

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SEGMENTO BUCARAMANGA DEL SISTEMA DE FALLAS DE BUCARAMANGA (SFB) ENTRE LOS MUNICIPIOS DE PAILITAS Y CURUMANÍ, CESAR - COLOMBIA

Mario Andrés Cuéllar Cárdenas¹, Julián Andrés López Isaza,
Jairo Alonso Osorio Naranjo, Edgar Joaquín Carrillo Lombana

RESUMEN

El segmento Bucaramanga del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), localizado entre los municipios de Pailitas y Curumaní, Departamento de Cesar – Colombia, ha sido interpretado como una falla de tipo inversa de alto ángulo, con su bloque oriental levantado. Mediante el análisis estructural y microestructural de las unidades aflorantes se establece el comportamiento de este segmento de la falla en este sector y su relación con las estructuras circundantes. Los resultados obtenidos indican que el segmento Bucaramanga del SFB presenta un rumbo NNW con componente lateral izquierdo y una zona de fuerte cizallamiento de aproximadamente 5 km de ancho a la que se asocian rocas de falla de régimen dúctil (milonitas) y frágil (cataclasitas). Con base en la presencia de pseudotaquilitas se sugiere que este segmento del SFB se comporta como una falla con deslizamiento friccional capaz de generar eventos sísmicos. Adicionalmente, se identificó que el SFB es sobrepuesto por dos importantes fases deformativas, la primera, relacionada a fallas de bajo ángulo y a cabalgamientos con transporte tectónico al oeste y la segunda, a fallas laterales derechas NE-SW con una terminación de relevo a la izquierda relacionadas a la Falla Espíritu Santo.

Palabras clave: Sistema de Fallas de Bucaramanga, rocas de falla, pseudotaquilitas, milonitas, cataclasitas, Falla Espíritu Santo.

STRUCTURAL ANALYSIS OF THE BUCARAMANGA SEGMENT (BS) OF THE BUCARAMANGA FAULTS SYSTEM (BFS), BETWEEN PAILITAS AND CURUMANÍ, CESAR - COLOMBIA.

ABSTRACT

The Bucaramanga Segment (BS) of the Bucaramanga Faults System (BFS), located among the municipalities of Pailitas and Curumaní, Department of Cesar, Colombia, has been interpreted as a reverse type fault of high angle, with the East Block up-lifted. By means of structural and microstructural analysis of the units outcropping, the behavior of this fault segment is established for this sector, as well as its relationship with the surrounding structures. The obtained results indicate that the BS presents a NNW direction with left lateral component and a strong shear zone of about 5 km wide, in which ductile (mylonites) and brittle (cataclasites) fault rocks are present. The occurrence of pseudotachylites in the BS suggests frictional slip faults, probably with seismic events associated. Additionally, it was found that the BFS is superimposed by two major phases of deformation, the first is related to low-angle thrust faults with tectonic transport to the West and the second, comprises NE-SW right lateral faults, related to a Espíritu Santo Fault's left branching splay.

Keywords: Bucaramanga Faults System, fault rocks, pseudotachylites, mylonites, cataclasites, Espíritu Santo Fault.

¹ Servicio Geológico Colombiano, Diagonal 53 No. 34-53, Bogotá D. C., Colombia. 57-1-2200249, macuellar@ingominas.gov.co, marioandres_cuellar@yahoo.com

INTRODUCCIÓN

La deformación en la Tierra no está homogéneamente distribuida y en función de la escala puede ser localizada en zonas que van desde una amplitud submicroscópica a zonas de deformación de dimensión continental que involucran varias decenas de kilómetros (ver e.g. White *et al.*, 1980; Tullis *et al.*, 1982). La expresión “zona de cizalla” (Ramsay, 1980) es un término general para caracterizar regiones de la corteza terrestre, relativamente estrechas, en donde son registradas altas tasas de deformación por cizalla y que presentan como características: -límites subparalelos y definidos subjetivamente, -un volumen de roca que típicamente exhibe más intensa deformación que el material al exterior, y -desplazamientos predominantemente paralelos a los límites de la zona (ver e. g. Jiang and White, 1995). Las zonas de cizalla se forman bajo una gran variedad de condiciones de deformación y pueden ser subdivididas en tres tipos principales: -zonas de cizalla dúctil, -dúctil-frágil y -frágil, incluyendo en esta última las zonas de falla y las fallas propiamente dichas (Marshak and Mitra, 1988), basados en el proceso de cizalla activo dominante, el nivel cortical involucrado, y su relación con la sismicidad. Las “rocas de falla” (Sibson, 1977), son las generadas durante los episodios de intensa deformación mecánica, registrados en las zonas de cizalla, e incluyen desde las harinas y brechas de falla del nivel más alto de la corteza terrestre, a las milonitas de alta temperatura de la corteza inferior o manto superior (ver e. g. Snoke *et al.*, 1998).

Las fallas son comúnmente, pero no siempre, marcadas por el desarrollo macroscópico a mesoscópico de una variedad de tectonitas, colectivamente llamadas rocas de falla, estas rocas son caracterizadas esencialmente por la reducción tectónica del tamaño de grano. Muchos trabajos establecen que las rocas de falla pueden ser subdivididas dentro de dos principales grupos: cataclasitas y milonitas (Spry, 1995; Sibson, 1977; Wise *et al.*, 1984); algunos consideran que los neises miloníticos son lo suficientemente distintivos para ser tratados como un tercer grupo (Hanmer, 1987), aunque ellos son claramente relacionados a la serie milonítica.

La serie cataclástica es generalmente considerada por originarse bajo las condiciones frágiles típicas de la corteza superior, mientras que la serie milonítica es más comúnmente generada bajo las condiciones semifrágiles a dúctiles encontradas a profundidades de la corteza superior a media. Los neises miloníticos se forman bajo condiciones de alto grado de metamorfismo en la corteza inferior. Una clara separación entre

cataclasitas y milonitas no es siempre posible a causa de que las rocas no son generalmente monomineralógicas y en circunstancias conocidas, los diferentes minerales dentro de una roca pueden deformarse por diferentes mecanismos. Las cataclasitas son rocas en las cuales procesos frágiles (deformación por ruptura) dominan, mientras que las milonitas deforman predominantemente por procesos de cristal-plasticidad, conforme a recristalización. El principal criterio usado para la distinción entre cataclasitas de milonitas es la presencia de una foliación o estructura de flujo “*fluxion structure*” (Higgins, 1971) reflejando una fábrica cristalina preferencial en las últimas. Sin embargo, este criterio no es totalmente uniforme dado que existe en la literatura casos reportados de cataclasitas foliadas a escalas microscópicas (Chester *et al.*, 1985).

Basado en las notables incompatibilidades presentadas en la interpretación de los datos y dado que la mayoría de las unidades geológicas de la zona de estudio se reportan y correlacionan por fotogeología (López *et al.*, 2005) y en Mapas Geológicos de Colombia, a escalas 1:1.200.000 (GEOTEC 1988, 1996 y 2000) y 1:1.500.000 (INGEOMINAS, 1988), se hace necesario implementar estudios básicos y específicos en geología para establecer la geometría, cinemática y nomenclatura cartográfica de las unidades geológicas asociadas al segmento Bucaramanga de la traza del SFB entre los municipios de Pailitas y Curumaní. En el tema de la geología estructural, no se conocen estudios enfocados a determinar las características mesoestructurales y microestructurales que contribuyan a la interpretación de los modelos expuestos en la geología colombiana al conocimiento de la geometría y cinemática de las unidades geológicas asociadas al SFB en el sector suroeste de la cuenca del Cesar. En este sector, segmento Bucaramanga de la traza del SFB, no se ha podido probar hasta ahora desplazamiento lateral izquierdo alguno y, en cambio, la falla aparece reportada como inversa de ángulo alto y el bloque este levantado.

El presente trabajo consistió en el análisis estructural de las rocas de falla asociadas a la actividad tectónica del segmento Bucaramanga de la traza del SFB localizado al noreste del Municipio de Pailitas y suroeste del Municipio de Curumaní, en el Departamento del Cesar (FIGURA 1); e incluyó la correlación entre estudios petrográficos y de geología estructural que permitieron describir las sucesiones de rocas de falla, la intensidad de fragmentación de las rocas, el desarrollo de nuevos minerales y el establecimiento de la naturaleza y cinemática de la deformación en estas unidades, entendiendo la trayectoria y condiciones físicas,

mediante el análisis microscópico de secciones delgadas (en un corredor de aproximado de 50 km²), combinado con antecedentes macroscópicos generales de la fábrica de las rocas pertenecientes a la zona de deformación de

la falla. Este conocimiento contribuye a comprender mejor la evolución tectónica de un área poco conocida de los Andes Colombianos.

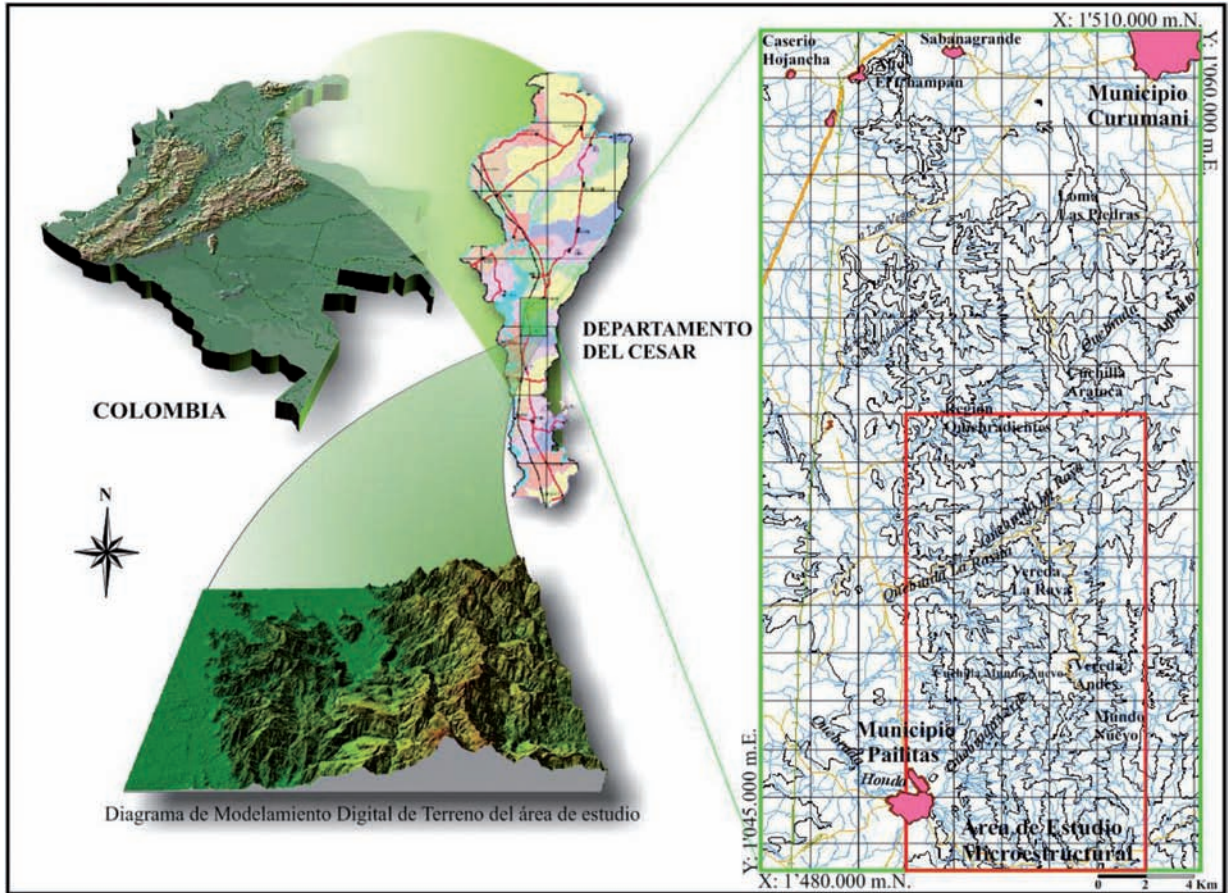


FIGURA 1. Mapa de localización de la zona de estudio.

MARCO GEOLÓGICO

El territorio colombiano comprende un dominio continental deformado situado en el límite de tres placas tectónicas mayores: la placa Suramericana, la placa de Nazca y la placa Caribe. Los movimientos relativos de estas placas durante la era Cenozoica dieron origen al sistema orogénico de los Andes del Norte, compuesto por distintas cadenas de montaña separadas por valles y depresiones intramontañosas (Mégard, 1987; Meijer and Wortel, 1992; Stefanick and Jurdy, 1992; Coblenz and Richardson, 1996). En la actualidad las tres placas se acercan entre sí (DeMets *et al.*, 1990; Freymueller *et al.*, 1993), dando origen a deformaciones en la corteza continental, a actividad volcánica y a una intensa actividad sísmica en el territorio colombiano.

La Cuenca CesarRanchería corresponde a una depresión intra-montaña alargada en dirección NESO ubicada entre la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía de Perijá, es dividida por el Alto de Verdesía en los sectores suroccidental y nororiental, respectivamente Subcuencas del Cesar y Ranchería. La Falla de Oca y el SFB separan la Cuenca Cesar-Ranchería de las Cuencas de La Guajira al norte y del Valle Inferior del Magdalena al sur. Un complejo mosaico de rocas que incluye neises y granitos Precámbricos, metamorfitas, ígneas y vulcano sedimentarias Paleozoicas y sedimentos marinos y continentales del Paleozoico Superior, forman la mayor parte de la Serranía de Perijá y Sierra Nevada de Santa Marta y constituyen el basamento tectónico de la Cuenca de CesarRanchería (FIGURA 2). La historia deposicional postPaleozoica de la cuenca está

representada por una gruesa columna sedimentaria que sobrepasa los 6.000 m de espesor (ECOPETROL, 1995). La secuencia post-Paleozoica más antigua reconocida en la cuenca, está representada por los depósitos Jurásicos de la Formación La Quinta, constituida por una gruesa secuencia de depósitos clásticos continentales de areniscas arcósicas, conglomerados y capas rojas inter-

estratificados con flujos andesíticos, que representan el relleno volcanosedimentario de semigrabenes desarrollados durante la fase “*rifft*” Jurásica. Esta fase culmina con el desarrollo de los depósitos continentales de la Formación Río Negro durante la etapa tardía de la actividad extensional previa a la invasión marina del Cretácico.

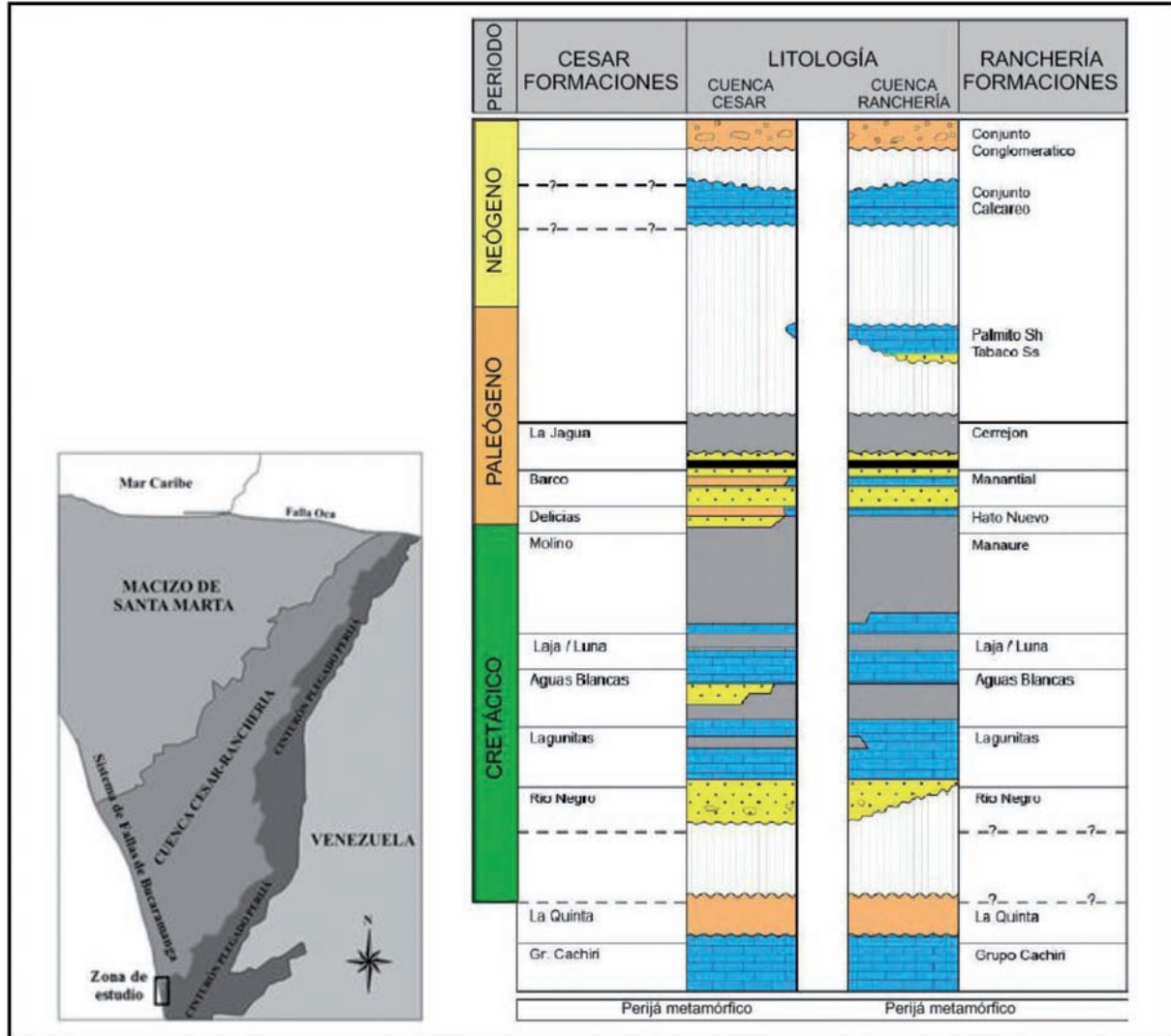


FIGURA 2. Mapa de localización y columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Cesar – Ranchería. Modificado de Instituto Colombiano del Petróleo Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL), (1995).

La Formación Río Negro constituye la base de la secuencia Cretácica en la cuenca, la cual es suprayacida concordantemente por una gruesa sucesión de calizas, lutitas carbonosas y en menor proporción areniscas, representados por los depósitos de las formaciones Lagunitas, Aguas Blancas y La Luna. Esta sucesión marina continua cubre gradualmente los márgenes de la cuenca desarrollada durante una fase de subsidencia

térmica de extensión regional y caracteriza el estado postextensional (fase *postrift*) de la cuenca. Esta fase culmina con el desarrollo de los depósitos parálicos y fluviodeltáicos de las formaciones Molino, Barco y Cuervos y capas conglomeráticas, previo al levantamiento episódico y estructuración final de la cuenca durante el Mioceno y el desarrollo de los depósitos molásicos continentales de la cuenca intramontaña del Plioceno Reciente.

Se conoce en la Serranía de Perijá y áreas adyacentes cuatro principales fases tectónicas Cenozoicas (FIGURA 3), asociadas a mayores discordancias, las cuales incluyen:

(A) Base tectónica Eoceno Temprano

(B) Orogenia Caribe Eoceno Medio

(C) Fase tectónica Oligoceno Tardío

(D) Orogenia Andina Mioceno Tardío – Reciente

De las cuatro, solo las fases C y D se reconocen en los cortes y perfiles sísmicos.

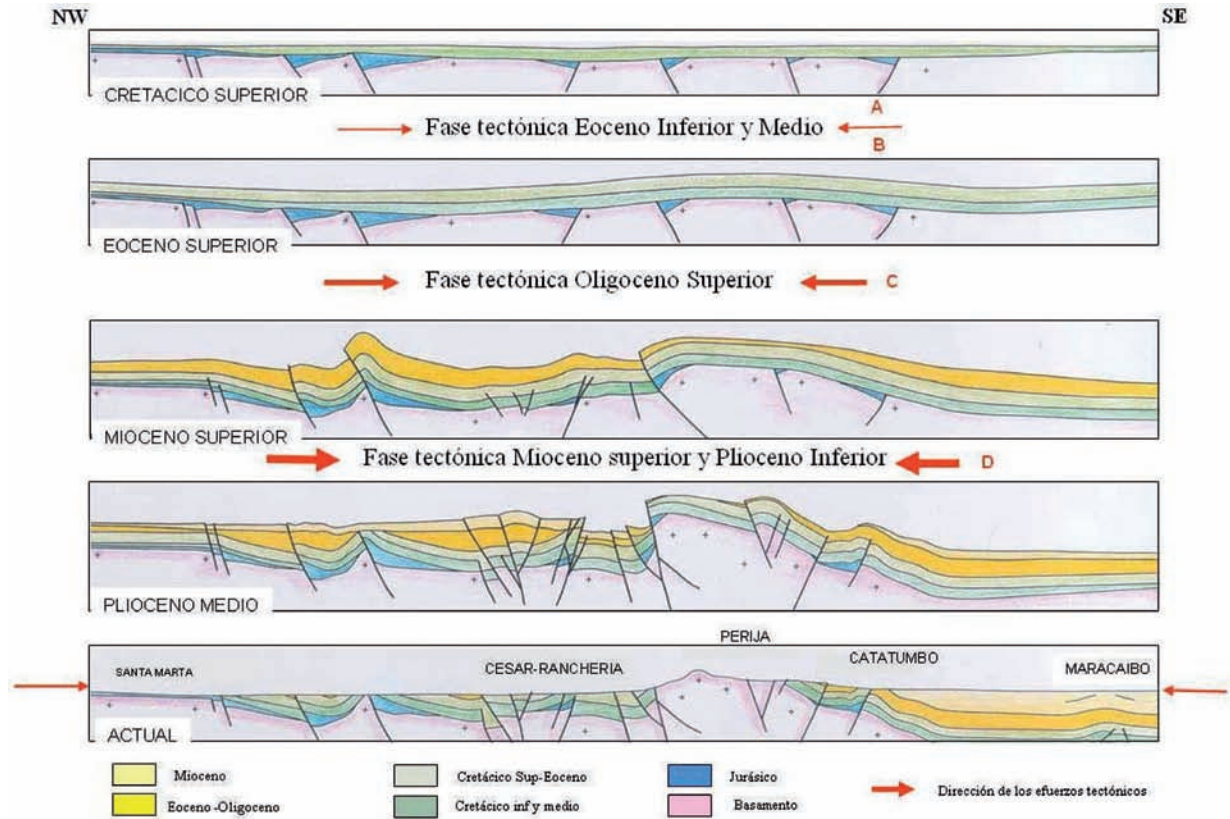


FIGURA 3. Evolución estructural esquemática de las Cuencas Catatumbo y Cesar-Ranchería. Tomado de Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL), (1995).

Sistema de Fallas Bucaramanga (SFB).

El SFB se ha dividido en tres sectores: -el primero al norte, correspondiente a la Falla de Santa Marta, comprende principalmente el costado occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta entre la costa y la población de Bosconia; -el segundo entre los Municipios de Bosconia y de Curumaní correspondiente a la Falla de Algarrobo, y -el tercero, correspondiente a la Falla de Bucaramanga, entre el Municipio de Curumaní y el extremo Noroccidental del Macizo de Santander. El SFB tiene dirección aproximada N20°W y su trazo rectilíneo se observa claramente en diferentes sensores remotos, con una extensión longitudinal de aproximadamente 600 km, si se asume un trazo único. En sentido práctico, el SFB es considerado un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinistral (Campbell,

1965; Boinet *et al.*, 1989; León, 1991; Vargas y Niño, 1992; Clavijo *et al.*, 1993; Clavijo *et al.*, 1994a), cuyo desplazamiento ha sido estimado entre 40 y 240 km (Alberding, 1957; Campbell, 1965; Tschanz *et al.*, 1969, 1974; Etayo y Rodríguez, 1985; Gansser 1955; Toro 1990). Aunque algunos autores reportan para esta falla una componente de desplazamiento vertical importante (Julivert *et al.*, 1958, 1961; Ward *et al.*, 1973; París y Sarria, 1988, Royero, 1994) que permite interpretar en algunos sectores movimientos de tipo inverso con buzamientos hacia el este (de ángulo bajo a alto), y en su extremo sur cabalgamientos (Boinet, 1985; Ulloa, 1990 en Clavijo *et al.*, 1993; Cediél *et al.*, 2003). La variabilidad estimada para el desplazamiento del SFB puede originarse en diversas interpretaciones regionales que agrupan estructuras con características geológicas individuales (Ujueta, 2003).

Para la edad de la falla se han propuesto los siguientes periodos: Eoceno (Young *et al.*, 1956), postcretácea (Irving, 1971), finales del Mesozoico o principios del Terciario (Tschanz *et al.*, 1974), comienzos del Paleoceno (Cáceres *et al.*, 1980), Terciario tardío y el Cuaternario (Campbell, 1965) y el lapso entre el Plioceno y el Pleistoceno (Duque-Caro, 1980). Cediel *et al.* (2003) consideran activo al sistema durante la Orogenia Grenville-Orinoco de aproximadamente 1200 Ma (Cediel y Cáceres, 2000); como resultado de una colisión entre el Bloque Continental Norte Americano con el Escudo Guayanés, la cual conforma la porción norte de la paleosutura entre el Terreno Chicamocha (Dominio Subplaca Continental Central) y el Escudo. Boinet *et al.* (1989) señalan que la importancia de la mayor actividad de esta falla es el desplazamiento en rumbo sinistral, el cual ocurrió a partir del Mioceno Superior, simultáneamente a la Orogenia Andina. La estructura fue reactivada en el Aptiano-Albiano (Cediel *et al.*, 1994) y actualmente forma el límite occidental activo de la Subplaca Maracaibo; terminando al norte con la intersección de la Falla Oca – El Pilar en rampas laterales que resultan en deslizamientos tectónicos de apilamiento a lo largo del frente cabalgante Santa Marta. Para este sistema de fallas, se reporta actividad neotectónica especialmente en la Meseta de Bucaramanga (Julivert y Téllez, 1961; París y Sarria, 1988, León, 1991, Vargas y Niño, 1992, Reyes y Barbosa, 1993) y en el Cañón del Río Chicamocha (Castro y Bernal, 1992; Carrillo y Bernal, 1992).

Para la naturaleza de la Falla existen tres versiones, la primera, considera que se trata de una falla inversa de buzamiento al este y de ángulo bajo a alto. La segunda, por la cual se han inclinado casi todos los autores citados, considera que se trata de una falla de rumbo de desplazamiento lateral izquierdo y la tercera plantea la existencia de dos fallas diferentes, en lugar de una sola falla (Polson and Henao, 1968).

Con relación al desplazamiento lateral izquierdo, éste ha sido estimado entre 40 y 240 km y está únicamente registrado en la parte norte de la falla. Esa enorme diferencia entre la magnitud en el desplazamiento indica la naturaleza controvertible de los cálculos hechos por los diferentes autores mencionados, lo cual es de esperarse ya que no se tiene ninguna evidencia directa porque no existen a lado y lado del SFB marcadores fácilmente reconocibles que permiten medir tal desplazamiento.

ESTRATIGRAFÍA

Las unidades litoestratigráficas identificadas en la zona de estudio (FIGURA 4) contienen rocas desde el

Proterozoico Superior hasta el Cuaternario, constituidas por rocas metamórficas, volcánicas, ígneas y sedimentarias con algunas discontinuidades regionales y depósitos fluviolacustres.

Las rocas Precámbricas incluyen neises de alto grado de metamorfismo que se distribuyen entre los Municipios de Pailitas y Curumaní. El Paleozoico inferior está representado por rocas metasedimentarias que afloran hacia la parte central del área. Rocas del Jurásico representadas por una secuencia volcánica y volcánicas sedimentarias de tobas y lavas de composición riolítica, dacítica y riodacítica cubren la parte noroccidental y suroccidental de la zona de estudio. El Jurásico Superior lo caracterizan intrusiones de tipo ácido a intermedio, acompañadas por episodios tardíos de inyecciones dacíticas, riodacíticas y riolíticas. El Cretácico está representado por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas en la región oriental y norte del área. Rocas sedimentarias de origen epicontinental y continental, depósitos Cuaternarios de espesores y composiciones variables afloran en la parte noroccidental. A continuación se describen estas unidades de roca, de más antiguas a más jóvenes.

Proterozoico

Neis de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973) (NPb): en la zona de estudio esta unidad hace parte de las estratificaciones occidentales topográficamente más bajas de la Cordillera Oriental, formando laderas de pendientes medias a altas y de relieve bajo sin la formación de un patrón de drenaje definido. Las rocas relacionadas con el Neis de Bucaramanga afloran en una franja estrecha discontinua en la que se restringen a modo de lomos de presión de 250 hasta 450 m de dirección NNW-SSE, asociados con la zona de cizalla del SFB, correspondiendo al 5% del área cartografiada (FIGURA 4). Sus mejores afloramientos se encuentran restringidos sobre el cauce de la Quebrada Verde inmediatamente al noreste del Municipio de Pailitas y en la Quebrada La Rayita, en la Vereda del mismo nombre. Se encuentra en contacto tectónico fallado con rocas de la Unidad Metasedimentaria de la Quebrada La Virgen (Royero, 1994) en las que esencialmente se presenta acuñado y a través de la zona de estudio con rocas de la Unidad Volcanoclastica de Noreán (Clavijo, 1994b). En su gran mayoría los afloramientos presentan un alto grado de meteorización y fracturamiento reflejando la zona de cizalla y la alta actividad neotectónica característica del sector. Depósitos cuaternarios aluviales y coluviales lo cubren discordantemente, los últimos en grandes pulsos en el sector centro norte del área, lo que dificulta seguir su continuidad cartográfica.

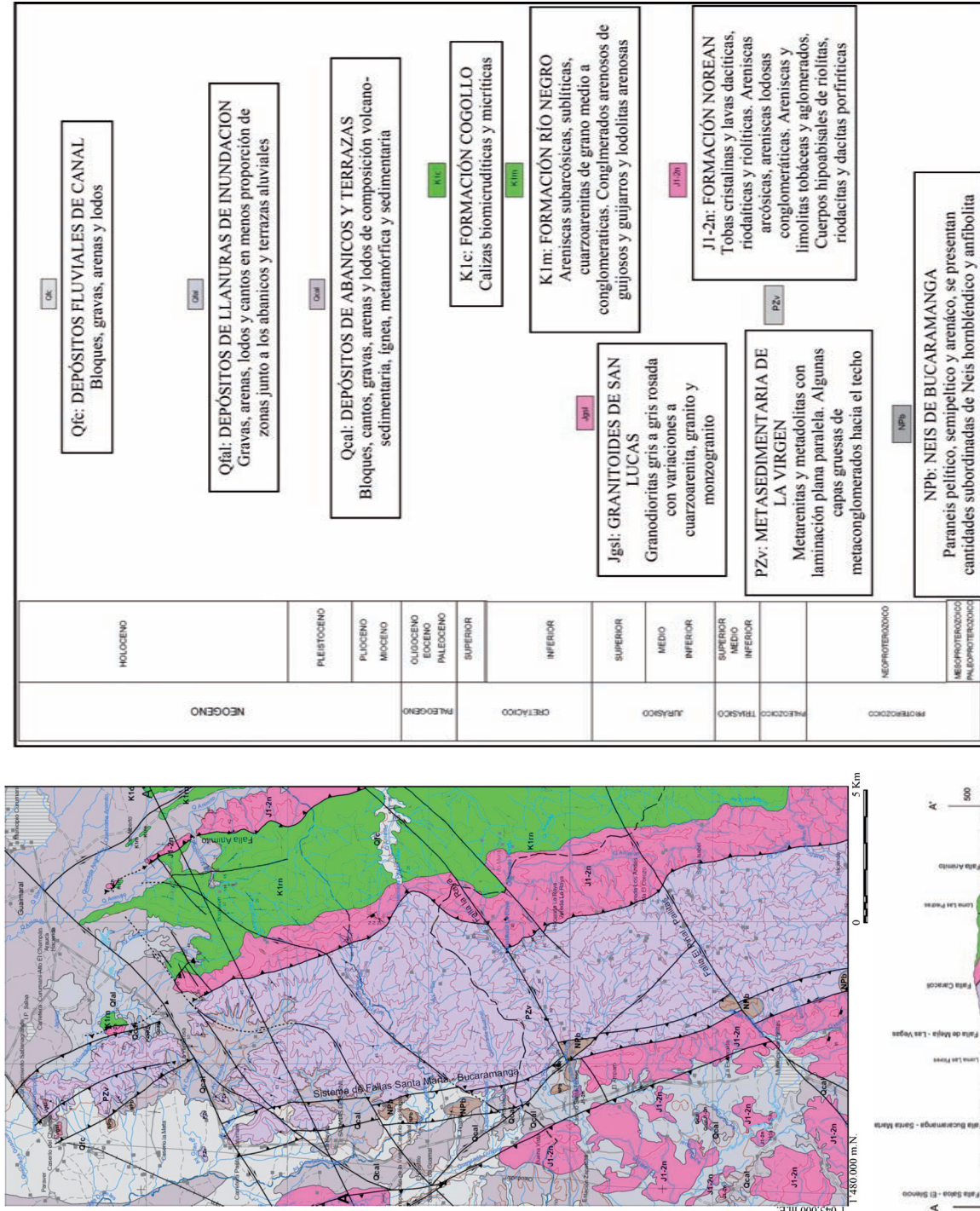


FIGURA 4. Mapa y leyenda geológico – estructural de la zona de estudio. Tomado de INGEOMINAS-UIS (2006).

Macrosópicamente es una roca metamórfica masiva a néisica bandeada, con tendencia 170-70° (bandas de hasta 7 cm de ancho, FIGURA 5a), de color verde claro y variación en el tamaño de grano de medio a grueso, en el que se distinguen la presencia de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, hornblenda verde, biotita y óxidos de hierro (magnetita). Estructuralmente presenta un alto diaclasamiento y esporádicas bandas concordantes color verde oscuro de anfibolitas; con tendencia 10-15° de hasta 15 cm de ancho, localmente asociadas a sectores graníticos

ricos en cuarzo. Las dataciones radiométricas K/Ar en hornblenda de 945 ± 40 Ma (Goldsmith *et al.*, 1971) y $^{40}Ar/^{39}Ar$ en hornblenda de 668 ± 9 Ma y 574 ± 8 Ma (Restrepo-Pace, 1995) de neises hornbléndicos de las Planchas 66 y 76 del INGEOMINAS, determinan una edad Precámbrica. La unidad ha sido correlacionada con rocas metamórficas precámbricas de la Guajira (Radelli, 1962a), Macizo de Garzón (Radelli, 1962b), Serranía de la Macarena (Gansser, 1954) y Sierra Nevada de Santa Marta (Gansser, 1955; Tschanz *et al.* 1969; Tschanz *et al.* 1974).

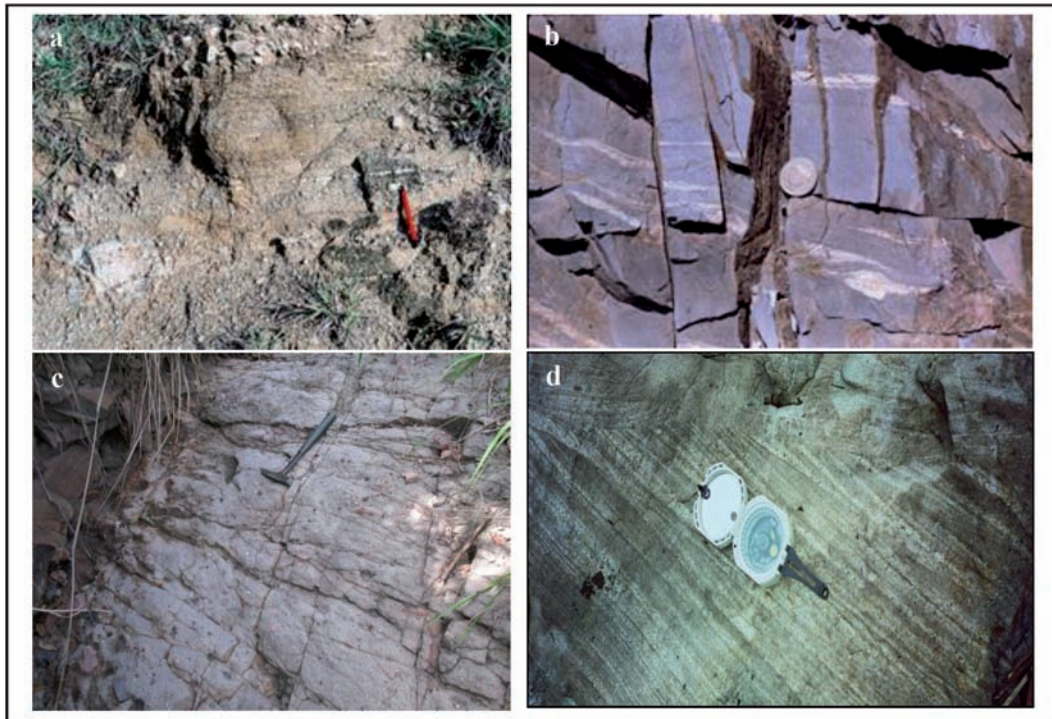


FIGURA 5. a) Afloramiento en la vía que conduce a la troncal de la Costa, sector Vereda La Raya. Bandeamiento centimétrico de la Unidad NPb. b) Afloramiento sector “lomo partido”. Foliación de esquistosa (S_2) de la Unidad Pzv. c) Tobas cristalinas de composición dacítica pertenecientes a la Unidad J1-2n. d) Loma Las Piedras. Laminación en artesa que presentan las areniscas subarcóicas de la Formación Río Negro.

Paleozoico

Unidad Metasedimentaria de la Quebrada La Virgen (Royero, 1994) (Pzv): en la zona de estudio, la formación está caracterizada por cerros alargados y disectados con pendientes altas y moderadas en donde afloran rocas metasedimentarias en forma de franja de dirección N-NW que ocupa el 35% del sector este del área cartografiada (FIGURA 4). La secuencia presenta un grado de metamorfismo bajo ya que localmente es posible observar la textura sedimentaria que aún se conserva, por ejemplo en el sitio El Boquerón. Se encuentra en contacto tectónico fallado a través de la zona de daño del SFB,

en donde incluye lomos de presión “acuñados” del Neis de Bucaramanga; está suprayacida discordantemente por rocas de la Formación Norean y depósitos cuaternarios aluviales y coluviales. Se observan buenos afloramientos a lo largo de las Quebradas La Honda, La Raya, Quebradientes y sobre las carreteras Pailitas- Curumaní y Curumaní-Alto El Champán.

Tectónicamente las rocas de la Unidad Metasedimentaria de la Quebrada La Virgen (Royero, 1994), están limitadas al este por la Falla de Caracolí y al oeste por la Falla de Bolo Azul y continúan hacia el norte hasta el cerro El Champán. El tectonismo que afecta notablemente a la unidad le da un

aspecto de “filitas” y “pizarras” a las de granulometrías más finas y de brechas a las más gruesas. Estas rocas están intruidas por diques no cartografiados de composición dacítica a riódacítica; cuerpos granodioríticos de espesor considerable y abundantes venas de cuarzo en diferentes direcciones sobre todo en los sitios donde se evidencia deformación cataclástica. Estructuralmente esta unidad presenta foliación esquistosa (FIGURA 6) con rumbos de noreste (NNE) y subordinados al noroeste (NNW), buzamientos que varían entre 70° y 30° al este y oeste respectivamente, plegamiento isoclinal y apretado a todas las escalas, crenulación, alto diaclasamiento y rasgos mesoestructurales que evidencian varias fases de deformación penetrativa sobrepuestas que permiten inferir un engrosamiento estructural complejo para una unidad polideformada (FIGURA 5b).

Litológicamente está compuesta de base a techo por una sucesión de capas gruesas y medianas de color gris verdoso cuando están frescas y carmelita grisáceo cuando están alteradas de metarenitas y metalodolitas principalmente, con laminación plana paralela que en algunas partes aparece deformada junto con intercalaciones de metaconglomerados hacia el techo. Macroscópicamente se identificaron dentro de esta Unidad las siguientes litologías:

Metalodolitas esquistosas cuarzo grafitosas: es el tipo de litología dominante, aproximadamente un 85% del total de la unidad en la zona de estudio, macroscópicamente presentan una estructura esquistosa, color negro lustroso, untuosos por la presencia de “grafito”, brillo sedoso, menor competencia y partición irregular. Se encuentran generalmente intercaladas con potentes cuerpos de meta-arenitas. Las metalodolitas presentan crenulación con una tendencia de 335-85-32 SE en el sector de la Quebrada La Rayita y plegamiento tipo “Z” 288-30°NW en el sector de la Quebrada El Sinai.

Meta-arenitas cuarzo cloríticas: bajo esta nomenclatura se denominó una secuencia que corresponde al 15% del total de la unidad en la zona de estudio, conformada por meta-arenitas levemente esquistosas a masivas de color verde claro, variaciones en el tamaño de grano de medio a fino, que afloran con una gran potencia a través del cauce de la Quebrada El Sinai (Vereda La Rayita) y en menor potencia en el resto del área. Se encuentran generalmente intercalados con metalodolitas, que dado su comportamiento plástico, permiten el transporte tectónico oeste sobre este, de esta unidad más competente e indican fallamiento de bajo ángulo entre estas. Royero (1997) midió un espesor de 2.202 m, pero se estima que el espesor total de la unidad puede ser superior por estar muy plegada y fallada en la base y en el techo.

La edad de la Unidad **Pzv** aún no está definida, pero se correlaciona tentativamente con la parte media-superior de la Serie de Perijá, de edad cambro-ordovícica (Forero, 1969, 1970); igualmente podría correlacionarse con la secuencia metasedimentaria que aflora entre Silos y Guaca (Santander), que en concepto oral de A. Forero (en Clavijo, 1994a), es de edad predevónica, posiblemente Silúrica; cartografiada por Ward *et al.* (1973) como Formación Floresta Metamorfozada, probablemente es equivalente a la parte del Grupo Quetame que fue datada del Silúrico Inferior. En la Cordillera Central es posible compararla con la Formación Amoyá, de edad Paleozoica (Nuñez *et al.*, 1984).

Jurásico

Unidad Volcanoclastica de Noreán (Clavijo, 1994b) (**J1-2n**): las rocas relacionadas con esta unidad afloran en tres fajas de dirección NNW-SSE a través de la zona de estudio y ocupan el 25% del área cartografiada (FIGURA 4). Dos de las fajas afloran al oriente y una al occidente del SFB. La primera faja está limitada al occidente por la Falla de cabalgamiento de Caracolí que la pone en contacto con la Unidad Pzv del Paleozoico Inferior, al oriente el límite es una discontinuidad estratigráfica con la Formación Río Negro del Cretácico Inferior. La segunda constituye una repetición parcial de la primera por efecto de la Falla de cabalgamiento de Animito, que la pone en contacto de nuevo con la Formación Río Negro, esta vez suprayaciéndola. En estas dos fajas, la unidad está constituida predominantemente por tobas cristalinas (FIGURA 5c), de composición dacítica, riódacítica y riolítica, dispuestas en capas muy delgadas (1-5 cm), planas paralelas de color rojo grisáceo, gris intermedio y naranja grisáceo, en menor proporción se tienen areniscas arcósicas de grano medio y grueso rojizas y púrpuras, areniscas lodosas púrpuras conglomeráticas, areniscas y limolitas tobáceas de color púrpura y aglomerados de color rojizo con clastos subredondeados de rocas volcánicas de hasta 20 cm de diámetro. La tercera faja predominante riódacítica y riolítica presenta una morfología montañosa estrecha y alargada y pequeñas colinas aisladas como son las de las Sabanas Los Entierros y de Guamal, las cuales han sido levantadas por la actividad reciente del SFB y descubiertas por los procesos erosivos actuales. Al oriente de Pailitas esta faja de la Unidad J1-2n se observa en contacto fallado con la Unidad Npb, mientras que al oeste, está cubierta discordantemente por la Formación Zambrano-Sedimentitas de Arjona, depósitos Cuaternarios coluviales y aluviales en terrazas de gran espesor (Quebradas Arroyo Hondo y La Rayita). Hacia el extremo norte, esta faja de la Unidad J1-2n, se presenta en contacto discordante con el Grupo

Cogollo. Sus mejores afloramientos se encuentran restringidos sobre el cauce de la Quebrada Arroyo Hondo inmediatamente al sureste del Corregimiento de Pailitas. Estas rocas son intruidas por cuerpos hipobasales de riolitas, riocáciticas y dacitas porfídicas con fenocristales de plagioclasa de hasta 5 cm de diámetro alterada en algunas partes a sericita y epidota dentro de una matriz félsica.

al noroeste del área de estudio en el Cerro El Champán, donde intruyen rocas de la Unidad Pzv (FIGURA 4). Esto cuerpos ígneos se caracterizan por formar cerros redondeados con meteorización esferoidal de composición granodiorítica gris a gris rosada, con textura fanerítica, de grano medio a grueso, constituida por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. Pueden presentarse variaciones a cuarzodiorita, granito y monzogranito. La edad de estas rocas se ha establecido indirectamente con base en relaciones estratigráficas con rocas de litología semejante que hacen parte del Batolito de Segovia de edad Jurásica (Rodríguez y Pernet, 1983), en donde Feininger *et. al.* (1972) y Álvarez (1983) reportan una isócrona de 160 Ma.

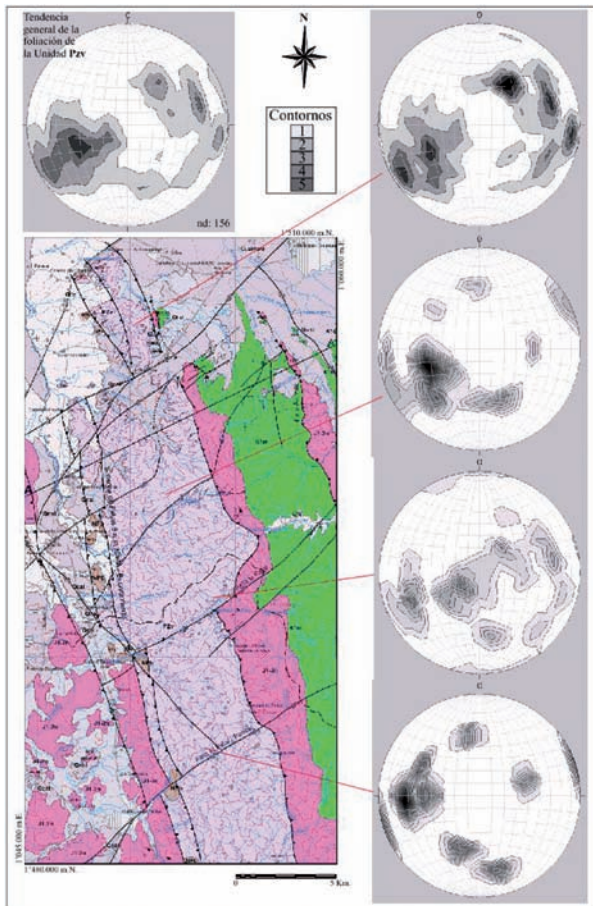


FIGURA 6. Estereogramas de densidad de contornos para la foliación de esquistosidad (S_2) de la Unidad Pzv. Proyección equiareal hemisferio inferior.

La edad de la Unidad J1-2n (Clavijo, 1994b) se ha definido por sus relaciones de campo observables en la Plancha 64 del INGEOMINAS, según García y Pineda (1993) donde se presenta suprayaciendo concordantemente a la Formación Morrocoyal del Jurásico Inferior (Geyer, 1969); además está intruida por rocas ígneas del Jurásico Superior, posición que permite considerarla indirectamente de una edad del Jurásico Inferior a Medio.

Granitoides de San Lucas (Jgsl): se emplea este nombre informal para designar un conjunto de rocas ígneas intrusivas de composición intermedia que aflora

Cretácico

Formación Río Negro (K1rn): término utilizado por primer vez por Hedberg (1931) en la Serranía de Perijá, Venezuela, para designar una secuencia de areniscas de grano grueso cuarzosas, arenisca conglomerática y conglomerados basales del Cretácico. En Colombia el nombre ha sido utilizado en el mismo sentido que en Venezuela en la Serranía de Perijá y Cuenca del Cesar (Julivert, 1968). La unidad aflora, además de las descritas en Perijá, en alrededores de Curumaní por el curso del Río Animito y la Quebrada La Esmeralda. En el área de estudio esta unidad aflora hacia el oriente, haciendo parte de las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental, formando dos fajas de dirección NNW-SSE que ocupan el 25% del área objeto de estudio (FIGURA 4).

La primera faja está localizada al oeste de la falla de cabalgamiento de Animito y se extiende desde la vereda Los Andes al sur, hasta la Loma Las Piedras, terminando hacia el norte en colinas alargadas de pendientes moderadas, que están en contacto con depósitos Cuaternarios; esta faja de la Formación Río Negro está en contacto estratigráfico discontinuo con la infrayacente Unidad J1-2n (Clavijo, 1994b) al occidente y en contacto fallado al oriente. Está constituida predominantemente por areniscas de grano medio y grueso de color crema, bien seleccionadas con granos subredondeados a subangulares; areniscas conglomeráticas de grano medio a guijo y en menor proporción por conglomerados arenosos de guijos, guijarros y lodolitas arenosas. Composicionalmente, las areniscas varían de subarcósicas y sublíticas hasta cuarzoarenitas, las lodolitas son predominantemente cuarzosas y los conglomerados desde líticos hasta cuarzosos. Están dispuestas en capas medianas y gruesas de geometría cuneiforme y plana paralela con laminación interna cruzada plana y en artesa (FIGURA 5d). Las lodolitas son grises claras dispuestas en capas

delgadas planas paralelas. Estas rocas aparecen cruzadas localmente por venas de Barita de 20 a 40 cm de espesor (Quebrada Piedra Moná).

La segunda faja está ubicada al este de la falla de cabalgamiento Animito y aparece formando cerros alargados que se hacen más pequeños al estar cubiertos por depósitos Cuaternarios. Esta faja al parecer se extiende hacia el sur del área de estudio, hasta la Plancha 56 de INGEOMINAS, donde se encuentra en contacto estratigráfico continuo con el Grupo Cogollo. La litología en esta faja es muy similar a la encontrada en la primera y está constituida principalmente por areniscas de grano medio a grueso que varían en composición de subarcósica a cuarzoarenita; areniscas conglomeráticas, lodolitas cuarzosas y conglomerados que varían de líticos a cuarzosos.

La edad de esta formación es asignada Aptiano Inferior a Barremiano- Neocomiano.

Grupo Cogollo (K1c): Miller (1960, en Julivert, 1968) utilizó este término para la Serranía de Perijá y el Valle del Río Cesar en el mismo sentido que Sutton (1946) en Venezuela. Miller (1960), lo divide en “Cogollo inferior” que consta de calizas, calizas arenosas y areniscas calcáreas de edad Barremiano-Aptiano y “Cogollo Superior” de calizas, arcillolitas y areniscas interpuestas, de edad Aptiano-Cenomaniano. Los afloramientos de esta unidad en el área se presentan al SW de Curumaní en la Quebrada Angostura, donde forman cerros alargados que están parcialmente cubiertos por depósitos Cuaternarios. La litología en este sector consta de calizas biomicrudíticas y micríticas con abundante contenido de conchas de bivalvos, serpúlidos y lamelibranchios que corresponderían al “Cogollo Inferior” de Miller (1960).

Cuaternario

Los depósitos identificados ocupan el 10% del área objeto de estudio (FIGURA 4) y en general pueden clasificarse por su origen en depósitos de dinámica fluvial y de acumulación, los cuales se agrupan en abanicos aluviales y terrazas (Qcal), llanuras de inundación (Qfal) y depósitos de canal (Qfc).

METODOLOGÍA

La metodología seguida para el desarrollo de esta investigación incluye cuatro etapas principales en las que se realizó recopilación, selección y análisis de parte de la literatura disponible y relacionada con aspectos de la geología estructural con énfasis en zonas de cizalla,

fallas y zonas de falla, procesamiento estadístico e interpretación de datos estructurales, reconstrucción geométrica de paleoesfuerzos y estudios estratigráficos, estructurales y geodinámicos, asociados con las unidades geológicas y estructuras presentes en la zona, tanto a nivel regional como local. Seguido se procedió a realizar recorridos sistemáticos (traversas estructurales) de la zona de estudio aprovechando los cortes de los drenajes principales y algunos carreteables, a escala 1:25.000, con el fin de obtener los datos litológicos y estructurales, diferenciar unidades geológicas y recolectar muestras orientadas. Posteriormente se procedió a hacer análisis mesoestructurales, microestructurales y cinemáticos de cincuenta (50) secciones delgadas de rocas de falla con deformación frágil y dúctil, con el fin de caracterizar eventos tectónicos superpuestos con base en las condiciones de deformación involucradas, sentidos de cizalla registrados y su compatibilidad cinemática y relaciones de superposición presentes. Las condiciones de deformación fueron establecidas teniendo en cuenta la microestructura de los cristales pre-cinemáticos presentes, las fases mineralógicas neoformadas y los sistemas de deslizamiento intracristalino activos (Tullis *et al.*, 1982; Passchier and Trouw, 1996, 2005). Para cada muestra, se efectuaron dos cortes orientados, ambos perpendiculares a la foliación, de los que se obtuvieron secciones paralelas y normales a la lineación de estiramiento (secciones P y N, respectivamente). Estos análisis se realizaron en los microscopios NIKON ALPHAPHOT-2 YS2 del laboratorio del Servicio Geológico Colombiano, sede Bogotá. Las siglas de abreviaturas empleadas para los minerales en las microfotografías se basan en Kretz (1983). Finalmente, teniendo en cuenta las características geométricas y cinemáticas de las deformaciones presentes en las rocas de falla asociadas a la actividad tectónica del segmento sur de la traza del SFB se planteó el modelo más apropiado para analizar el régimen de esfuerzos y el significado de las deformaciones encontradas en la zona de estudio y su relación con los diferentes modelos evolutivos propuestos en la geología colombiana.

RESULTADOS ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y MICROESTRUCTURAL

El análisis petrográfico y microestructural de las rocas de falla relacionadas con cada una de las unidades tectonoestratigráficas diferenciadas en campo y en especial de aquellas que registran efectos tectónicos mesoscópicos en el área de estudio, se realizó en cincuenta (50) secciones delgadas de las Unidades Npb y Pzv, orientadas perpendicularmente a la foliación

mesoscópica y paralelas a la lineación de elongación mineral (secciones XZ del elipsoide de deformación de Simpson and Schmid, 1983).

Neis de Bucaramanga (NPb)

Esta unidad macroscópicamente presenta bandeamiento por sectores que le imprimen un aspecto gnésico, dichas bandas son desplazadas en el orden de cm por sistemas menores de fallas (FIGURA 7a). Debido a las condiciones a las que han sido expuestas las rocas, microscópicamente presentan deformación que causa una respuesta a escala de granos en la que los cristales de feldespato, los cuales presentan evidencias de deformación frágil como fracturas, se orientan generando en algunos casos textura “augen”, y los porfiroclastos de feldespato son embebidos en una matriz cuarzofeldespática, en la que el cuarzo evidencia en algunos casos deformación dúctil y en otros reducción de tamaño de grano debida a cataclasis. La composición mineralógica de esta unidad en términos generales comprende dos feldespatos potásicos, ortosa y microclina; cuarzo; plagioclasa que varía desde oligoclasa a andesina ($An_{11} - An_{40}$), casi totalmente alterada a sericita; biotita, alterada a clorita en la mayoría de los casos; epidota; apatito; esfena; opacos, principalmente magnetita, rutilo y circón. Adicionalmente, esta unidad a escala de afloramiento presenta localmente diques de composición félsica y en menor proporción máfica, con espesores que alcanzan los 3 a 15 cm al igual que venas félsicas extensionales de espesores centimétricos.

Cataclasitas: en afloramiento, la zona de cataclasitas presenta un espesor discontinuo aproximado de 5 – 15 m y se caracteriza por la presencia de un material con aspecto brechoide, en el que se observan cristales de feldespato; en algunos sectores es clara una textura de flujo, en la que se pueden diferenciar estos porfiroclastos con formas semejantes a ojos (textura augen), embebidos en una matriz de grano fino a medio. Las cataclasitas microscópicamente consisten en mayor proporción de porfiroclastos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo y en menor proporción de epidota, magnetita, clorita y biotita, dispersos en una matriz cuarzofeldespática con tamaño de grano fino (FIGURA 7b).

Mineralogía detallada:

Feldespatos: La ortoclasa y la microclina son los constituyentes principales de la roca, con una proporción variable entre 35% y 43%, mientras que la plagioclasa varía entre oligoclasa y andesina ($An_{11} - An_{40}$) y se encuentra en menor proporción. En las rocas es común observar la presencia de dos feldespatos potásicos, uno pertítico no maclado, correspondiente a ortoclasa, y microclina, la cual se encuentra maclada. En la ortoclasa

es común observar texturas de inversión a microclina (FIGURA 7c). Los cristales de ortoclasa son de tamaño de grano grueso a fino (menor a 8 mm), elongados y definen macroscópicamente la textura augen. Debido a efectos tectónicos, los cristales generalmente presentan contactos interlobulados, extinción ondulante, alto fracturamiento y texturas de desmezcla (pertitas). En cuanto a la microclina, es común encontrarla asociada con la ortoclasa, como producto de inversión o como cristal primario con maclas deformadas, dobladas y con *kinking*. Se observan algunos cristales fracturados y recrystalizados con cuarzo, con tamaño de grano fino (FIGURA 7d). La composición de la plagioclasa varía comúnmente entre oligoclasa y andesina, se encuentra frecuentemente maclada siguiendo la ley de albita, albita-*carlsbad*, *carlsbad* y periclina. La proporción en que se encuentra la plagioclasa en la roca no excede el 30%, presentando intensa alteración a sericita, el tamaño de grano varía de medio a muy fino (menor a 3 mm). Debido a la deformación los cristales se encuentran fracturados, con maclas dobladas, “*kinking*” y maclas de deformación (FIGURA 7e). Adicionalmente es común observar cristales de plagioclasa con textura poiquilítica incluyendo a feldespato potásico.

Cuarzo: Se presenta en agregados policristalinos monominerálicos con tamaño de grano medio a muy fino (menor a 3 mm). Es el segundo mineral en importancia después del feldespato potásico, con una cantidad promedio entre 35% y 40%. Los cristales de cuarzo presentan bordes interlobulados y evidencias de deformación dinámica caracterizada por recrystalización por migración de borde de grano (FIGURA 7f), desarrollo de subgranos, pinado “*pinning*”, extinción ondulante y lamellas de deformación (FIGURA 7g). Se pueden observar fracturados por sectores, y de igual manera recrystalizados asociados con los feldespatos.

Biotita: Se observa en cristales de tamaño de grano medio a fino, con evidencias de deformación y en algunos casos totalmente alterada a clorita. Es común observarla en cristales asociada con epidota y opacos, aunque también se puede observar en agregados policristalinos poliminerálicos. Otra forma de presentación de la biotita es como un mineral neocrystalizado con tamaño de grano muy fino, en agregados equigranulares, asociada a venas de pseudotaquilita.

Apatito: Se presenta como cristales aislados euhedrales a anhedrales con formas redondeadas asociados con biotita – clorita y opacos (magnetita).

Epidota: Se presenta diseminada en la roca asociada principalmente con minerales opacos (magnetita) y biotita – clorita, y rellenando venas que sugieren temperaturas

de fusión por encima de la temperatura de la epidota. De acuerdo con Takagi *et al.* (2000) la presentación en

venas de la epidota sugiere actividad de fluidos durante la deformación (FIGURA 7h).

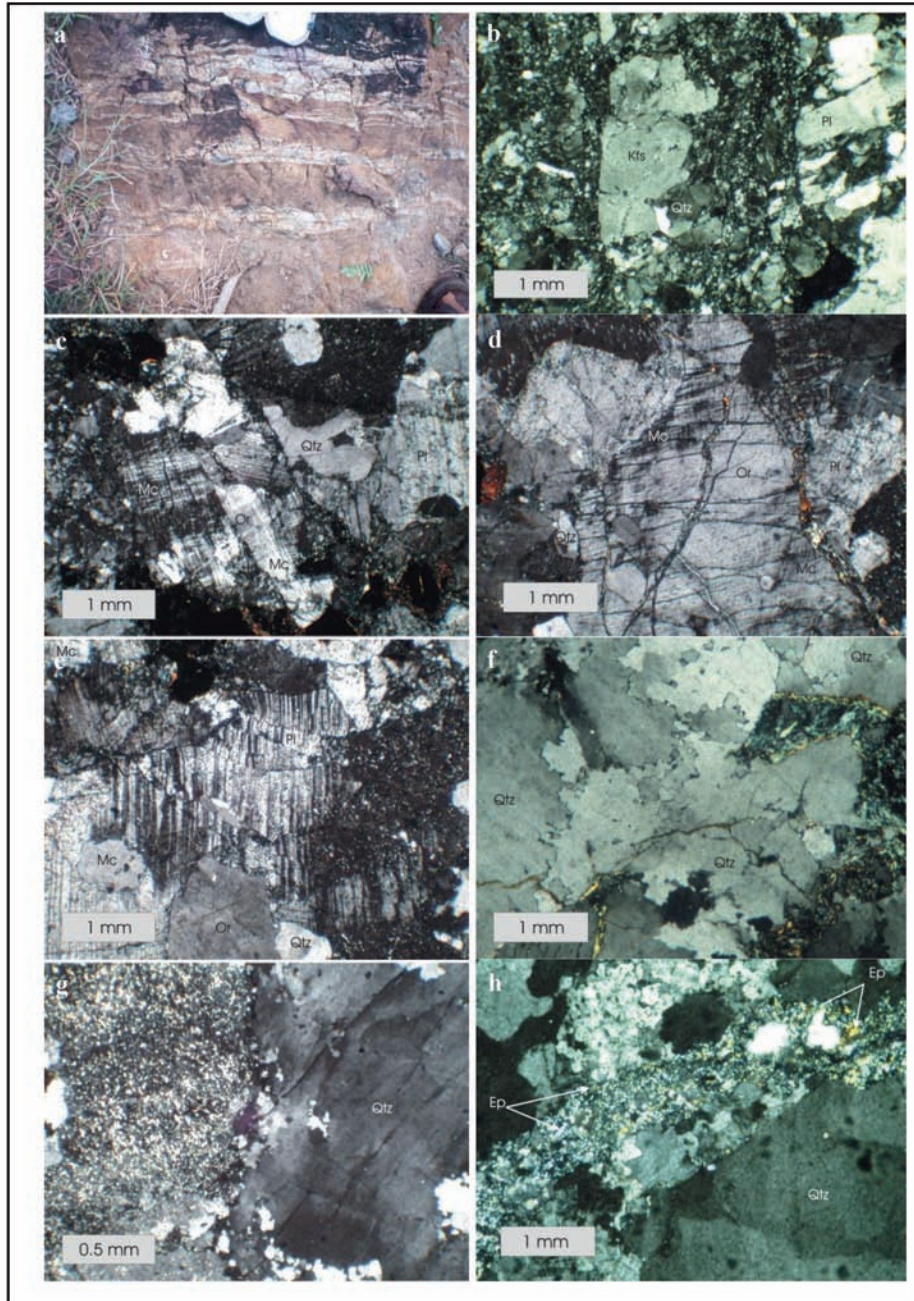


FIGURA 7. **a)** Afloramiento en la margen sur de la Quebrada La Raya. Desplazamientos cm del bandeamiento macroscópico de la Unidad NPb. **b)** Cataclasita de la Unidad NPb, constituida por porfiroclastos de cuarzo (Qtz), feldespato (Kfs) y plagioclasa (Pl), dispersos en una matriz cuarzofeldespática con tamaño de grano fino a muy fino. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201083 H↑T→. **c)** Ortoclasa (Or) con texturas de inversión a microclina (Mc). Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 H←B↑. **d)** Microclina (Mc) como producto de inversión de ortoclasa (Or). Se presenta *kinking* y fracturamiento en el feldespato potásico y la plagioclasa y recrystalización de cuarzo. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 B→. **e)** Plagioclasa (Pl) con fracturamiento, *“kinking”* y maclas de deformación. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 H←B↑. **f)** Cristales de cuarzo (Qtz) con bordes interlobulados y evidencias de deformación dinámica caracterizada por recrystalización por migración de borde de grano. Luz polarizada cruzada. **g)** Cuarzo (Qtz) con recrystalización por migración de borde de grano, desarrollo de subgranos, pinado *“pinning”*, extinción ondulante y lamellas de deformación. Luz polarizada cruzada. 1201076 T. **h)** Venas de epidota (Ep) que sugieren actividad de fluidos durante la deformación. Luz polarizada cruzada.

Clorita: Se observa remplazando a la biotita como producto de alteración y por la cristalización de vidrio.

Magnetita: Se presenta como cristales aislados con desarrollo de lamellas de deformación, se asocia con epidota, clorita y biotita.

Además de los minerales anteriormente mencionados es común observar en la roca esfena, rutilo y circón como minerales accesorios.

Microfracturas: la cataclasis se encuentra evidenciada por la generación y distribución de arreglos ortogonales de fracturas y microfracturas transgranulares, intragranulares y circumgranulares (Blenkinsop, 2000), las cuales pueden presentar desplazamiento dando origen a microfallas donde se produce la fragmentación de los cristales.

Microfracturas intragranulares: donde los mecanismos de deformación obedecen a choque (*impingement*), defectos (*flaw*) de los cristales como dislocaciones y clivajes pre y sindeformacionales e inducidas por microfallas, se encuentran afectando principalmente feldespatos y en menor grado cuarzo. Es común encontrarlas realizadas por alteración de los feldespatos (FIGURA 8a), o generando diferenciación y desplazamiento de bloques similares a estructuras en dominó (FIGURA 8b) debido a la acción de microfracturas de cizalla intragranular (FIGURA 8c).

Microfracturas transgranulares: los mecanismos de deformación obedecen a inducción por microfallas y por defectos (*flaw*), afectan toda la unidad y están asociadas comúnmente a microfracturas de extensión (FIGURA 8d) relacionadas con cizalla.

Microfracturas circumgranulares: los mecanismos de deformación obedecen a defectos (*flaw*) preexistentes como los contactos intergranulares, se encuentran afectando toda la unidad y están asociadas comúnmente a microfracturas de extensión (FIGURA 8e) en las que es común observar una reducción del tamaño de grano.

Estos tipos de mecanismos de deformación, con aumento progresivo del esfuerzo actuando sobre los cristales, son los responsables de la reducción del tamaño de grano en las cataclasitas (FIGURA 8f), dando origen a fragmentación de cristales y texturas tipo mortero a partir de fracturas extensionales y cizallas tipo “*Riedel*”.

Estructuras tipo “*Riedel*”: la fábrica interna de las cataclasitas, puede contener microestructuras que pueden ser usadas para determinar sentidos de cizalla, como en las milonitas. El sentido de cizalla puede ser determinado en el campo por el desplazamiento de indicadores como en las

zonas de cizalla dúctil. Las cizallas tipo “*Riedel*”, son un conjunto de fracturas subsidiarias con distinta orientación y sentido de movimiento, las cuales son subdivididas dentro de cizallas R, R', P y Y, (FIGURA 8g) estas permiten inferir una orientación del sentido de cizalla de las zonas de deformación frágil. En el recuadro de la FIGURA 8g se presenta un diagrama esquemático que muestra las características geométricas y sentido de cizalla de los tipos más comunes de cizallas tipo “*Riedel*” (cizallas R, R', P, Y y T) en una zona de falla frágil. El sentido de la cizalla es principalmente establecido por la deflexión de las cizallas antiguas, en cataclasitas o *gouge* foliados o por la deflexión de las foliación (S). En la zona de estudio se presentan en rocas de la serie cataclasitas, con indicadores sinextrales asociados a la cinemática del SFB.

Estructuras tipo “*pull-apart*”: es común observar estructuras tipo “*pull-apart*” (FIGURA 8h) asociadas a fallas de cizalla en las que existen arreglos paralelos de defectos (*flaw*) en escalón (*en-échelon*), las cuales son aprovechadas para la cristalización de nuevos minerales.

Microfallas: se reconocen no solo por el desplazamiento de venas, límites de grano y fragmentos de cristales (FIGURA 9a), sino también por la presencia de fragmentos de cristales deformados por cataclasis embebidos en un cemento precipitado (FIGURA 9b). Los fragmentos cristalinos son angulares, pobremente sorteados, de cuarzo y feldespatos, los cuales varían en tamaño de grano de micras a la amplitud de la microfalla en algunos casos. Pueden observarse texturas en rompecabezas debido a la poca proporción de matriz (FIGURA 9c) y texturas en la que los fragmentos cristalinos se encuentran embebidos en la matriz aislados unos de otros (FIGURA 9d).

Bandas de deformación: se observan a escala de granos (FIGURA 9e), debido a mecanismos que obedecen a defectos (*flaw*) de los cristales como dislocaciones, bandas *kink* y lamellas de deformación y a microfracturas plásticas mal unidas. Es común observarlas en algunos cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (ortoclasa).

Microestructuras de deformación: la microestructura registrada en la Unidad Npb es caracterizada por la acumulación de deformación intracristalina, combinada con la reducción en el tamaño de grano. En términos generales, las microestructuras que presentan los minerales registran la deformación a la que ha sido expuesta la roca y sugieren flujo cataclástico en sitios de dislocación tangencial (Tullis and Yund, 1987; Pryer, 1993), asociadas a cataclasis. En el cuarzo es común observar desarrollo de subgranos en bloques, recristalización por migración de borde de grano, recristalización de borde de grano,

reducción del tamaño de grano debido a cataclasis que sugiere desarrollo de abrasión por fallamiento (Pryer, 1993), microfrazas transpresivas y transtensivas,

extinción ondulante y lamellas de deformación, lo que manifiesta recristalización dinámica (Shelley, 1993; Passchier and Trouw, 1996; 2005).

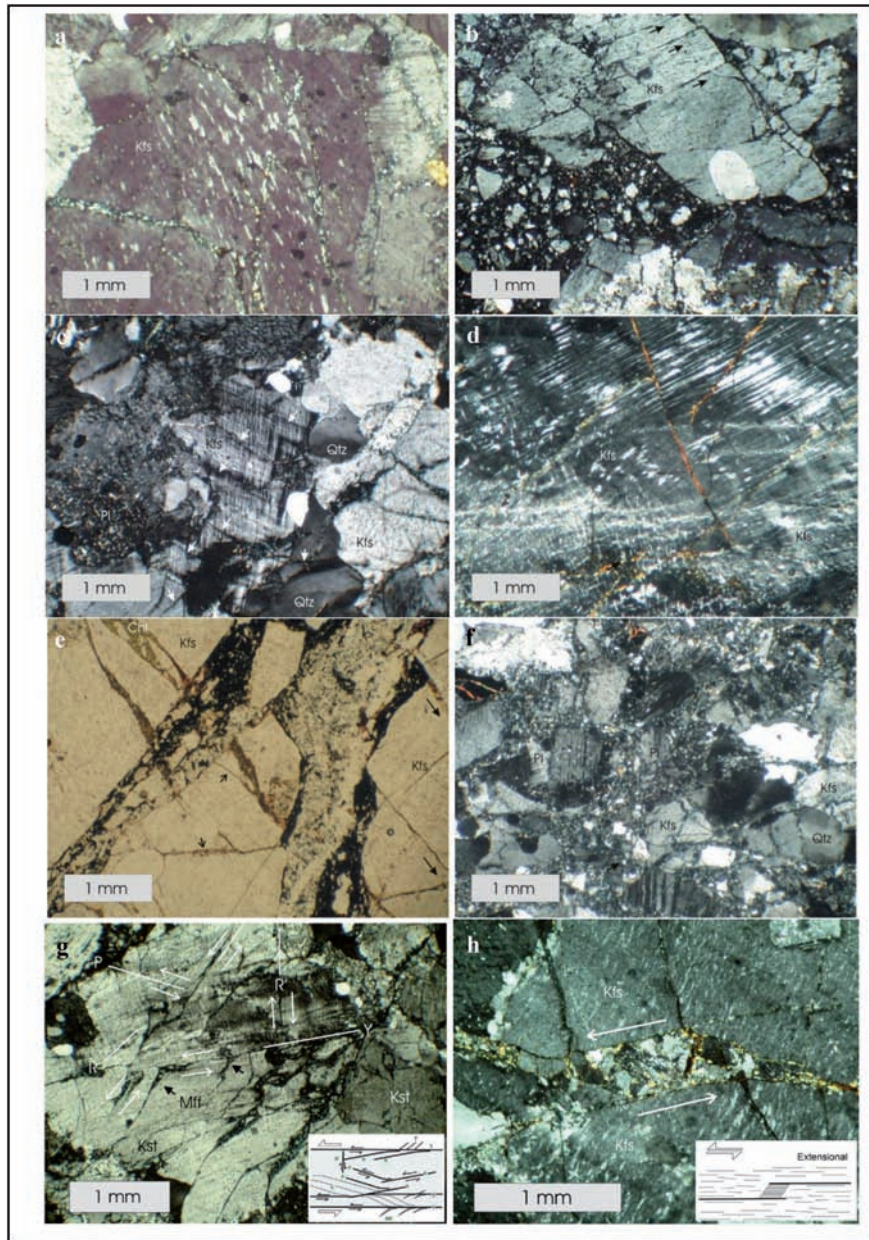


FIGURA 8. a) Feldespato potásico (Kfs) con desarrollo de microfrazas intragranulares. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201083 H \uparrow T \rightarrow . b) Feldespato potásico con desarrollo de bloques similares a estructuras en dominó. Las flechas indican los desplazamientos de los bloques de feldespato potásico. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201076 T. c) Cristales de feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz), con desarrollo de microfrazas de cizalla intragranular (flechas blancas). Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 H \leftarrow B \uparrow . d) Feldespato potásico con desarrollo de microfrazas transgranulares. Luz polarizada cruzada. e) Microfrazas de extensión donde se aprecia reducción del tamaño de grano. Las flechas de mayor longitud representan el movimiento del bloque de feldespato potásico (Kfs) que da origen a las fraduras de extensión. Las flechas de menor extensión muestran límites de grano generados por fraduras circumgranulares, en algunos casos rellenas por clorita (Chl). Luz polarizada plana. f) Microfotografía mostrando deformación frágil de feldespato potásico (Kfs), Plagioclasa (Pl) y Cuarzo (Qtz), con desarrollo de textura tipo mortero. Luz polarizada cruzada. g) Cizallas tipo Riedel (cizallas R, R', P, Y y T). Mff- microfrazas. Fuente: Tomado de Passchier and Trouw, 1995. h) Desarrollo de estructuras tipo "pull-apart". Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201070 T.

Los feldespatos se presentan comúnmente fracturados, con recristalización de borde de grano que generan estructuras de núcleo y manto. Los núcleos de feldespato potásico son mucho mayores que los clastos de la matriz. Los cristales de feldespato potásico presentan bordes aserrados, *microkinking* y microfracturamiento. Los cristales de plagioclasa presentan *microkinking*, maclas dobladas y maclas de deformación, recristalización de borde de grano por sectores y como producto de desmezcla del feldespato potásico (ortoclasa). De acuerdo con lo descrito anteriormente, la deformación de los feldespatos indica temperaturas de deformación inferiores a 450°C, por debajo del rango de deformación frágil del feldespato (Pryer, 1993). Las pertitas en flama elipsoidales (FIGURA 9f) encontradas en los feldespatos potásicos se presentan orientadas de forma paralela a

subparalela a la dirección de aplastamiento, haciendo parte de cristales rotados por efectos de la cataclisis. Estas pertitas corresponden a texturas de desmezcla que son formadas por enfriamiento rápido del feldespato potásico (ortoclasa) de alta temperatura (Spry, 1969; Bard, 1985; Barker, 1994), aprovechando para su emplazamiento sitios de deformación intracristalina (Pryer, 1993; Pryer and Robin, 1995; Passchier and Trouw, 1996; 2005) y vacíos dejados por esfuerzos menores a los requeridos para que los feldespatos se deforman frágilmente (Pryer and Robin, 1995, Passchier and Trouw, 2005). Es común, además de las pertitas en flama anteriormente descritas, observar otros tipos de pertitas interpenetradas en manchas, tablero y vara, las cuales evidencian un protolito ígneo para los feldespatos junto con las microclinas producidas a partir de la inversión de la ortoclasa (Shelley, 1993).

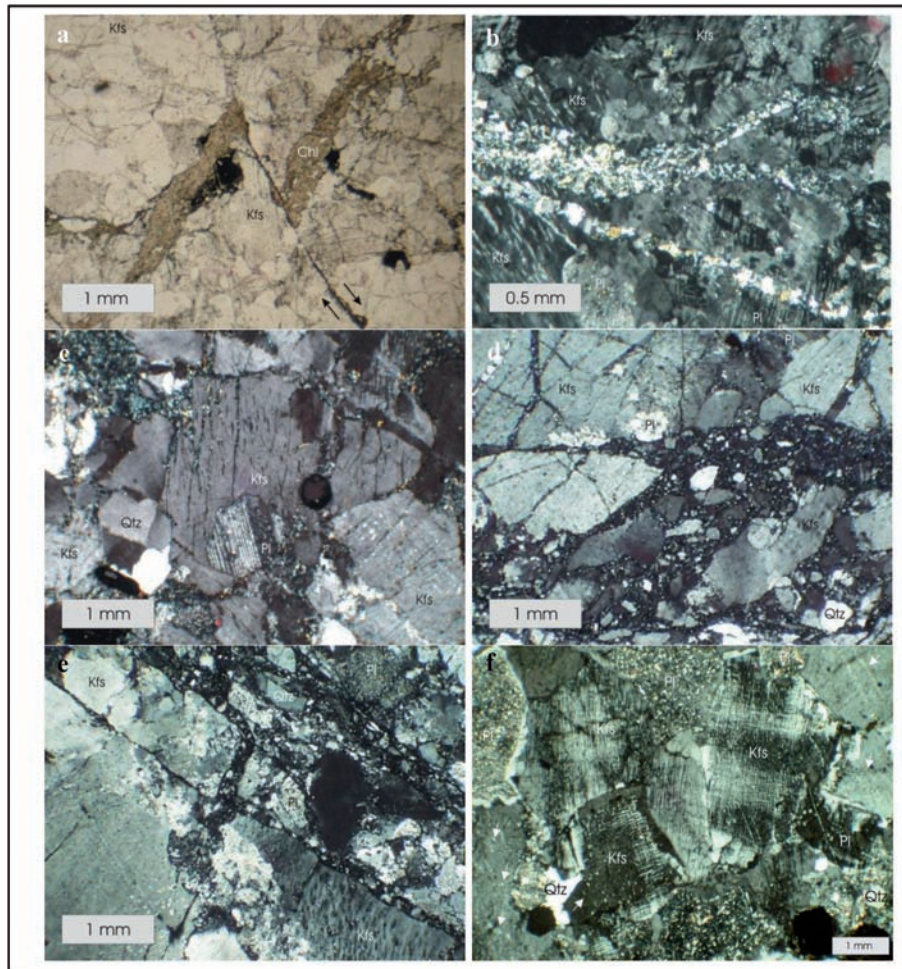


FIGURA 9. a) Microfallamiento dextral de una vena de clorita (Chl). Luz polarizada paralela. Muestra IGM 1201074 H←B↑. **b)** Fragmentos de cristales deformados por cataclisis embebidos en un cemento precipitado. Luz polarizada cruzada. Kfs: Feldespato potásico; Pl: Plagioclasa. **c)** Desarrollo de texturas tipo rompecabezas en cristales de cuarzo (Qtz), feldespato (Kfs) y plagioclasa (Pl). Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201076 T. **d)** Flujo cataclástico. Fragmentos cristalinos de feldespato, cuarzo y plagioclasa embebidos en una matriz. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 B→. **e)** Desarrollo de bandas de deformación cristalina en feldespato potásico (Kfs) y cuarzo (Qtz). Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201076 H↑T→. **f)** Desarrollo de pertitas en flama elipsoidales, feldespato potásico (Kfs), Plagioclasa (Pl). Qtz: Cuarzo. Luz polarizada cruzada.

Unidad Metasedimentaria de la Quebrada La Virgen (Pzv).

Las rocas incluidas en la zona de daño del SFB y cuyos protolitos son asociados con la unidad Pzv, corresponden a milonitas de “strain” bajo a moderado (Tikoff and Greene 1997), en las cuales se puede observar o relacionar evidencias microestructurales y/o petrográficas de al menos una fase deformativa penetrativa previa (foliación de esquistosa) (FIGURAS 10a y 10b). Las rocas seleccionadas para el análisis, corresponden a milonitas cuarzosas a cuarzo micáceas y milonitas pelíticas, clasificación que agrupa el análisis de la microestructura

y de las fases mineralógicas neoformadas, durante la deformación dinámica de esta unidad (FIGURA 10c). Se caracterizan por presentar una foliación milonítica sinextral, con tendencia general en rumbos que varían de NNE a NNW, buzamientos intermedios a altos (40-80°) al E, y una lineación mineral al NNE, con ángulos de barrido que varían desde horizontal a subvertical (FIGURA 10d). De forma generalizada desarrollan clivaje de banda de cizalla, que definen estructuras S-C' (Berthé *et al.* 1979) o de clase IV (Jiang and White 1995), las cuales forman ángulos agudos que varían entre 30-35°, con respecto a la foliación milonítica (FIGURA 10e).

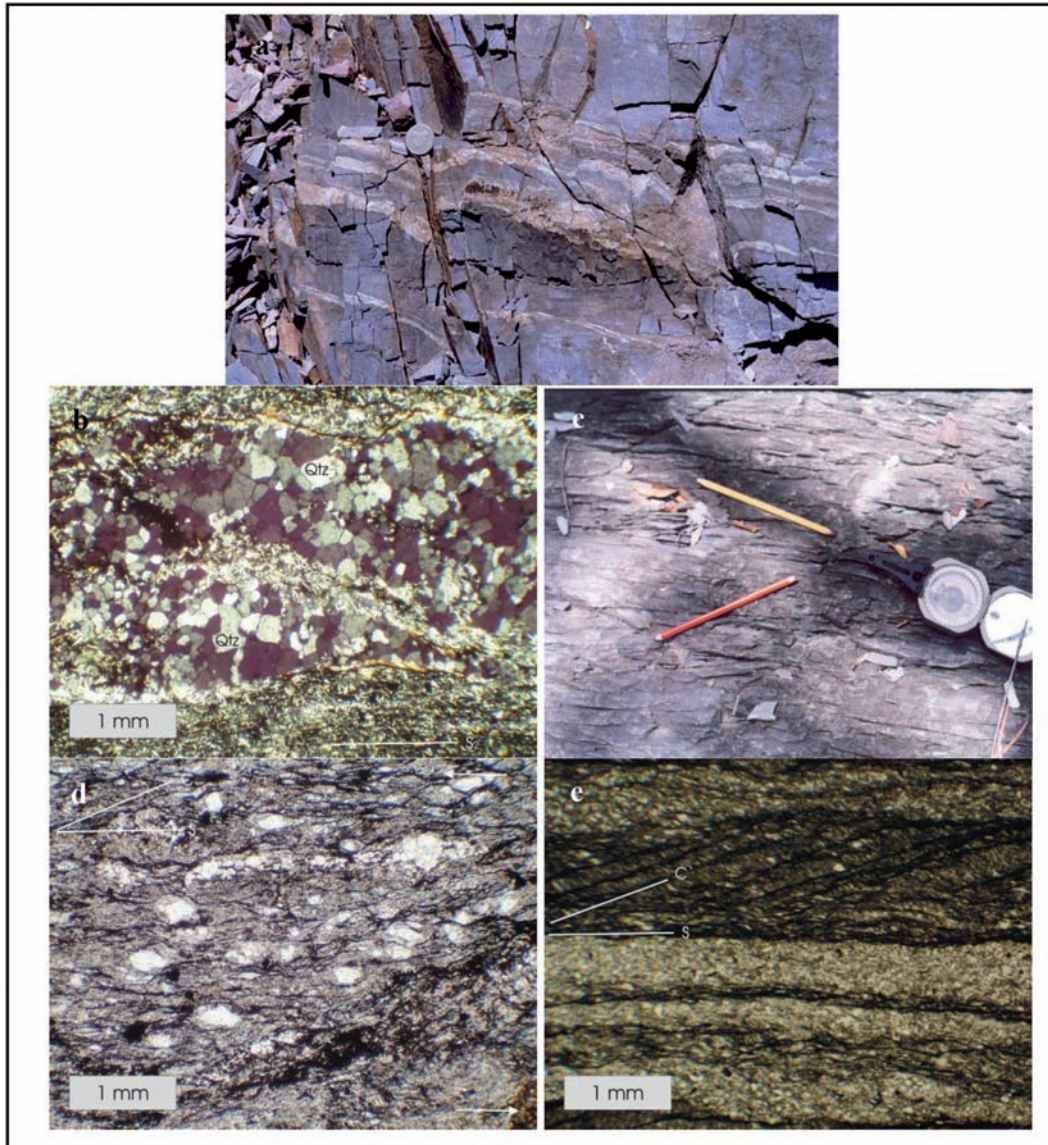


FIGURA 10. a) Foliación de esquistosidad (S_2) de estratos (S_0) de la Unidad Pzv. b) Foliación de esquistosidad (S_2). Pegamiento de S_0 . Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201077. c) Milonitas de la unidad Pzv. d) Foliación milonítica sinextral de la Unidad Pzv. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201077. e) Clivaje de banda de cizalla. Define estructuras S-C' (Berthé *et al.* 1979) o de clase IV (Jiang and White 1995). Luz polarizada plana. Muestra IGM 1201077.

Milonitas cuarzosas y cuarzo micáceas: se caracterizan por una foliación milonítica, marcada por la orientación preferencial de clorita, mica blanca y acentuada por grafito, material titanífero y/o óxidos de hierro. Frecuentemente, las milonitas cuarzo micáceas desarrollan bandas ricas en cuarzo, recrystalizadas dinámicamente de forma extensiva y bandas ricas en mica blanca y grafito, de hasta 1.3 cm de amplitud. Presentan de forma generalizada porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa, mica blanca y opacos, con formas pseudoglobulares, gran variedad de tamaños, y sombras de deformación asociadas.

Rasgos petrográficos y microestructurales: El cuarzo recrystalizado dinámicamente de forma extensiva, con variación en el tamaño de grano de 0.044 a 0.26 mm y forma subidiomórfica levemente aplanada, presenta frecuentemente microestructuras de ventanas “window”, dragado “dragging” y pinado “pinning” (Jessel 1987), contactos aserrados e irregulares, y eventualmente bordes

difusos. Porfiroclastos con variaciones en el tamaño de grano de 0.28 a 0.45 mm, bordes sinuosos y extinción ondulante, desarrollan subgranos, lamellas y bandas de deformación y estructuras de núcleo y manto (White 1979) (FIGURA 11a). La plagioclasa, en porfiroclastos alterados generalmente a sericita, presenta bordes sinuosos e irregulares, variación en el tamaño de grano de 0.23 a 0.3 mm y sombras de deformación asimétricas de cuarzo y mica blanca. La mica blanca detritica, en porfiroclastos de bordes irregulares y variación en el tamaño de grano de 0.04 a 0.1 mm, desarrolla granos neoformados, muy finos, con orientación preferencial de formas paralelas con la foliación milonítica. Mica blanca, en agregados muy finos, sin rasgos de deformación y orientada según la foliación milonítica, probablemente corresponde a una fase neoformada. Opacos, con variaciones en el tamaño de grano de 0.04 a 0.5 mm, desarrollan sombras de deformación asimétricas de cuarzo y clorita (FIGURA 11b).

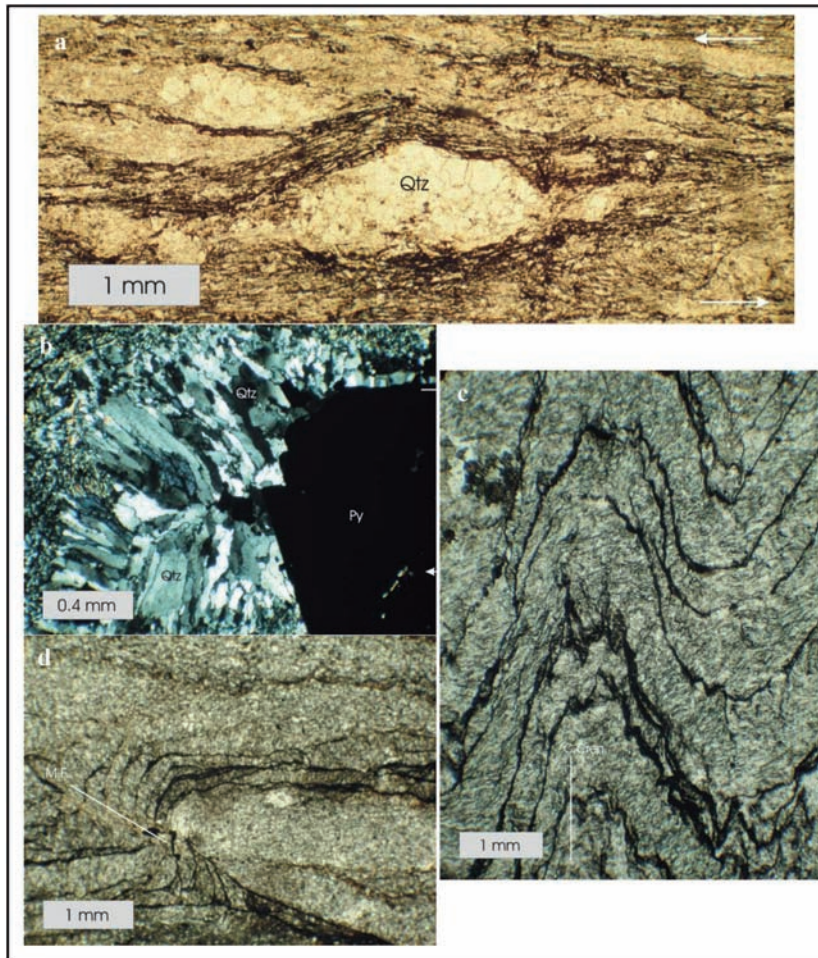


FIGURA 11. a) Porfiroclasto de cuarzo con desarrollo de colas. Sinetral. Luz polarizada plana. Muestra IGM 1201077. b) Opacos con desarrollo de sombras de deformación asimétricas de cuarzo y clorita. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201077. c) Clivaje de Crenulación (C.Cren.) relacionado a estructuras “kink” asimétricas. Luz polarizada plana. Muestra IGM 1201077. d) Microfallamientos opuestos al transporte tectónico con dirección NNE. Luz polarizada plana. Muestra IGM 1201077.

Milonitas pelíticas: las milonitas pelíticas, se caracterizan por una foliación milonítica, marcada por la orientación preferencial de material micáceo de grano fino y acentuada por grafito, material titanífero y óxidos de hierro. Presentan de forma generalizada porfiroclastos de cuarzo, opacos, y mica blanca, y eventualmente conservan la estratificación y/o laminación plano paralela, oblicua a normal con respecto a la foliación desarrollada.

Rasgos petrográficos y microestructurales: el cuarzo se presenta principalmente en la matriz con tamaños de grano muy fino. Mica blanca y clorita, con formas idioblásticas, están generalmente presentes definiendo la foliación. Opacos, con variaciones en el tamaño de grano de 0.04 a 0.6 mm, desarrollan sombras de deformación asimétricas de cuarzo y clorita, con crecimiento controlado por la deformación.

Condiciones de deformación para las milonitas: el comportamiento cristalplástico del cuarzo, evidenciado por la recrystalización dinámica extensiva; sumado al comportamiento frágil de la plagioclasa y la mineralogía de los cristales neoformados, indicarían condiciones de deformación compatibles con las facies esquistos verdes de baja temperatura 300-350° C.

Clivaje de Crenulación: microplegamientos con tendencia general de 340-40-18 SE en el área de estudio se superponen a la deformación dúctil, plegando las foliaciones esquistosa y milonítica de la Unidad Pzv, generando longitudes de onda milimétricas a centimétricas (menor a 2 cm) que son estrechamente relacionados con estructuras “kink” asimétricas (FIGURA 11c). Este clivaje es progresivamente acentuado a la proximidad de los trazos de las fallas, indicando transporte tectónico con dirección NNE y es contrarrestado por microfalloamientos opuestos a este (FIGURA 11d). El truncamiento de las micas y el fracturamiento del cuarzo, evidencian condiciones de deformación, por debajo del umbral de plasticidad del cuarzo, probablemente bajo condiciones de las facies subesquistos verdes a más bajas.

FALLAS Y ESTILOS ESTRUCTURALES

Para esta región se evidencian tres eventos o fases de deformación asociados a sistemas de fallas mayores como son el SFB, fallas de bajo ángulo y cabalgamientos (FBAC) y a la Falla Espíritu Santo (FES). La primera fase deformativa está relacionada a la actividad del SFB, que de manera asimétrica distribuye sus diferentes regímenes de deformación desde dúctil de alto grado (tipo milonitas) al oeste, cerca de la falla principal (*zona de daño*), hasta sistemas de cizalla cataclástica que pasan

a fracturas y pliegues menores en rocas más al occidente. La segunda fase deformativa corresponde a un claro proceso de fallas de bajo ángulo y cabalgamientos con dirección de transporte este sobre oeste por despegue de las unidades Jurásicas. La tercera fase deformativa corresponde a un claro proceso penetrativo de bloques en dirección NEE, sobrepuesto estructuralmente a los sistemas deformativos SFB y FBAC, el cual está relacionado a la terminación en relevo a la izquierda de la FES (FIGURA 12).



FIGURA 12. Modelo regional de los diferentes sistemas deformativos presentes en el área de estudio.

Sistema de Fallas de Bucaramanga - SFB.

Este sistema deformativo afecta rocas de la Unidad Neis de Bucaramanga y la Unidad Metasedimentitas de la Quebrada La Virgen, en la *zona de daño* de la falla principal y de forma gradual afecta los niveles de la Unidad Formación Norean, determinando una zona de influencia de aproximadamente 5 km de ancho. En la *zona de daño* la característica principal son los altos regímenes de deformación que presentan las rocas involucradas, así la Unidad Neis de Bucaramanga, aparece como lomos de presión que por erosión diferencial se exponen en superficie formando una topografía de cerros bajos en una zona deprimida (FIGURA 13a).



FIGURA 13. a) Expresión morfológica de lomos de presión que exhuman rocas de la Unidad Npb, al W del lomo de Cerro Partido. b) Rasgos mesoestructurales de la Unidad Pzv en la cantera del Champán. c) Estructura en flor positiva tipo lomo de presión, el cual constituye la terminación transpresiva de la zona de daño asociada al SFB.

Estas rocas están literalmente encajadas a manera de “islas de baja deformación” en la Unidad Metasedimentitas de la Quebrada La Virgen, la cual se deforma en fases miloníticas y cataclásticas donde las foliaciones producidas se definen paralelas a la dirección de la falla y verticales, inducidas por el alto nivel de deformación de cizalla (FIGURA 13b). En la zona conocida en la región como Cerro Partido hasta el corregimiento del Champán se puede observar una estructura de aproximadamente 2 km de ancho por 5 km de largo y 250 m de altura, que corresponde a una estructura en flor positiva tipo lomo de presión (FIGURA 13c), el cual constituye la terminación transpresiva de la zona de daño asociada al SFB. La geometría simétrica de este sistema permite definir un alto buzamiento de la falla principal cerca a la superficie, que gradualmente disminuye hacia el oriente explicando que el sistema deformativo progresivamente cambie de intensidad en su bloque colgante ubicado al lado oriental en este lomo de presión que afecta esencialmente las rocas de la Unidad Metasedimentitas de la Quebrada La Virgen.

Fallas de bajo ángulo y cabalgamientos este sobre oeste por despegue de las unidades Jurásicas - FBAC.

En las unidades de roca cartografiadas entre Pailitas y Curumaní se han encontrado repeticiones de las unidades post - Jurásicas dispuestas topográfica y estructuralmente más elevadas hacia el este. Teniendo en cuenta que los buzamientos de estas unidades sedimentarias son de ángulos bajos (entre 15° y 25°) hacia el este y que en las repeticiones estos ángulos no cambian, se han interpretado como cabalgamientos de bajo ángulo con vergencia hacia el oeste en forma de un abanico imbricado que permiten sobreponer y repetir las unidades post-Jurásicas despegadas (FIGURA 14a). En el contacto de las zonas despegadas ha sido posible encontrar pliegues de arrastre y algunas estructuras cataclásticas en la base de los niveles sobrepuestos, así mismos algunos pliegues de amplitud mayor especialmente en las rocas Cretácicas que geoméricamente están asociados con el mecanismo

de arrastre de los cabalgamientos definidos (FIGURAS 14 b y c). El mismo mecanismo es identificado de manera intraformacional en la Unidad Pzv, lo que

permite explicar de manera alternativa su gran espesor, relacionado con múltiples repeticiones estratigráficas (FIGURA 14d).

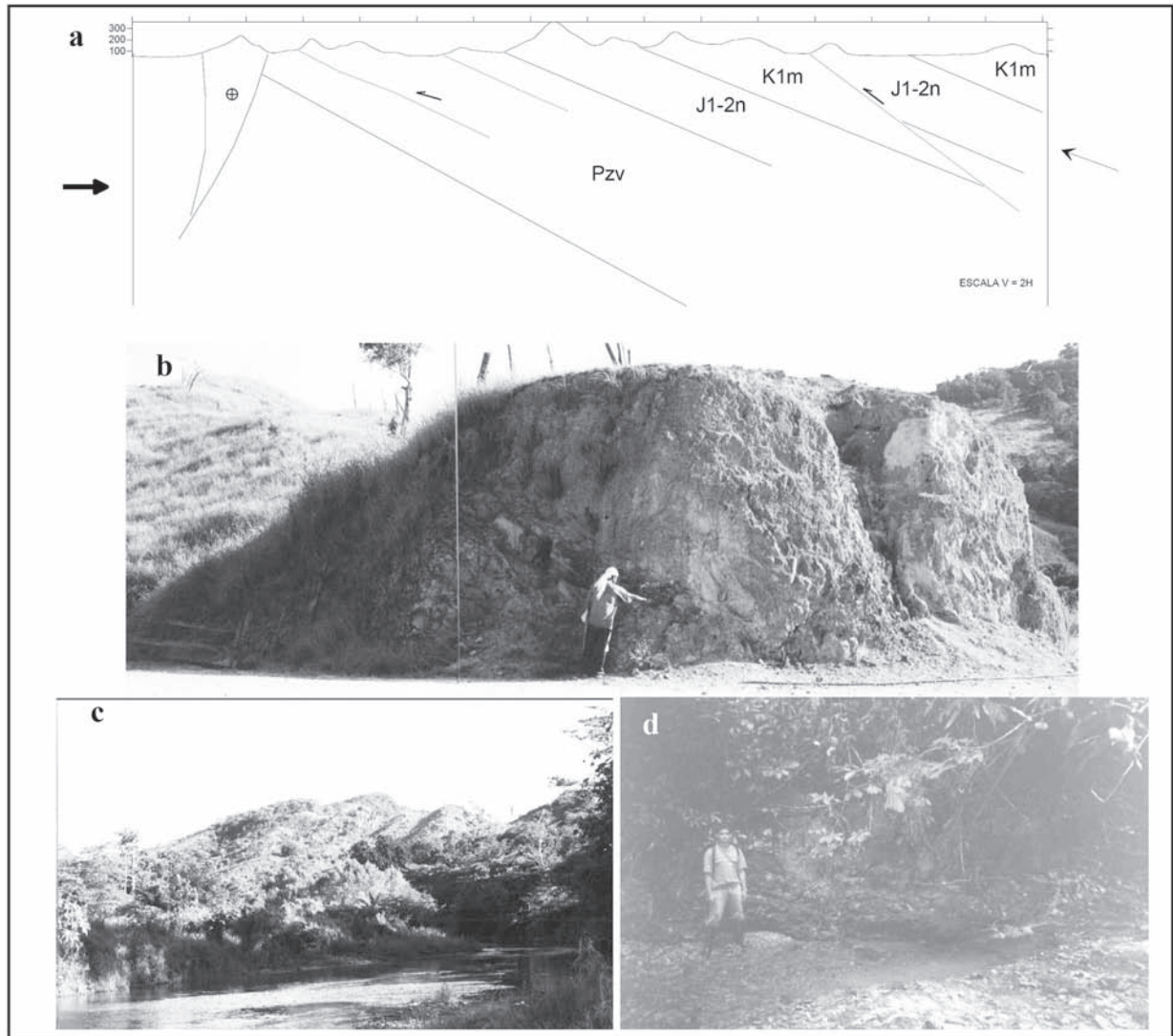


FIGURA 14. a) Esquema de aptitud geométrica de las unidades cartografiadas y el sistema de cabalgamiento con despegue de las unidades post Jurásicas. b) Zonas de despegue donde ha sido posible encontrar pliegues de arrastre y algunas estructuras cataclásticas en la base de los niveles sobrepuestos. c) Inclinación tectónica y cabalgamientos de la Formación K1rn. d) Despegues de bajo ángulo (menores a 8°) con transporte tectónico este sobre oeste en el Sector Quebrada Verde.

Falla Espíritu Santo - FES.

Sobrepuesto estructuralmente al sistema deformativo del SFB se encuentra un sistema de falla de dirección NE-SW que corresponde a la terminación en relevo a la izquierda de la Falla de Espíritu Santo, el cual corresponde a un claro proceso penetrativo de bloques en dirección NEE. La característica principal del sistema de FES es que de forma esencialmente lateral derecha a manera de rampas, desplazan las

fases deformativas predecesoras y en las zonas cercanas a las fallas principales generan una intensa deformación cataclástica orientada en la dirección de su propagación. De allí, que sea posible encontrar foliaciones rotadas en la Unidad Metasedimentitas de la Quebrada La Virgen orientadas en dirección NE, opuestas a la foliación antigua de dirección NNW. La geometría de este sistema penetrativo NE tiene las siguientes características:

Fallas mayores controladoras de la deformación en dirección NE (entre 30 a 80 grados de azimuth): estas fallas se caracterizan por su fuerte expresión morfológica expuesta por el control de aspectos del relieve y especialmente del drenaje, así se pueden mencionar al Sur la Falla de Pailitas que controla el cauce de la Quebrada Verde y desplaza la zona de daño de la SFB en aproximadamente 500 m en sentido lateral derecho.

Estructuras conjugadas de penetración de dirección NW-SE de tipo sinextral: estas estructuras han sido reconocidas por su fuerte control de aspectos del relieve

y especialmente por controlar de forma lineal drenajes de orden superior. En el sector de la Quebrada La Raya es posible encontrar lomos de presión y desplazamiento de relieves (escarpes de falla) dispuestos en dirección NW, los cuales han sido desplazados con una componente lateral izquierda. En este punto lo más importante es que este tipo de fallas sinextrales, desplazan aspectos de las deformaciones antiguas como la franja de neis (*zona de daño*), así como aspectos recientes asociados a las fases de deformación NE, indicando que este sistema hace parte de progresión de avance del sistema de bloques que se desplazan al este por la acción del sistema conjugado del FES (FIGURA 15a).

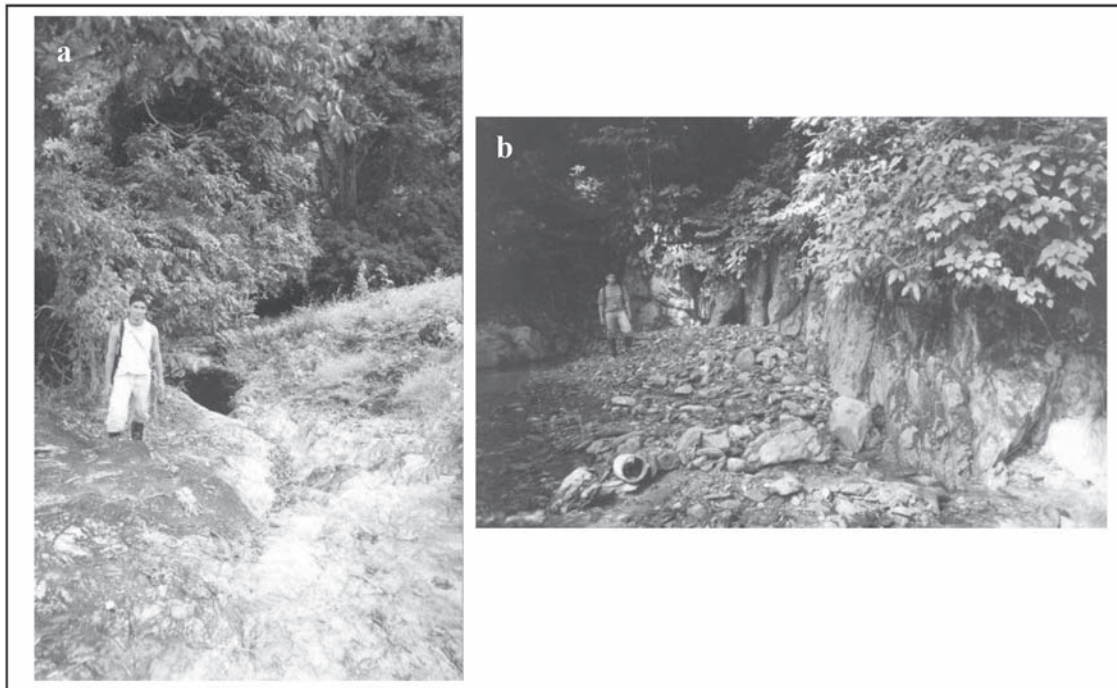


FIGURA 15. a) Cuenca “pull-apart” sector Quebrada La Rayita. b) Fallas ortogonales al sistema conjugado que desplazan bloques en dirección Este, permitiendo el avance del sistema FES.

Fallas ortogonales al sistema conjugado que desplazan bloques en dirección E, permitiendo el avance del sistema: se han reconocido estructuras de un orden menor que de forma ortogonal se desprenden del sistema conjugado sinextral. Estas estructuras se disponen de forma paralela en azimuth con buzamientos contrarios, haciendo que el bloque colgante que comparten se desplace en dirección NE permitiendo el avance de sistema (FIGURA 15b).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el sector suroeste de la cuenca del Cesar, cerca de las estribaciones de la Cordillera Oriental Colombiana, son pocos los estudios de carácter estructural enfocados

a determinar las características mesoestructurales y microestructurales de las rocas de falla producto de la actividad tectónica de los sistemas estructurales que contribuyan a la interpretación de los modelos expuestos en la geología colombiana para el conocimiento de la geometría y cinemática de las unidades geológicas asociadas al trazo sur del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB). Hasta la consecución de este trabajo no se ha podido probar desplazamiento lateral izquierdo alguno y en cambio, la falla aparece reportada como inversa de ángulo alto y con el bloque este levantado.

Basados en el levantamiento cartográfico y el análisis petrográfico y estructural, se establece que

la zona de estudio presenta rocas asociadas a la actividad tectónica de la SFB de las series cataclasita y milonita, enfatizando la importancia en el conocimiento geológico de esta área. Con base en los datos obtenidos en este estudio, entre los Municipio de Pailitas y Curumaní en el Departamento del Cesar, se discuten tres eventos de deformación asociados a sistemas de fallas mayores como son el SFB, fallas de bajo ángulo y cabalgamientos (FBAC) y a la Falla Espíritu Santo (FES).

Sistemas estructurales y fases deformativas mayores Sistema de Fallas de Bucaramanga - SFB: este sistema de fallas, en sentido práctico es considerado un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinistral (Campbell, 1965; Boinet *et al.*, 1989; León, 1991; Vargas y Niño, 1992; Clavijo *et al.*, 1993; Clavijo *et al.*, 1994a). Los regímenes de deformación asociados al sector estudiado (Municipio de Curumaní y el extremo Noroccidental del Macizo de Santander, Ujueta 2003), con énfasis en los datos obtenidos en la zona de estudio, permiten establecer una distribución asimétrica de la deformación desde alto grado (tipo milonitas) al oeste, cerca de la falla principal (zona de daño), hasta sistemas de cizalla cataclástica que pasan a fracturas y pliegues menores en rocas más al occidente. La zona de daño, con aproximadamente 5 km de ancho es marcada por rocas de falla de la serie cataclasita con protolitos cuarzo-feldespáticos asociados al Neis de Bucaramanga (NPb) y de la serie milonitas con protolitos cuarzosos, cuarzo micáceos y pelíticos de la Unidad Metasedimentaria de la Quebrada La Virgen (FIGURA 16a).

Las cataclasitas microscópicamente consisten en mayor proporción de porfiroclastos de feldespato, plagioclasa y cuarzo y en menor proporción de epidota, magnetita, clorita y biotita, dispersos en una matriz cuarzo-feldespática con tamaño de grano fino. La cataclasis se encuentra evidenciada por la generación y distribución de arreglos ortogonales de fracturas y microfracturas transgranulares, intragranulares y circumgranulares (Blenkinsop, 2000), las cuales pueden presentar desplazamiento dando origen a fracturas modo II y/o III de Anderson, donde se produce la fragmentación de los cristales. Venas de inyección de pseudotaquilita (López *et al.*, 2008) relacionadas a fallamiento friccional en el régimen frágil – dúctil se presentan emplazadas en rocas de las series cataclasita de protolitos de composición granítica de la Unidad Neis de Bucaramanga y su origen es relacionado a eventos sísmicos con relación a la actividad tectónica de las Fallas.

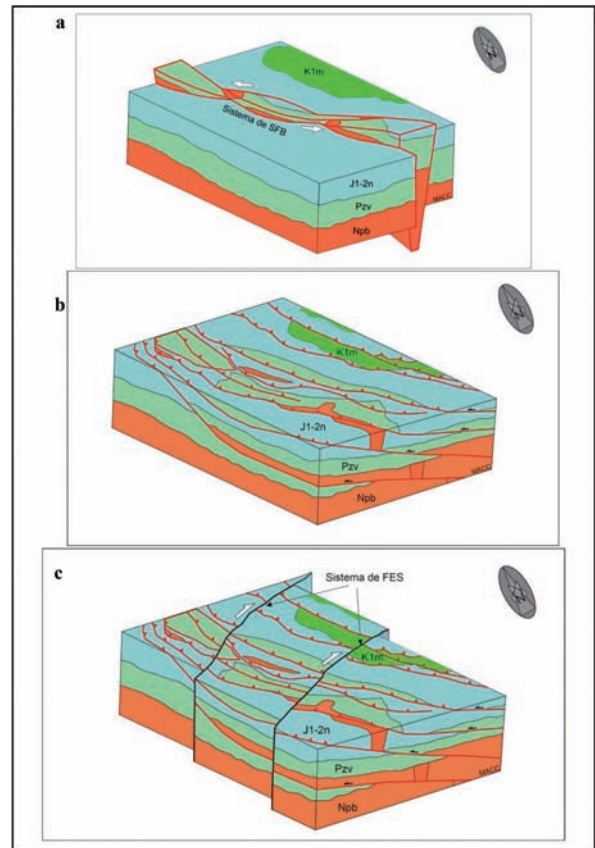


FIGURA 16. Bloque diagrama de las fases deformativas y principales sistemas estructurales de la zona de estudio. **a)** Sistema de fallamientos transcurrentes (transpresión) asociados a la zona de daño del SFB. **b)** Sistema de fallas de bajo ángulo y cabalgamientos con despegue en las unidades Jurásicas que establecen estructuras en abanicos imbricados. **c)** Sistema de fallamientos NE asociados a la FES que corresponde a un claro proceso penetrativo de bloques en dirección NEE.

Las rocas deformadas dúctilmente corresponden a milonitas cuarzosas a cuarzo micáceas y milonitas pelíticas, de “strain” bajo a moderado (Tikoff and Greene 1997) con desarrollo de clivaje de banda de cizalla, que definen estructuras S-C’ (Berthé *et al.*, 1979) o de clase IV (Jiang and White 1995). La foliación milonítica sinistral presenta una tendencia general en rumbos que varían de NNE a NNW, buzamientos al E intermedios a altos (40-80°) y una lineación mineral al NNE, con ángulos de barrido que varían desde horizontal a subvertical.

Clivaje de crenulación relacionado con estructuras “kink” asimétricas, con tendencia general de 340-40-18 SE en el área de estudio, se superponen a la deformación dúctil, plegando las foliaciones esquistosa y milonítica de la Unidad Metasedimentitas de la Quebrada La Virgen. Este clivaje es progresivamente acentuado a la proximidad de los trazos de las fallas, indicando transporte tectónico con dirección NNE.

Fallas de bajo ángulo y cabalgamientos este sobre oeste – FBAC: sobrepuesto estructuralmente al sistema deformativo del SFB se encuentra una primera fase deformativa, que integra un sistema de fallas de bajo ángulo y cabalgamientos este sobre oeste por despegue de las unidades Jurásicas. Teniendo en cuenta que los buzamientos de las unidades sedimentarias son bajos (entre 15° y 25°) hacia el este y que la repetición de estos ángulos no cambia, se sugiere que los cabalgamientos con vergencia hacia el oeste establecen estructuras en abanicos imbricados (FIGURA 16b).

Falla Espíritu Santo – FES: sobrepuesto estructuralmente a los sistemas SFB y FBAC, se encuentra una tercera fase deformativa que integra un sistema de fallas de dirección NE-SW correspondiente a la terminación en relevo a la izquierda dextral de la Falla de Espíritu Santo, el cual es un claro proceso penetrativo de bloques en dirección NEE (FIGURA 16c). La característica principal de este sistema es que de forma esencialmente dextral, a manera de rampas, desplaza las fases deformativas predecesoras y en las zonas cercanas a las fallas principales generan una intensa deformación cataclástica, orientada en la dirección de su propagación. La geometría de este sistema penetrativo NNE tiene las siguientes características: -Fallas mayores controladoras de la deformación en dirección NE (entre 30 a 80 grados de azimuth), -estructuras conjugadas de penetración de dirección NW-SE de tipo sinetral y -fallas ortogonales al sistema conjugado que desplazan bloques en dirección este, permitiendo el avance del sistema.

Edad de la deformación

Con base en la interpretación de líneas sísmicas, ECOPEPETROL (1995) establece en la Serranía de Perijá y áreas adyacentes un solo tipo de fallamiento general, representado por fallas de corrimiento transpresivas que involucran sistemáticamente el basamento y generan pliegues marcados. Estas fallas siguen aproximadamente, con algunas variantes, las direcciones N30°E que prevalecen en las Serranías de Perijá y de Santa Marta. Se ha determinado que estas fallas tienen actividad reciente con base en la deformación observada en las rocas del Oligoceno y en la discordancia Eoceno-Oligoceno, incluso. Estas observaciones han permitido definir dos fases de actividad, la primera está relacionada con el levantamiento previo de la Serranía de Perijá durante el Eoceno Tardío-Oligoceno; la segunda fase, que aún permanece activa, se habría generado en el Plioceno. La geología de superficie, la información de pozos y la interpretación sísmica sugieren que la estructuración existente en el área por debajo de la discordancia del Mioceno (FIGURA 17) corresponde a la fase tectónica

preAndina del Oligoceno Tardío, la cual representa la primera fase importante de fallamiento compresional en la cuenca, caracterizado por la reactivación profunda de antiguas fallas normales jurásicas y el desarrollo de corrimientos con vergencia al occidente (Falla de Cerrejón). Esta deformación culmina en el Mioceno con el cabalgamiento hacia el occidente del Macizo de Santa Marta, Serranía de Perijá y Andes de Mérida sobre las cuencas adyacentes (Orogenia Andina del Mioceno Reciente). Basados en lo anterior y teniendo como premisa que los datos obtenidos durante el desarrollo de este trabajo, no permiten establecer con precisión la edad de los procesos relacionados a los sistemas de fallas y de las fases deformativas mayores identificadas, se sugiere que la fase de deformación FBAC que se presenta estructuralmente sobrepuesta al sistema deformativo del SFB, se correlacionaría con la fase tectónica preAndina del Oligoceno Tardío que culmina en el Mioceno (ECOPEPETROL, 1995), la cual representa la primera fase importante de fallamiento compresional en la cuenca, caracterizada por el desarrollo de corrimientos con vergencia al occidente y que en el área de estudio integra un sistema de fallas de bajo ángulo y cabalgamientos este sobre oeste por despegue de las unidades post - Jurásicas. La tercera fase deformativa identificada en este trabajo y la que corresponde a un claro proceso penetrativo de bloques en dirección NEE sobrepuesto estructuralmente a los sistemas deformativos SFB y FBAC, está relacionada a la terminación en relevo a la izquierda de la FES, y es correlacionable con corrimientos transpresivos generados durante el Mioceno Tardío y que aún permanecen activos (ECOPEPETROL, 1995).

Estas fases deformativas sobreimpuestas de manera general, indican que las características cinemáticas y geométricas de la deformación del SFB, en las que se destacan desplazamientos laterales izquierdos, son previas a la actividad de estos sistemas, aunque, no se descarta que operen reactivando algún trazo del SFB o rejuveneciendo el sistema actualmente. Basados en lo anterior, destacamos que en la zona de estudio, se presenta con una tendencia de 20° hacia el oeste a partir del sistema principal una estructura geológica denominada informalmente como Falla Saloa. La actividad de esta estructura es caracterizada por un fuerte proceso de basculamientos y plegamientos de los depósitos cuaternarios y por la obturación de drenajes, lo que nos permite sugerir que la Falla Saloa representaría la neoformación del sistema SFB, cuya actividad tectónica y por tanto la edad de la falla migra del este a oeste, haciéndose más joven, en respuesta al marco geológico operante en este sector del país.

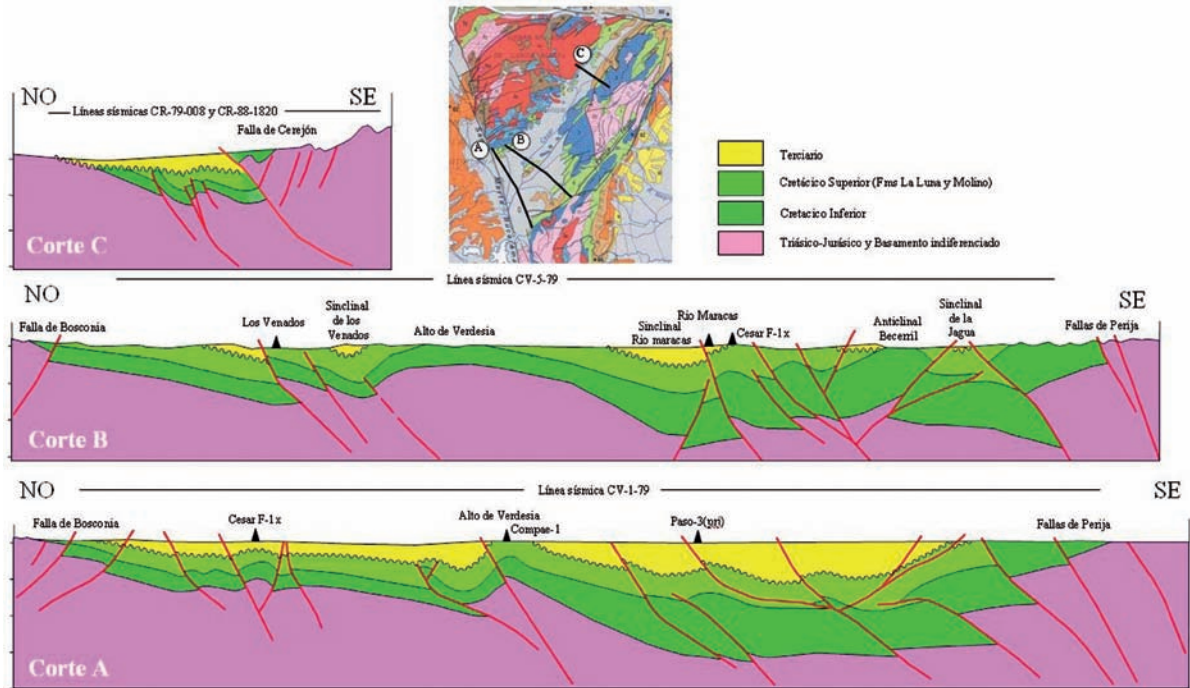


FIGURA 17. Cortes geológico-estructurales de la Cuenca Cesar-Ranchería. Tomado de Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL), (1995).

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo manifiestan sus más sinceros agradecimientos al Servicio Geológico Colombiano en especial al Proyecto G1-05 “Modelo Geológico Integral y Potencial de Recursos en el Territorio Colombiano”, por el apoyo económico y logístico del mismo. En especial al MSc. Luis Bernal, por sus valiosos aportes y la confianza depositada para la elaboración de este proyecto. Al Doctor Andreas Kammer de la Universidad Nacional de Colombia por la dirección en la ejecución de esta investigación. Al Doctor Luís Carlos Mantilla y al grupo UIS – INGEOMINAS y a los profesores de la Universidad Nacional de Colombia, Doctoras Analía del Valle Pantorrilla, Nancy Liliana Villegas y al MSc. Juan Carlos Molano. De igual manera, expresamos nuestro agradecimiento a un evaluador anónimo por los comentarios realizados que permitieron el fortalecimiento de las ideas planteadas en esta investigación.

REFERENCIAS

Alberding, H. 1957. Applications of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to northern South-America. Bulletin of the Geological Society of America, 68: 785-790.

Álvarez, A.J. 1983. Geología de la Cordillera Central y el occidente Colombiano y petroquímica de los

intrusivos granitoides mesocenozóicos: Boletín Geológico, INGEOMINAS, 26 (2): 1-175.

Bard, J.P. 1985. Microtexturas de rocas ígneas y metamórficas. Masson S.A, 181p.

Barker, A.J. 1994. Introduction to Metamorphic textures and microstructures. Blackie Academic and Professional, 170p.

Berthé, D., Choukroune, P., and Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites the example of the South Armonican Shear Zone. Journal of Structural Geology, 1 (1): 31-42.

Blenkinsop, T. 2000. Deformation Microstructures and Mechanism in Mineral and Rocks. Kluwer Academic Publishers, Norwel (USA), 150p.

Boinet, T., Bourgois, J., y Mendoza, H. 1985. Tectónica de sobrecorrimiento y sus implicaciones estructurales en el área Pamplona-Cordillera Oriental de Colombia. Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología, UIS, 15 (29): 81-97.

Boinet, T., Bourgois, J. y Mendoza, H. 1989. La Falla de Bucaramanga (Colombia), su función durante la Orogenia Andina. Geología Norandina, 11: 3-10.

- Cáceres, H., Camacho, R., y Reyes, J. 1980. The geology of the Ranchería Basin. Sociedad Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Geological Field-Trips Colombia (1980-1989). Bogotá: 1-31.
- Campbell, C. J. 1965. The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. Fourth Caribbean Geological Conference. Trinidad. Memoir: 247-261.
- Carrillo, E. y Bernal, L. 1992. Identificación de amenazas en la cuenca del Río Perchiquez, Cepitá, Santander, Colombia. Primeras Jornadas Sísmicas del Nordeste Colombiano. Bucaramanga. Memoria: 20.
- Castro, E., y Bernal, L. 1992. Localización preliminar de amenazas en los departamentos de Santander y Norte de Santander, Colombia. Primeras Jornadas Sísmicas del Nordeste Colombiano. Bucaramanga. Memoria: 9-48.
- Cediel, F., Etayo F., y Cáceres, C. 1994. Facies Distribution and Tectonic Setting through the Phanerozoic of Colombia: INGEOMINAS, ed., GEOTEC Ltda., Bogotá (17 time-slices/maps in scale 1:2,000,000).
- Cediel, F., y Cáceres, C. 2000. Geological Map of Colombia. Third Edition. Bogotá. GEOTEC Ltda.
- Cediel, F., Shaw, R.P., and Cáceres, C. 2003. Tectonic Assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean; hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79: 815-848.
- Chester, F.M., Friedman, M., and Logan, J.M. 1985. Foliated cataclasesites. *Tectonophysics*, 111: 139-146.
- Clavijo, J. 1994a. Mapa geológico generalizado de Norte de Santander. Escala 1:250.000. Mapa interno. Bucaramanga. INGEOMINAS.
- Clavijo, J. 1994b. Mapa geológico de la Plancha 75, Aguachica. Bucaramanga. INGEOMINAS.
- Clavijo, J., Mendoza, H., Royero, J.M., Bernal, L., y Reyes, G. 1993. Contribución al conocimiento de la geología de los Santanderes. Cuarto Simposio de Geología Regional. Bucaramanga. INGEOMINAS. Documento interno, 99p.
- Coblentz, D.D., and Richardson, R.M. 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, 100: 20245-20255.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.
- Duque-Caro, H. 1980. Geotectónica y evolución de la región noroccidental colombiana. *Boletín Geológico, INGEOMINAS*, 23 (3): 4-37.
- ECOPEPETROL. 1995. Potencial petrolífero cuenca Cesar-Ranchería. Informe general. Geopetrocol Ltda; informe Ecopetrol.
- Etayo, F., y Rodríguez, G.I. 1985. Edad de la Formación Los Santos. Proyecto Cretácico. Publicaciones Geológicas Especiales, INGEOMINAS, 16: XXVI, 1-12.
- Feininger, T., Barrero, D., *et al.* 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (subzona IIB). *Boletín Geológico, INGEOMINAS*, 20 (2): 1-173.
- Forero, A. 1969. Nuevos datos estratigráficos del Paleozóico y Mesozóico en el Norte de Los Andes, Primer Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Memoria: 97- 109.
- Forero, A. 1970. Estratigrafía del precretácico en el flanco occidental de la Serranía de Perijá. *Geología Colombiana, UNAL*, 7: 7-77.
- Freymueller, J.T., Kellogg, J.N., and Vega, V. 1993. Plate motions in the North Andean region. *Journal of Geophysical Research*, 98 (12): 21853-21863.
- Gansser, A. 1954. The Guiana Shield (S. America). *Geological observations. Ecl. Geol. Helv. Basel*, 47 (1): 77-112.
- Gansser, A. 1955. Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Sudamerika). *Schweizer. Mineralog. u. Petrog., Mitt.*, 35 (2): 209-279.
- García, A., y Pineda, J. 1993. Evolución geológica-minera de un sector de la mina Santa Cruz, Municipio Barranco de Loba (Departamento de Bolívar). Universidad Industrial de Santander. Tesis. Bucaramanga: 141p.
- GEOTEC Ltda. 1988. Mapa Geológico de Colombia, escala 1:200.000. Bogotá.
- GEOTEC Ltda. 1996. The Foothills of the Eastern Cordillera, Colombia: Geological Map, Scale 1:100.000. Five sheets.

- GEOTEC Ltda. 2000. Colombia: Geological Map, Scale 1:200.000. Five sheets.
- Geyer, O. 1969. La Fauna de amonites del perfil típico de la Formación Morrocoyal. Primer Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Memoria: 111-134.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F. and Mehnert, H.H., 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750- D: D41-D49.
- Hanmer, S. 1987. Textural maps-units in quartzfeldspatic mylonitic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 24: 2065-2073.
- Hedberg, H.D. 1931. Cretaceous limestone as petroleum source rock in northwestern Venezuela. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. Tulsa, 15 (3): 229-244,
- Higgins, M.W. 1971. Cataclastic Rocks. Washington, U.S. Geological Survey, Professional Paper 687, 97p.
- INGEOMINAS 1988. Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:1'500.000. Bogotá.
- INGEOMINAS-UIS. 2006. Mapa Geológico de la Plancha 55 "El Banco". Bogotá.
- Irving, E.M. 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Boletín Geológico, INGEOMINAS, 19 (2): 1-89.
- Jessel, M.W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in naturally deformed quartzite. Journal of Structural Geology, 9: 1007-1014.
- Jiang, D., and White, J.C. 1995. Kinematics of rocks flow and the interpretation of geological structures, with particular reference to shear zones. Journal of Structural Geology, 17 (9): 1249-1265.
- Julivert, M., 1958. La infraestructura de la zona de Mesas al SW de Bucaramanga. Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología, UIS, 1: 7-44.
- Julivert, M., Barrero, D., Botero, G., Duque-Caro H. *et al.*, 1968. Léxico Estratigráfico Internacional. Centro Nacional de la Investigación Científica. Volumen V América Latina, fascículo 4a. Colombia. Precámbrico, Paleozoico, Mesozoico e Intrusiones de edad mesozoico - terciaria. 650 p.
- Julivert, M., y Téllez, N. 1961. Sobre la presencia de Fallas de edad precretácica y post-Girón (Jura-Triásico) en el flanco W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). Boletín de Geología, UIS, 12: 5-17.
- Kretz, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.
- León, L.A. 1991. Mapa Geológico del Departamento de Santander. Escala 1:800.000. Boletín de Geología, UIS, 20 (35): 53-63.
- López, J.A., Cuéllar, M.A., Osorio, J.A., Bernal, L.E., y Cortés, E. 2008. Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del Municipio de Pailitas, Departamento del Cesar, Colombia. Boletín de Geología, UIS, 30 (2): 79-92.
- López, E., Duarte, R., y Osorio, J.A. 2005. Informe de la fotogeología a escala 1:100.000 de las unidades del mioceno superior y cuaternario de la serranía de San Lucas - planchas 55, 64, 85 y 96. Informe interno. INGEOMINAS, 20p.
- Marshak, S., and Mitra, G. 1988. Basic Methods of Structural Geology. Prentice – Hall, Inc. New Jersey: 446p.
- Meijer, P.Th., and Wortel, M.J.R. 1992. The dynamics of motion of the South American plate. Journal of Geophysical Research, 97 (B8): 11915-11931.
- Mégard, F. 1987. Cordilleran and marginal Andes: a review of Andean geology North of the Arica elbow (18°S). En: Monger, J. W. H. & Francheteau, J. (Ed.). Circum-pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basins. Geodyn. Sev. 18: 71-95.
- Miller, J. B. 1960. Directrices tectónicas en la Sierra de Perijá y partes adyacentes de Venezuela y Colombia. Bol. Geol. Minist. Min. Hidroc., publ. esp. No 3. 3er Congr. Geol. Venezuela, Memoria, 2: 685-718.
- Núñez, A., Macia, C., y Mojica, J. 1984. La Formación Amoyá: una unidad Post-Precámbrica a PreJurásica de la Cordillera Central, al NW de Chaparral, Tolima, Colombia. Newsl. Stratigr. Berlín-Stuttgart, 13 (2): 77-78.
- París, G., y Sarria, A. 1988. Proyecto Geofísico del Nordeste Colombiano. Cali. INGEOMINAS. Informe interno, 48p.

- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 289p.
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Segunda Edición, revisada y alargada. Springer, 366p.
- Polson, I.I., and Henao, D. 1968. The Santa Marta Wrench fault, a rebuttal. - 4th Caribbean Geological Conference. Trinidad, Memoir: 263-266.
- Pryer, L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, 15: 21-36.
- Pryer, L.L., and Robin, P.Y.F. 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of the flame perthite. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 645-658.
- Radelli, L. 1962a. El basamento cristalino de la península de la Guajira. *Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional*. Bogotá, 8 (1-3): 5-32.
- Radelli, L. 1962b. Las dos granitizaciones de la Península de la Guajira (Norte de Colombia). *Geología Colombiana, UNAL*, 1: 5-19.
- Ramsay, S. G. 1980. Shear Zone Geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2: 83-99.
- Restrepo-Pace, P.A. 1995. Late Precambrian to Early Mesozoic Tectonic Evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data: Ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson, 195p.
- Reyes, G., y Barbosa, G. 1993. Contribución al conocimiento de la geología de los Santanderes. Cuarto Simposio de Geología Regional. Bucaramanga, INGEOMINAS. Guía de Excursiones Geológicas: 56-73.
- Rodríguez, C.J., y Pernet, A. 1983. Recursos minerales de Antioquia. Informe 1885, INGEOMINAS, 116p.
- Royero, J.M. 1994. Geología de la Plancha 65, Tamalameque (Departamentos del Cesar y Bolívar). Memoria Explicativa. Bucaramanga. INGEOMINAS. 53p.
- Royero, J.M. 1997. Mapa geológico de Colombia. Plancha 65 - Tamalameque. Memoria explicativa. Bucaramanga. INGEOMINAS, 53p.
- Shelley, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman & Hall, 445p.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, 133: 191-213.
- Simpson, C., and Schmid, S. M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1281-1288.
- Snoke, A.W., Tullis, J.A., and Todd, V.R. 1998. *Fault-related Rocks: A Photographic Atlas*. Princeton University Press, 629p.
- Spry, A. 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, 350p.
- Spry, A. (1995). Pseudotachylyte controversy: Fact or friction?. *Geology*, 23: 1119-1122.
- Stefanick, M., and Jurdy, D.M. 1992. Stress observations and driving force models for the South American Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B8): 11908-11913.
- Sutton, F.A. 1946. Geology of Maracaibo basin, Venezuela. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol. Tulsa*, 30 (10): 1621-1741.
- Takagi, H., Goto, K., and Shigematsu, N. 2000. Ultramylonite bands derived from cataclasite and pseudotachylyte in granites, northeast Japan. *Journal of Structural Geology*, 22: 1325-1339.
- Tikoff, B., and Greene, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19 (1): 29-39.
- Toro, J. 1990. The termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia, Master's Thesis, University of Arizona, Department of Geosciences, Tucson, 60p.
- Tschanz, C., Jimeno, A., and Cruz, J., 1969. Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta area, Colombia. Informe interno 1829. INGEOMINAS. Bogotá. Preliminary report, 288p.
- Tschanz, C., Marvin, R., Cruz, J., and Mehnert, H. 1974. Geologic evolution of The Sierra Nevada de Santa

Marta, North Eastern Colombia. Bulletin Geological Society of America, 85 (2): 273-284.

Tullis, J., and Yund, R.A. 1987. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 10: 227-230.

Tullis, R.J., Snoke, A.W., and Todd, V.R. 1982. Penrose conference report. Significance and Petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, 10 (5): 227-230.

Ujueta, G. 2003. La Falla Santa Marta – Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga. *Geología Colombiana*, UNAL, 28: 133-153.

Vargas, G., y Niño, A. 1992. Patrones de fracturamiento asociados a la Falla Bucaramanga. Universidad Industrial de Santander, Tesis, 95p.

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., y Restrepo, H. 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. INGEOMINAS, Boletín Geológico, 21 (1- 3): 1-32.

White, S.H. 1979. Grain and Sub-grain size variations across a mylonite zone: *Contribution Mineral Petrology*, 70: 193-202.

White, S.H., Burrows, J.E., Carreras, J., Shaw, N.D., and Hupehveys, F.J. 1980, On mylonites in ductile shear zones: *Journal of Structural Geology*, 2: 175-187.

Wise, D.V., Dunn, D.E, Engelder, J.T., Geiser, P.A., Hatcher, R.D., Kish, S.A. Odem, A.L. and Scharnel, S. 1984. Fault related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12: 391-394.

Young, G.A., Bellizzia, A., Johnson, F.W., Renz, H.H., Robie, R.H., y Vall, J.M. 1956. Geología de las Cuencas Sedimentarias de Venezuela y de sus Campos Petrolíferos. *Boletín de Geología. Publicación Especial*. Caracas, 2: 1-140.

Trabajo recibido: Enero 9 de 2012
Trabajo aceptado: Diciembre 14 de 2012