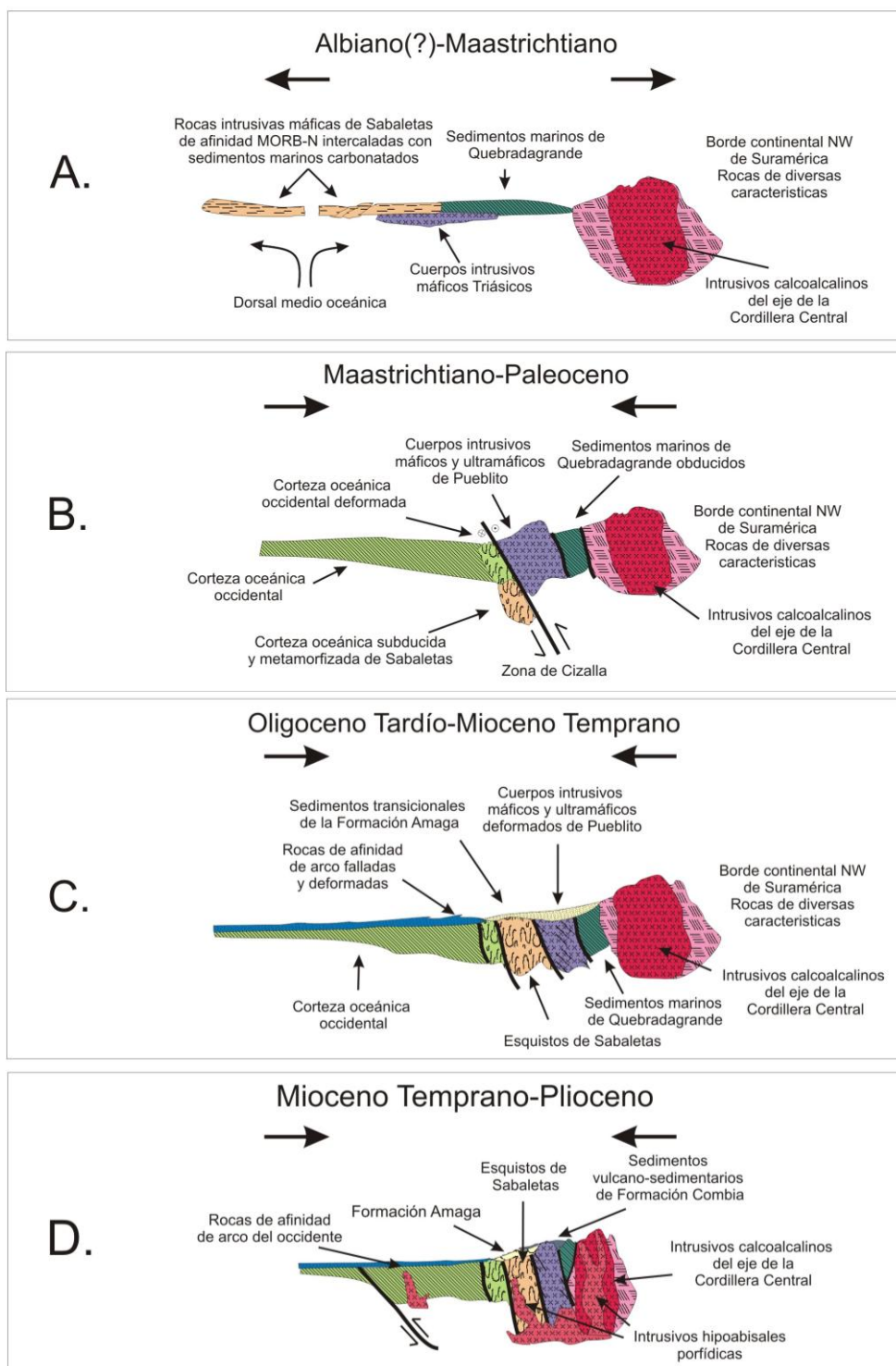


FIGURA 5.2 Escenario de Evolución B. Se plantea una edad Cretácica Superior(?) para la conformación de los protolitos de Sabaletas. **A.** Conformación de los protolitos en una dorsal medio-oceánica en el proto-Pacífico. **B.** Subducción, deformación y metamorfismo de Sabaletas y deformación en la Diorita de Pueblito **C.** Sedimentación discordante de la Formación Amagá **D.** Corrimiento de la zona de subducción, imbricación de los terrenos oceánicos occidentales, exhumación de los Esquistos de Sabaletas. Sedimentación discordante de la Formación Amagá en un ambiente proximal. Actividad volcánica de la fase reciente Andina y depósito de la Formación Combia.

6. CONCLUSIONES

- Los Esquistos de Sabaletas corresponden a la intercalación de esquistos actinolíticos y esquistos cuarzo-muscovíticos, provenientes del metamorfismo regional en facies esquistos verde de una corteza oceánica, con condiciones de temperatura que superan los 300°C y profundidades en un rango de 5 a 20 km. El protolito de Sabaletas está conformado por la intercalación de horizontes basálticos de afinidad geoquímica N-MORB, con sedimentos marinos y vulcano-clásticos silíceos con materia orgánica y carbonatos, que posiblemente se generan en un ambiente de dorsal medio-oceánica ó en una cuenca de retro-arco volcánico.
- Los Esquistos de Sabaletas presentan tres eventos de deformación D_1 , D_2 y D_3 , los dos primeros eventos D_1 y D_2 se producen en un ambiente transpresivo, con una componente de rumbo dextral, que genera un metamorfismo regional M_1 con estructuras como un clivaje penetrativo S_1 , seguido de un plegamiento apretado a isoclinal F_2 , con generación de pliegues de arraste, características típicas de un régimen de deformación dúctil. Posteriormente las condiciones de deformación cambian producto de una exhumación por encima de los 4 km de profundidad, donde se produce la deformación D_3 , que tiene condiciones de deformación frágiles, caracterizadas por la formación de zonas de cizalla con orientación N-S subverticales, compuestas por cataclasitas, brechas y harinas de falla sin cohesión primaria y fallas inversas que afectan también las formaciones Barroso y Amagá, que de ser contemporáneas configuran un patron transpresivo con una componente trascurrente y otra compresiva, similar al del primer evento.
- Los Esquistos de Sabaletas y la Formación Barroso corresponden a una corteza oceánica que tiene diferencias geoquímicas, posiblemente por ser generadas en diferentes ambientes y/o diferentes edades, pero que son deformadas en el mismo evento transpresivo, que tiene un incremento de la deformación de occidente a oriente, hacia el borde de colisión, que inicia con unos basaltos y sedimentitas oceánicas de Barroso, con deformación frágil, caracterizada por fracturas y zonas de despegue, que pasan a desarrollar estructuras dúctiles como foliación y pliegues, hasta tener la intercalación de esquistos actinolíticos y cuarzo-muscovíticos de Sabaletas con deformación dúctil.

A. Anexo: Mapa geológico

B. Anexo: Esquema Estructural

BIBLIOGRAFÍA

ÁLVAREZ, E. & GONZÁLEZ, H. 1978. Geología y Geoquímica del Cuadrángulo Y-7 (Urrao). Informe 1761. Mapa escala 1:100000. INGEOMINAS. Medellín. 367p.

ÁLVAREZ, J., RICO, H., VÁSQUEZ, H., HALL, R. & BLADE, L. 1975. Geological map of the Yarumal Quadrangle (H-8) and part of the Ituango Quadrangle (H-7), Colombia. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

ARIAS, L. & CABALLERO, J. 1978. Algunas consideraciones del metamorfismo Barroviano. Tesis de pregrado. Facultad de Minas. Medellín. 157p.

ASPEN, J. 1984. The geology of the Western Cordillera. Department of Valle, Colombia. INGEOMINAS-Mission Britannica (British Geological Survey). Report 7. Cali, Colombia.

ASPEN, J. & McCOURT, W. 1986. Mesozoic oceanic terrane in the central Andes of Colombia. *Geology*, V. 14, pp. 415 -418.

BOURGOIS, J., CALLE, B., TOURNON, J., & TOUSSAINT, J. 1982. The Andean ophiolitic megastructures on the Buga-Buenaventura transverse (Western Cordillera-Valle Colombia). *Tectonophysics* 82, 207-229.

BOTERO, G. 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales Facultad de Minas*, 57. Medellín. pp. 1-107.

BUCHER, K. & FREY, M. 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Seventh Edition. Ed. Springer. Germany, 376p.

BUSTAMANTE, A. 2008. Geotermobarometria, geoquímica, geocronología e evolução tectônica das rochas da fácies xisto azul da Colômbia nas áreas de Jambaló (Cauca) e Barragán (Valle del Cauca). Teses de doutorado. Instituto de Geociências. Universidade do São Paulo.

CARDONA, A., CORDANI, U. & McDONALD, W. 2006. Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 21, pp. 337-354.

CARDONA, A., VALENCIA, V., BUSTAMANTE, C., GARCÍA-CASCO, A., OJEDA, G., RUIZ, J., SALDARRIAGA, M. & WEBER, M. In Press, Accepted Manuscript, Available online 3 September

2009. Tectonomagmatic Setting And Provenance of The Santa Marta Schists, Northern Colombia: Insights On The Growth And Approach Of Cretaceous Caribbean Oceanic Terranes To The South American Continent. *Journal of South American Earth Sciences*.

COOPER, M., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J. & TABORDA, A. 1995. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, V. 79, No. 10, pp. 1421-1443.

COX, K. BELL, J. & PANKHURST, R. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, Londres, 17p.

DE PORTA, J. 1974. *Léxico estratigráfico Internacional. América Latina – Colombia. Volumen V, Fascículo 4b. Unión Internacional de Ciencias Geológicas. Centro Nacional de la Investigación Científica, París.*

EGO, F., SEBRIER, M., LAVENU, A., YEPES, H. & EGUES, A. 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, Volume 259, Issues 1-3, pp. 101-116.

ETAYO, F. 1989. Campanian to Maastrichtian fossils in the northeastern Western Cordillera, Colombia. *Geología Norandina* N° 11, pp. 23-31.

ETAYO, F., RENZONI, G. & BARRERO, D. 1969. Contornos Sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. *Memoria del Primer Congreso Colombiano de Geología. Universidad Nacional de Colombia*, pp. 217-252.

ETAYO, F. *et al.* 1983. Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia. *Publicaciones Geológicas Especiales INGEOMINAS*, No. 14, pp. 235.

GALLEGO, A & ZAPATA, D. 2003. Caracterización mineralógica como soporte para la implementación y mejoramiento del proceso de extracción de oro. Mina El Zancudo. Titiribí, Antioquia. Tesis de Pregrado. Facultad de Minas. Medellín.

GIRALDO, M. I. 2010. Esquema geodinámico de la parte noroccidental de la Cordillera central de Colombia. Trabajo de Grado. Maestría en Ingeniería de Materiales y Procesos. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. Medellín.

GÓMEZ, J., NIVIA, A., MONTES, N.E., JIMÉNEZ, D.M., TEJADA, M.L., SEPÚLVEDA, M.J., OSORIO, J.A., GAONA, T., DIEDERIX, H., URIBE, H. & MORA, M., COMPILADORES. 2007. Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1'000.000. INGEOMINAS, 2 hojas. Bogotá

GONZÁLEZ, H. 1976. Geología del cuadrángulo J-8 Sonsón. INGEOMINAS. Informe 1704, 421p.

GONZÁLEZ, H. 1980. Geología de las Planchas 167-Sonsón y 187-Salamina del Mapa Geológico de Colombia. *Boletín Geológico de INGEOMINAS. Volumen 23 (1). INGEOMINAS. Bogotá*, 174p.

GONZÁLEZ, H. 2001. Mapa geológico del Departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria Explicativa. INGEOMINAS. Bogotá, 240p.

GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A. 2002a. Diorita de Pueblito. Catálogo de las Unidades Litodémicas de Colombia. INGEOMINAS. Bogotá, 20p.

GONZÁLEZ, H. Y LONDOÑO, A. 2002b. Batolito de Mandé. Catálogo de las Unidades Litodémicas de Colombia. INGEOMINAS. Bogotá, 23p.

GRAHAM, C. M., GREIG, K. M., SHEPPARD, S. M. F. & TURI, B. 1983 Genesis and mobility of the H₂O-CO₂ fluid phase during regional greenschist and epidote amphibolites facies metamorphism: a petrological and stable isotope study in the Scottish Dalradian. *Journal of Geological Society of London*, Vol. 140, pp. 577-599.

GROSSE, E. 1926. El Terciario Carbonífero de Antioquia. Dietrich Reimer, Berlín, 361p.

HANMER & PASSCHIER, C. 1991: Shear sense indicators: a review. Geological Survey of Canada. Paper 90-17.

HINCAPIE, G. & MORENO, M. 2001. Comparación entre las fases deformativas presentes en las metamorfitas del Complejo Cajamarca y en las metamorfitas del Complejo Arquía, en el Departamento de Caldas. VIII Congreso Colombiano de Geología. Manizales.

IGAC. 1979. Planchas Topográficas 146 y 166. Cuadrángulos 146-I-B, 146-I-D, 146-III-B, 146-III-D, 166-I-B. Escala 1:25.000. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Bogotá

JONES, R., HOLDSWORTH, R., CLEGG, P., MCCAFFEY, K. & TAVARELLI, E. 2004. Inclined Transpression. *Journal of Structural Geology*. Vol. 26, pp. 1531-1548.

KERR, A., TARNEY, J., MARRINER, G., NIVIA, A., KLAVER, G. & SAUNDERS, A. 1996. The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*, 9/1-2, pp. 111-120.

KERR, A., MARRINER, G., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A., THIRWALL, .F. & SINTON, C. 1997. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, Vol. 38, No. 6, pp. 677-702.

MCCOURT, W., ASPDEN, J. & BROOK, M. 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of Geological Society of London*, Vol. 141, pp. 831- 845.

MCCOURT, W. & VERDUGO, G. 1985. Mapa Geológico de Colombia-Escala 1:100.000, Plancha 300-Cali. INGEOMINAS. Bogotá.

MARIÑO, F. & SALDARRIAGA, S. 1995. Caracterización de las metamorfitas del flanco occidental de la Cordillera Central, entre los municipios de Liborina y Ebéjico, Departamento de Antioquia. Tesis de pregrado. Universidad EAFIT, Departamento de Geología. Medellín, 319p.

MARRINER, G. & MILLWARD, D. 1984. The petrology and geochemistry of Cretaceous of Recent volcanism in Colombia: the magmatic history at an accretionary plate margin. *Journal of geological Society of London*, Vol. 141, pp. 473-486.

MARTÍNEZ, A. & RUIZ, O. 1984. Fases tectónicas super-puestas en la sección Amagá-Bolombolo (Antioquia Colombia). Tesis de pregrado. Facultad de Minas. Medellín. 175p.

MAYA, M. & GONZÁLEZ, H. 1995. Unidades litodémicas en la Cordillera Central de los Andes Colombianos. INGEOMINAS. *Boletín Geológico*, Vol. 35, 2-3. pp. 43-57.

McCLELLAND, W. C. TIKOFF, B. & MANDUCA, C. A. 2000. Two-phase evolution of accretionary margins: examples from the North American Cordillera. *Tectonophysics* 326, pp. 37-55.

McCLAY, K. R. 1987. The Mapping of geological structures. Geological Society of London handbook. Reprinted in September 1991 by Jhon Wiley and Sons Ltd. Chichester, England. 161p.

McDONOUGH, W. F. & SUN, S. S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* Vol. 120, Issues 3-4, pp. 223-253.

MEISSNER, R.O, FLUGH, E.R., STIBANE, F. & BERG, E. 1976. Dynamics of the active plate boundary in SW Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics* 35, pp. 757-775.

MEJÍA, M.; ÁLVAREZ, E. & GONZÁLEZ, H. 1983a. Mapa Geológico preliminar de la Plancha 130-Santafé de Antioquia. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

MEJÍA, M.; ÁLVAREZ, E. & GONZÁLEZ, H. 1983b. Mapa Geológico preliminar de la Plancha 146-Medellín Occidental. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

MEJÍA, M. 1984. Geología y geoquímica de las planchas 130-Santa Fe de Antioquia y 146-Medellín Occidental. Informe 1950. INGEOMINAS. Bogotá, 376 p.

MESCHEDE, M. & FRISCH, W. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics* 296, pp. 269-291.

MIYASHIRO, A. 1973. Metamorphism and metamorphic belts. Ed. George Allen & Urwin, 442 p.

MIYASHIRO, A. 1994. *Metamorphic petrology*. Oxford University Press. 404 p. New York.

MOSQUERA, D. 1978. Geología del Cuadrángulo K-8 Manizales. Informe. 1763, INGEOMINAS.

MURCIA, A. & CEPEDA, H. 1991a. Mapa Geológico de Colombia - Escala 1:100.000, Plancha 410-La Unión. INGEOMINAS. Bogotá.

MURCIA, A. & CEPEDA, H. 1991b. Mapa Geológico de Colombia-Escala 1:100.000, Plancha 429-Pasto. INGEOMINAS. Bogotá.

NELSON, H. 1962. Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, sección entre Ibagué y Armenia. Boletín Geológico Ingeominas. Volumen X (1-3). INGEOMINAS. Bogotá. pp. 161-202.

NICHOLS, G. 1999. *Sedimentary and Stratigraphy*. Ed. Blackwell Science. London, 355p.

NICHOLS, G. & HALL, R. 1991. Basin formation and Neogene sedimentation in a backarc setting. Halmahera, eastern Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*. Vol 8, pp. 50-61.

NIVIA, A. 1987. *Geochemistry and origin of the Amaime and Volcanic Sequences, Southwestern Colombia*. (Unpubl. MPhil. thesis), University of Leicester. Leicester, United Kingdom, 163p.

NIVIA, A. 2001. *Basaltos de La Unión. Catálogo de Unidades Volcánicas de Colombia*. INGEOMINAS. Bogotá, 52p.

NIVIA, A., MARINER, G., KERR, A. & TANEY, J. 2006. The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 21, pp. 423-436.

ORREGO, A., LEON, L., PADILLA, L., ACEVEDO, A. & MARULANDA, N. 1993. Mapa Geológico de Colombia-Escala 1:100.000, Plancha 364-Timbío. INGEOMINAS. Bogotá.

ORTON, G. 1996. Volcanic environments. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. H. G. Reading. Blackwell Science, Oxford, pp. 485-567.

OSPINA, T. 1911. *Reseña sobre la Geología de Colombia y especialmente del antiguo Dpto. de Antioquia*. Medellín (Imp. de la Organización). 102p.

PARIS, G. & MARÍN, P. 1979. *Generalidades acerca de la geología del Departamento del Cauca*, INGEOMINAS, Bogotá. 38p.

PASSCHIER, C. & TROUW, R. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag. Berlin, 366 p.

PINDELL, J. & BARRETT, S. 1990. Geologic evolution of the Caribbean: A plate-tectonic perspective, in Dengo and Case, eds., *The Caribbean Region: The Geology of North America*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 405-432.

PINDELL, J. & ERIKSON, J. 1994. Sub-surface Jurassic shell, NE Venezuela and Trinidad: Petroleum Exploration in the Sub-Andean Basin, V Simposio Bolivariano, Venezuela Geology Society, pp. 244-262.

PINDELL, J. & KENAN, L. 2001. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. In: Fillon, R., Rosen, N., Weimer, P., Lowrie, A., Pettingill, H., Phair, R., Roberts, H., Van Hoorn, B. (eds.). Transactions of the Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM) 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, Houston, Texas, pp. 193-220.

PINDELL, J., KENNAN, L., MARESCH, W. V., STANCK, K., DRAPER, G. & HIGGS, R. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins, *in* Avé Lallemant, H.G., Sisson, V. B. eds., Caribbean-South American plate interaction, Venezuela: Geological Society of America Special Paper 394, pp. 7-52.

RAMSAY, J. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill. New York, 568p.

RAMSAY, J. & HUBER, M. 1988. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fracturas. Academic Press Limited, London, 307p.

RESTREPO, J. 1986. Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Universidad Nacional. Medellín, 276p.

RESTREPO, J. & TOUSSAINT, J. 1974. Obducción cretácea en el Occidente Colombiano. Anales Facultad de Minas, 58, pp. 73-105. Medellín.

RESTREPO, J. & TOUSSAINT, J. 1976. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. Boletín de Ciencias de la Tierra Nº 6, Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, pp. 1-18.

RESTREPO, J. & TOUSSAINT, J. 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. Episodes, Vol. 11, Nº 3, pp. 189-193.

RESTREPO, J., TOUSSAINT, J., GONZÁLEZ, H., CORDANI, J., KAWASHITA, K., LINARES, E., PARICA, C. 1991. Precisiones geocronológicas sobre el occidente Colombiano. Memorias del Simposio de magmatismo andino y su marco tectónico. Manizales, Vol. 1. pp. 1-25

RODRÍGUEZ, J., VINASCO, C. & MARÍN, E. 2009. Emplazamiento de la Diorita de Pueblito e Implicaciones Tectónicas, NW Cordillera Central. XII Congreso Colombiano de Geología. Paipa, Boyacá.

ROSELLO, E. 2009. Geología Estructural. Diplomado Recursos Minerales. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Octubre 2009.

SALAZAR, G., GONZÁLEZ, L., MUÑOZ, R., GÜIZA, S. & MORENO, G. 2005. Caracterización de unidades litogeoquímicas de la Cordillera Occidental. Fase I. Plancha 165. INGEOMINAS. Bogotá

SANDERSON, D. & MARCHINI, W. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, Vol. 6. pp. 449-458.

SCHEIBE, R. 1934. Informe sobre los resultados de la Comisión Científica Nacional Antioquia. *Compilación Estudios Geológicos Oficiales en Colombia. Volumen I.* Bogotá, pp. 95-167.

SCHMID, R., FETTES, D., HARTE, B., DAVIS, E., & DESMONS, J. 2007. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01/02/07. <http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html>

SCHOLZ, C. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting: *Geologische Rundschau*, Vol. 77, pp. 319-328.

SIBSON, R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society (London)* 133, pp. 191-213.

_____ 1990. Conditions for fault-valve behavior, in Knipe, R. J., and Rutter, E. H., eds., *Deformation mechanism, rheology and tectonics: Geological Society of London, Special Publication No. 54*, pp. 15-28.

SIIVOLA, J & SCHMID, R. 2007. List mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01/02/07. <http://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html>

SNOKE, A., TULLIS, J. & TODD, V. 1998. *Fault-related rocks: A Photographic Atlas.* Princeton University Press. New Jersey, United States of America, 617p.

STERN, R. 2002. Subduction zones. *Reviews of geophysics*, Vol. 40, 1012, 38p

SUTER, F., SARTORI, M., NEUWERTH, R. & GORIN, G. 2008. Structural imprints at the front of the Chocó-Panamá indenter: Field data from the North Cauca Valley Basin, Central Colombia. *Tectonophysics*, Volume 460, Issues 1-4, pp. 134-157.

TABOADA, A., RIVERA, L.A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J., RIVERA, C., 2000. Geodynamics of the Northern Andes; subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19, pp. 787-813.

TOUSSAINT, J.; GONZÁLEZ, H.; RESTREPO, J. & LINARES, E. 1978. Edad K/Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Boletín de Ciencias de la Tierra* Nº 14. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 7p.

TOUSSAINT, J. & RESTREPO, J. 1974. Algunas consideraciones sobre la evolución de los Andes Colombianos. Boletín de Ciencias de la Tierra N°4. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 12p.

TOUSSAINT, J. & RESTREPO, J. 1976. Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos. Boletín Ciencia de la Tierra N°1. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 48p.

TOUSSAINT, J. & RESTREPO, J. 1978a. Edad K/Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. Boletín de Ciencias de la Tierra N°15. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 1p.

TOUSSAINT, J. & RESTREPO, J. 1978b. Edad cretácea de una anfibolita granatífera de Pijao-Quindío. Boletín Ciencia de la Tierra N°17. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 1p.

VAN DER HAMMEN, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogenésis de los Andes Colombianos, *Ibid*, vol. 6, No. 1-3, 7 pl. f.t., Bogotá. pp. 67-128.

VERNON, R. 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom, 594p.

VINASCO, C., CORDANI, U. & VASCONCELOS, P. 2001. Ar-Ar dates in the Central Cordillera of Colombia: Evidence for an upper Triassic regional tectonomagmatic event. III SSAGI Pucón, Chile, Ext abstracts, pp. 638-641.

VINASCO, C., CORDANI, U., GONZÁLEZ, H., WEBER, M. & PELAEZ, C. 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneises and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 21, pp. 355-371.

VINASCO, C., WEBER, M., CORDANI, U., GIRALDO, M. & GARCÍA, D. 2008. Timing and structural evolution of an accretionary orogen, Northern Andes. International Geological Congress. Oslo, Norway. https://abstracts.congex.com/scripts/JMEvent/ProgrammeLogic_Abstract_P.asp?PL=Y&Form_Id=8&Client_Id=%27CXST%27&Project_Id=%2708080845%27&Person_Id=1256962

WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer, Dordrecht, The Netherlands. 466p.

WOODCOCK, N. 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. A317, pp. 13-29.