

INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA DEL SECTOR VÉLEZ–BOLÍVAR–GUA VATÁ (DPTO. DE SANTANDER, COLOMBIA) Y SU IMPORTANCIA PARA LA EXPLORACIÓN DE DEPÓSITOS HIDROTERMALES.

Mantilla-Figueroa, L. C.¹; Cruz G. L. E.¹; Colegial G. J. D.¹

RESUMEN

El sector estudiado en la Provincia de Vélez (Dpto. de Santander, Colombia), presenta rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior (Formaciones Cumbre, Rosablanca, Paja y Tablazo), deformadas durante las distintas fases de la Orogenía Andina, las cuales dieron lugar a la formación de estructuras tales como: Los Anticlinales La Chirle y Vélez, El Sinclinal de Vélez, Las Fallas El Guamito, Peña Negra y La Hervedora, entre otras.

La presencia localizada de sectores con pizarrosidad (“*slaty cleavage*”); venas con rellenos de asfaltita brechificada, calcita, agregados de mica potásica, esfalerita y clorita; bandas de albititas y sulfuros; entre otras manifestaciones presentes en el área de influencia de las Fallas El Guamito y Peña Negra, se interpretan como productos asociados a procesos de interacción fluido-roca. Por consiguiente, estos sectores son considerados los de mayor interés para la exploración de nuevas mineralizaciones hidrotermales (esmeraldas?).

Palabras Claves: Vélez, Santander, Colombia, Cretácico Inferior, manifestaciones hidrotermales, esmeraldas.

ABSTRACT

The studied sector in the Vélez Province (Dpto. of Santander, Colombia), presents lower Cretaceous marine sedimentary rocks (Cumbre, Rosablanca, Paja and Tablazo Formations), deformed during the different phases of the Andean Orogeny, which gave rise to structures such as: The Chirle and Vélez Anticlines, The Vélez Syncline and The Guamito, Peña Negra, Hervedora Faults, among others.

The presence of sectors with slaty cleavage; veins filled by brechoid asphaltites, calcite, K-mica, aggregates sphalerite and chlorite, albitites and sulphide bands, among others manifestations, in the influence areas of The Guamito and Peña Negra Faults, are interpreted as products associated to fluid-rock interaction processes. Consequently, these sectors are considered as the greater interest for the exploration of new hydrothermal mineralizations (emeralds?).

Key Words: Vélez, Santander, Colombia, Lower Cretaceous, hydrothermal manifestations, emeralds.

¹Escuela de Geología. Universidad Industrial de Santander (UIS).
A. A. 678 Bucaramanga. Correo electrónico: lcmantil@uis.edu.co

INTRODUCCIÓN

El sector estudiado (FIGURA 1) se localiza al sur del Departamento de Santander en un área de aproximadamente 120 Km² en la cual comparten límites territoriales los Municipios de Vélez, Bolívar y Guavatá (Provincia de Vélez). La troncal del Carare que comunica Vélez con Landázuri es la vía principal que atraviesa este sector de sur a norte y de la cual se desprenden carretables que facilitan el acceso a los distintos puntos de la zona.

Las rocas aflorantes en el sector son el registro de una sedimentación de ambiente marino del Cretácico Inferior, representado en cuatro unidades litoestratigráficas, las cuales según la nomenclatura estratigráfica de la cuenca Tablazo-Magdalena se corresponden con las formaciones Cumbre, Rosablanca, La Paja y Tablazo (FIGURA 2).

El objetivo de este trabajo es aportar nuevos datos sobre la geología del sector, tanto para contribuir al entendimiento de su evolución histórico-geológica, como para conocer su importancia para la exploración de depósitos hidrotermales.

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se localiza en la Cordillera Oriental, al suroeste de los Macizos de Santander y la Floresta, en un sector distante unos 25-30 Km al este de la falla cabalgante “La Salina”, considerada límite tectónico entre el sistema cordillerano y el Valle del Magdalena (FIGURA 1).

Las distintas fases de deformación andina que han afectado la zona de estudio se reflejan en la formación de estructuras tales como: el Anticlinal de La Chirle y Vélez, el Sinclinal de Vélez y las Fallas el Guamito, Peña Negra, La Hervedora, entre otras (FIGURA 2).

La información existente sobre la geología de la zona y especialmente de su relación con procesos hidrotermales, es muy escasa. Los primeros trabajos que tocan esta problemática fueron realizados por Gómez (1977) y Ulloa y Rodríguez (1978). En estos, se compila información de años anteriores y se aporta un nuevo esquema geológico junto con la localización

y descripción de las manifestaciones hidrotermales. El trabajo de Téllez *et al.*, (1980), destaca por estar orientado a estudiar más detalladamente las mineralizaciones de cobre de origen hidrotermal en las rocas calcáreas de la Formación Rosablanca, mediante perforaciones y muestreos geoquímicos de superficie.

La falta de información geológica de mayor detalle y específicamente sobre las manifestaciones hidrotermales, hace que aún no se conozca el interés real de esta zona para la exploración de depósitos de génesis sedimentario-hidrotermal.

RESULTADOS

· Estratigrafía

Las unidades estratigráficas del área de estudio corresponden a la nomenclatura de la cuenca Tablazo-Magdalena, integrada por una cobertera sedimentaria marina de mas de 1000 m de espesor, con las Formaciones Sedimentarias: Cumbre, Rosablanca, Paja y Tablazo del Cretácico Inferior y algunos depósitos cuaternarios muy restringidos a lo largo del Río Cúchina o Ture.

A continuación se presenta la descripción litológica de estas unidades, dándose especial énfasis en la Formación Paja, por ser la unidad sedimentaria que presenta mayor extensión y manifestaciones hidrotermales en el área de trabajo.

Formación Cumbre

Consta de areniscas de grano fino de cuarzo con colores abanos a verdes alternando con escasos niveles de shales grises y negros piritosos. Gomez (1977) reporta espesores de 60 y 70 m cerca de El Peñón, ligeramente al NE del área de estudio.

Formación Rosablanca

Conformada por gruesos paquetes de calizas de esparitas aloquímicas (según Folk, 1974) o packstone calcáreos (según Dunham, 1962) con peloides, ooides, ammonitas, bivalvos, algas y equinodermos *Toxaster colombianus* y espículas. Alternando con gruesos paquetes de biomicritas y micritas fosilíferas (según

Folk, 1974) o mudstone calcareos (según Dunham, 1962) con espículas de equinodermos. Las calizas alternan con escasos y delgados niveles de shales negros (black shales). Gomez (1977) reporta un espesor cercano a los 300m.

Formación Paja

Conformada por un potente paquete de sedimentos de grano muy fino: lodolitas, shales (black shale), limolitas, limolitas arenosas de grano muy fino de colores grises oscuros a negros, localmente piritosos, carbonosos, con nódulos y fósiles principalmente de bivalvos y moldes de ammonitas. Intercalados con esporádicos niveles de areniscas cuarzo feldespáticas de grano muy fino lodosas de colores grises oscuros. Hacia la base y la parte intermedia de la unidad las lodolitas negras son calcáreas.

En los Black Shales piritosos se forman pequeñas costras recientes de yeso generadas por procesos supergénicos cuya formación ha sido favorecida por las condiciones climáticas de la región. Gomez (1977) reporta espesores superiores a 350 m., nosotros reportamos espesores superiores a 475 m.

Formación Tablazo

Esta unidad consta en el área de un paquete inferior de areniscas de cuarzo calcáreas intercaladas con shales negros y le suprayecen calizas con nódulos de colores grises a negros, seguidas por gruesos bancos de shales negros. La parte más superior corresponde a un grueso paquete de bioesparuditas y biomicrocritas fosilíferas raras a empaquetadas, se reporta la presencia de *Aetostreon couloni* y *Serpulas sp.* Gomez (1977) estima un espesor superior a 250 m.

· Estructuras de deformación

Pliegues

Los pliegues identificados de primer orden son de oeste a este: El Anticlinal de La Chirle, el Sinclinal y el Anticlinal de Vélez, previamente reportados en Gómez (1977). Entre las dos primeras estructuras se reconoce otra serie de pliegues anticlinales y sinclinales de menor orden, los cuales no presentan una continuidad bien definida como los ya mencionados (FIGURA 2).

En su lugar, estos pliegues se reconocen solo a escala de bloques, generados durante la compleja historia deformacional del área.

Estos pliegues de menor escala, afectan principalmente a la Formación Paja y su manifestación parece estar relacionada tanto con el carácter incompetente de estas rocas, como con la presencia de la falla El Guamito (FIGURA 2).

En cualquier caso, estas estructuras por lo general presentan un carácter simétrico con planos axiales orientados aproximadamente N25-30E.

Micropliegues

Las estructuras de deformación tipo micropliegues (pliegues de escala centimétrica) se relacionan con las litologías menos competentes de la Formación Paja. En esta unidad, de oeste a este, se observa una variación en la simetría de estas estructuras, la cual se traduce en la presencia de micropliegues asimétricos en su parte basal (hacia el contacto con la Formación Rosablanca) y simétricos en las partes estratigráficamente más altas (al este del área de estudio).

Con relación a los primeros, resalta la presencia de venas dispuestas paralelamente a los planos de clivaje de carga (So) entorno al cerro Gavilanes (FIGURA 2), con un replegamiento asimétrico que acomoda los planos axiales de los micropliegues buzando hacia el este. Esta asimetría, sumada a la presencia en este mismo sector de niveles ricos en albita y su proximidad a la falla El Guamito, se interpretan como fenómenos simultáneos de deformación y percolación de soluciones hidrotermales. Estos últimos responsables de la albitización (evidencias de fenómenos metasomáticos?).

La formación de este tipo de estructuras se relacionan con mecanismos de deformación tipo “*flexural-slip fold*”.

Otras estructuras tipo micropliegues observadas en el área de trabajo (p. ej.: entorno a Guavatá), presentan un carácter simétrico y mantienen el mismo patrón estructural de los pliegues de primer orden. Al igual que en el caso anterior, esto muestra la relación mecánica y temporal entre micropliegues y macropliegues.

Fallas

Entre las fallas de primer orden identificadas en el área de estudio, destacan por su relación con el objetivo de este trabajo, las siguientes: El Guamito, Peña Negra, La Hervedora y otras de menor orden representadas en la FIGURA 2.

La Falla El Guamito, de dirección aproximada N30-40E, se reconoce en el terreno por la rectilinealidad que forma la quebrada del mismo nombre y su proyección hacia la quebrada La Lajita (FIGURA 2). Esta falla es considerada de tipo inversa, de muy bajo ángulo y con el plano de falla paralelo a los planos de estratificación (tipo *decollement*). En su trayectoria, esta falla presenta puntos de ramificación (*branch point*), a partir de los cuales se desarrollan pequeñas fallas satélites. Un aspecto importante observado en el terreno, es la relación existente entre esta estructura y la presencia en su entorno de: a) una litología tipo black shales calcáreos; b) una gran profusión de venas hidrotermales; c) sectores con una foliación tectónica muy penetrativa que cortan la foliación diagenética; d) la formación de escarpes suaves al oeste del trazo de la falla y más abruptos al este y; e) cambios en la configuración de algunos drenajes.

La Falla Peña Negra, se manifiesta en un pequeño sector al NW del área de trabajo (FIGURA 2) y presenta características muy similares a la Falla El Guamito, por lo que se considera también de tipo “*decollement*”. Asociado a esta falla se identifican zonas con foliación tectónica que afectan fundamentalmente a la Formación Rosablanca, cuyos planos mantienen la misma dirección de la Falla. Asimismo, en Rocas de la Formación Paja próximas al sector de la falla, se reconocen algunas manifestaciones hidrotermales similares a las observadas en el sector de influencia de la Falla El Guamito.

En cercanías a las fallas antes mencionadas, se presentan unos salientes en los sectores Gavilanes y Mochilero (FIGURA 2), con una geometría que recuerda los márgenes frontales de los orógenos. Estos rasgos geométricos son considerados por Macedo y Marshak (1999), como asociados a ambientes de deformación donde se generan pliegues y cabalgamientos simultáneamente.

Existen evidencias adicionales de desarrollo de otros planos cabalgantes (a escala no cartografiada),

fundamentalmente hacia la base la Formación Tablazo y al interior de la Formación Paja, manifiestas entre otras, en venas de calcita generadas mediante un mecanismo tipo *crack-seal-slip*. Este mecanismo de desarrollo de venas, según Petit *et al.* (1999), solo se presenta en ambientes de formación de fallas cabalgantes, donde la liberación simultánea de fluidos favorecen el desarrollo de venas que registran etapas sucesivas de apertura, relleno y posteriormente desplazamiento. Estas venas se presentan en el frente de avance de las fallas cabalgantes.

Otras fallas identificadas en el terreno, de carácter transcurrente, se encuentran orientadas aproximadamente E-W (FIGURA 2) y se reconocen fácilmente por los desplazamientos generados y por la presencia de brechas de falla. Estas últimas, cuando se generan por el triturado de rocas calcáreas (Formación Rosablanca, especialmente) desarrollan una textura denominada “*Cockade*”, la cual se caracteriza por presentar cristales prismáticos creciendo hacia los espacios dejados por los fragmentos de brecha (Roberts, 1989). Estos últimos, en este tipo de fallas aun se encuentran con oquedades, es decir, pobremente cementados, por lo que se deduce que su formación ha ocurrido cuando la roca se encontraba muy próxima a la superficie. Este hecho, sumado a las relaciones con otras fallas, indica que esta familia de fallas es tardía en comparación con las anteriores.

Entre las fallas de la familia antes descrita (de dirección aproximada E-W), especial atención presenta la Falla La Hervedora, reconocible en el terreno por el trazo recto que forma la quebrada del mismo nombre localizada al sur del municipio de Bolívar, debido a que con esta se asocian manifestaciones de fluorita muy translúcida y de tonalidades púrpura, verde y gris claros. Hecho que apunta a una relación estrecha entre este tipo de fallas y el paso de soluciones mineralizantes, siempre y cuando se desarrollen en rocas calcáreas, pues en el caso de las rocas pelíticas de la Formación Paja, estas mismas fallas en lugar de fluoritas, presentan brechas de lodolitas cementadas por una mica blanca, al parecer de tipo halloysita (FIGURA 3a).

Otra serie de fallas de menor propagación, aunque en este caso de tipo inverso, se presentan buzando al oeste y consideradas satélites de las fallas cabalgantes

anteriormente descritas. En inmediaciones a los puntos conocidos como el Espejo y la Quebrada la Negra (FIGURA 2), al noroeste del área de estudio, este tipo de fallas favorece la formación de planos de anisotropía tipo “*scaly cleavage*” (FIGURA 3c).

Algunas fallas de tipo normal identificadas en la zona parecen estar más relacionadas con deslizamientos gravitacionales recientes. En cualquier caso, estas fallas son muy restringidas y casi siempre están asociadas al desarrollo de los valles formados durante la evolución del drenaje actual.

Foliaciones

Todas las unidades sedimentarias aflorantes en el área presentan distintas familias de planos de anisotropía ó foliaciones, con variaciones de un sector a otro en intensidad, génesis y carácter de su fábrica interna. Para fines de describir la distribución espacial de sus distintas variedades morfogénicas, se toma como referencia la clasificación de Passchier y Trouw (1996), la cual divide las foliaciones en: primarias, diagenéticas (“*clay type*”) y secundarias. Las foliaciones primarias estarían relacionadas con los procesos originales de formación de las rocas (p. ej.; estratificación, estructuras sedimentarias en general, etc.); las foliaciones diagenéticas con la litificación y la carga litostática (S_0) y; las foliaciones secundarias (S_1 , S_2 , etc.), las generadas con posterioridad a la litificación y por consiguiente consideradas como el resultado de la deformación y el metamorfismo. Según la penetratividad de los planos de foliación, esta da lugar a la formación de clivajes tipo “*slaty*”, “*pencil*” y “*scaly*” (Durney y Kish, 1994). Existen otras clasificaciones, basadas en criterios morfológicos, útiles especialmente para describir las características internas de la foliación y su efecto en la fisilidad de las rocas, las cuales serán tenidas en cuenta en la descripción preliminar de estas (Powell, 1979; Borradaile *et al.*, 1982; Durney y Kisch, 1994; etc.). En términos de la clasificación de Paschier y Trouw (1996), en el área de estudio se observan en mayor o menor medida, los tres tipos de foliaciones (primarias, diagenéticas y secundarias), dependiendo del sector y de la unidad litoestratigráfica que se mire. La descripción de estas foliaciones se realizará de oeste a este.

En toda la franja oeste del área de estudio (FIGURA 2), asociado a las rocas calcáreas de la Formación Rosablanca, se observan dos tipos de foliaciones: diagenética y secundaria. Esta última forma unos planos de anisotropía muy penetrativos que cortan a los planos de estratificación casi perpendicularmente (FIGURA 3b), denominada “*slaty cleavage*”. Según Durney y Kish (1994), este clivaje es responsable en el terreno de la formación de una fuerte fisilidad (“*strong cleavage fissility*”). Este tipo de cleavage también ha sido identificado en las mismas calizas de la Formación Rosablanca que afloran hacia el Municipio del Peñón (fuera del área de estudio), en donde Téllez *et al.* (1980) lo describe como una ‘fibrosidad intensa perpendicular a la estratificación’. Este tipo de foliación tectónica reconocida en el área de trabajo, al parecer se relaciona mecánica y temporalmente con la formación de la Falla Peña Negra.

Esta foliación secundaria es muy evidente en el terreno y más aún en las canteras donde se explota piedra caliza, debido a que sus planos (S_1) facilitan mejor la ruptura de la roca que incluso los mismos planos de foliación diagenética (S_0). (FIGURA 3b).

Un aspecto muy importante de esta fábrica tectónica, es que muchos sedimentólogos y petrólogos la consideran como evidencias de un metamorfismo incipiente de muy bajo grado (Turner, 1981; Kish, 1983; Frey, 1987).

En la parte central del área, donde afloran rocas de la Formación Paja, la foliación predominante es de tipo diagenética, aunque muy localmente se presentan sectores con un cleavage secundario, tipo “*pencil*”, generado por la partición de la roca, en el cruce de los planos de foliación diagenética y secundarios incipientes.

Asociada a la Falla el Guamito (FIGURA 2), se presentan sectores nuevamente con una foliación tectónica tipo “*slaty cleavage*”, con un mejor desarrollo en las litologías tipo black shales y con la misma orientación de la falla. La distribución espacial de estos sectores parecen formar una banda de dirección N30E, que desaparece gradualmente hacia el este y oeste, a medida que empieza a dominar nuevamente la foliación diagenética (S_0). La presencia de venas con asfaltita orientadas en el mismo sentido

de la foliación secundaria, sugiere una estrecha relación temporal entre foliación, falla y esta familia concreta de venas.

El significado tectónico y las condiciones de formación de estas zonas o bandas con foliación tectónica es aún tema de estudio.

Otro tipo de foliación tectónica observada en la Formación Paja, denominada “*scaly cleavage*”, se presenta al noroeste del área de estudio en el sector el Espejo y la Quebrada la Negra y al sureste, cerca a Guavatá. La presencia de estos planos de anisotropía es de gran importancia, debido a su apariencia como supuestas superficies de estratificación, lo cual puede generar una gran confusión en el momento de determinar la arquitectura del área. En estos sectores, estos planos (con buzamiento aproximado al W) en la mayoría de los casos se diferencian de los planos de foliación diagenética (con buzamiento al E), por el gran contenido en óxidos de hierro y un material arcilloso de tonalidades entre amarillento y rojizo (FIGURA 3c y 3e).

En La Formación Tablazo, al este de la zona de estudio, el tipo de foliación predominante observado es diagenética o “*clay cleavage*”, el cual es generado por la carga litostática durante el enterramiento de las rocas.

Diaclasas

Las diaclasas presentes en el sector de estudio gozan de una gran propagación y su desarrollo genera un fracturamiento que afecta todas las litologías presentes en el área. Entre estas destacan por su gran profusión aquellas con dirección predominantemente N50-70°W y N30-40°E, las cuales buzando al sur o norte por lo general con 80-90°. En algunos puntos estas diaclasas son muy penetrativas, llegando a estar separadas entre ellas cada 0.05-0.2 m, generando así franjas de 10 metros de largo por 1-2 m de ancho, que perfectamente tienen la apariencia de un “*pencil cleavage*” muy restringido (FIGURA 3d). En aquellos puntos donde estas dos familias se presentan juntas, se observa el carácter de coetaneidad entre estas (diaclasas conjugadas, p. ej. Cerro Gavilanes). En cualquier caso, estas diaclasas cortan los distintos tipos de foliaciones antes descritos y además a unas venas de calcita fibrosa paralelas a la S_0 (descritas más adelante con

mayor detalle), que se consideran formadas durante la despresurización de las rocas. Esto en conjunto implica, que este diaclasamiento debió ocurrir con posterioridad al máximo enterramiento alcanzado por las rocas (generador del clivaje de carga) y al evento de máximo acortamiento responsable de la formación de los pliegues y el clivaje tectónico o secundario (FIGURA 3e).

Otra familia dominante de diaclasas orientadas E-W, se presentan con una propagación más restringida y por su relación con las anteriores son tardías.

Estilolitos

Los estilolitos, estructuras formadas por procesos de disolución por presión (Mojica, 1985), han sido identificados a escala de afloramiento y de microscopio, principalmente en las unidades calcáreas Rosablanca y Tablazo.

A nivel de afloramiento, en la Formación Rosablanca estas estructuras son de dos tipos: verticales y horizontales. Su aspecto en muestra de mano varía desde muy oscuro, seguramente debido a la concentración de componentes orgánicos, hasta rojizos, por presencia de óxidos de hierro y titanio. Los estilolitos verticales se disponen paralelamente a las superficies de estratificación, por lo que se interpretan como generados por carga litostática, mientras que aquellos de carácter horizontal (tardíos con relación a los anteriores), debieron haberse formado durante la etapa compresiva que dio lugar a los pliegues anteriormente citados.

En la Formación Tablazo estas estructuras presentan un menor desarrollo, siendo las litologías calcáreas las únicas afectadas por procesos de estilolitización que dan origen a estilolitos fundamentalmente de tipo vertical.

En la Formación Paja, los fenómenos de estilolitización son observados especialmente a escala de microscopio y al igual que en el caso anterior, son más frecuentes aquellos de tipo vertical.

Otras estructuras de deformación

Entre otras estructuras de deformación reconocidas en el área de trabajo, destaca la presencia de fósiles

deformados, principalmente amonites, los cuales sufren un significativo acortamiento en el sentido de los ejes de mayor esfuerzo, generadores de planos de anisotropía tipo “*slaty cleavage*”. Asimismo, se aprecia un importante desarrollo de boudines en masas de pirita y nódulos, dando lugar a morfologías discoidales.

· Manifestaciones de origen hidrotermal

Las manifestaciones de origen hidrotermales de mayor relevancia identificadas en el área de estudio son las venas, las cuales según la composición del relleno dominante se dividen venas de calcita, asphaltitas, agregados de mica potásica (K-mica), alofana, malaquita, barita, fluorita y cuarzo. Asimismo, se presentan pequeñas bolsas de esfalerita y bandas finas de albitas, nódulos albitizados y bandas de sulfuros.

Debido a la gran profusión de venas hidrotermales en el área, a continuación se definen algunos conceptos fundamentales, que servirán para describir este tipo de estructuras de dilatación.

Las venas se diferencian, según el modo mecánico de su desarrollo, en: a) venas tipo “*crack-seal*”; b) “*crack-slip-seal*” y; c) “*crack-seal-slip*” (Ramsay, 1980; Davison, 1995; Petit *et al.*, 1999). Por otro lado, según la textura del relleno, se clasifican fundamentalmente en: a) masivas o granulares; b) sintaxiales; c) antitaxiales y; d) de rellenos estirados ó “*stretched fill*” (Ramsay y Huber, 1983).

Al este del área de estudio, donde afloran las rocas calcáreas de la Formación Tablazo, se han identificado venas paralelas a la So, compuestas de calcita con textura masiva y con planos de desplazamiento o cizalla en su interior, las cuales se consideran formadas mediante un mecanismo tipo “*crack-seal-slip*”. El espesor de estas venas es de 0.01 a 0.03 m. y presentan una continuidad lateral que sobrepasa los 30 m Otro tipo de manifestación hidrotermal relacionada con esta unidad, lo constituyen pequeños lentes paralelos a la So de hasta 0.02 m de espesor y 0.10 m de longitud, con textura de relleno sintaxial, compuesto de asphaltita, cuarzo, calcita y en ocasiones ankerita. Estos lentes parecen tener un mejor desarrollo en calizas bioesparíticas.

En la Formación Paja, hacia la parte central del área de estudio, se observan venas de calcita de hasta 0.03 m de espesor y 5 m de longitud, dispuestas paralelamente a los planos de foliación diagenética (So). Estas venas, a diferencia de las anteriormente descritas para la Formación Tablazo, presentan una textura fibrosa de crecimiento sintaxial. La dirección de las fibras sugiere un mecanismo de apertura y relleno sucesivo (“*crack-seal*”), el cual debió tener lugar durante un proceso de separación de los planos So, es decir, durante una etapa de despresurización de las rocas (perdida de carga litostática).

Igualmente en la Formación Paja y especialmente asociada a black shales, se presentan venas rellenas mayoritariamente de asphaltita brechificada y una matriz de calcita (fibrosa y romboédrica) y un agregado de mica potásica (K-mica) de color verde manzana (FIGURA 3f), esta última identificada mediante microanálisis químico durante las exploraciones realizadas al microscopio electrónico de barrido (SEM). En ocasiones, solo se observan venas rellenas en su totalidad de asphaltita (p. ej. En la vereda El Espejo), lo cual sugiere que la brechificación de las asphaltitas es un evento posterior que debió ocurrir en presencia de un fluido hidrotermal, a partir del cual precipitó fundamentalmente el material calcáreo de la matriz. Estas venas por lo general están orientadas N10-30°E con buzamiento <90°.

En el sector de la Quebrada la Trampa, en el área de influencia de la Falla El Guamito, se presentan sectores con un enrejado de venas (“*stokwork*”), compuestas en su mayoría de K-mica y puntualmente clorita (FIGURAS 4a,b y c), las cuales al parecer son el resultado de una intensa interacción fluido-roca. Asimismo, en rocas de esta misma unidad, se presentan venas de 0.15 cm de espesor con relleno de un material azul y verde claros, identificado como alofana.

Filonos de asphaltita con calcita, igualmente se presentan en la Formación Rosablanca, aunque de manera muy restringida, seguramente por su menor contenido de componentes sapropélicos.

En rocas calcáreas de la Formación Rosablanca, principalmente al norte del Municipio de Bolívar (FIGURA 2), en la Vereda Orta, se han observado algunas excavaciones subterráneas abandonadas, muy

rudimentarias tipo túneles de hasta 40m. Estas excavaciones se desarrollaron siguiendo venas rellenas mayoritariamente de malaquita, azurita (FIGURA 4e), galena, barita, calcita, los cuales alcanzan un espesor de hasta 15 centímetros. Estos filones tienen una dirección aproximada de N20°E con un buzamiento de 90°. En esta misma unidad y en venas con características estructurales similares se han identificado rellenos de barita pura o calcita, barita, ankerita (FIGURA 4d).

La presencia de sulfuros en el área, especialmente se restringe a manifestaciones de pirita y calcopirita muy puntuales. En la Quebrada la Negra (FIGURA 2) estos sulfuros se observan en nódulos y en pequeñas bandas (FIGURA 4f), en donde la pirita es dominante y se presenta principalmente en forma de cubos y piritohedros. Asimismo, se ha observado la pirita en masas con forma de boudines discoidales (de 0.02 m x 0.1 m) dispuestos paralelamente a la So. Por lo general estos sulfuros se confinan exclusivamente a niveles de black shales de la Formación Paja.

Igualmente relacionados con esta unidad litoestratigráfica, se han identificado bandas finas de aspecto azucarado intercaladas en las lodolitas (FIGURA 5a y b), las cuales analizados en lámina delgada resulta ser una masa monomineral de plagioclasa tipo albita. Estas características igualmente se presentan en algunos nódulos observados en lodolitas calcáreas entorno a la falla El Guamito. En el sector del Cerro Gavilanes, se ha identificado una litología que en muestra de mano tiene el aspecto de una arenisca con matriz muy orgánica, pero que al ser analizada al microscopio óptico, resulta estar constituida de granos inalterados de albita, al parecer neoformados, en una matriz muy rica en materia orgánica. Todas estas manifestaciones son consideradas también de origen hidrotermal.

Otro tipo de mineralización observada en el área, es la presencia de esfalerita de una variedad acaramelada (FIGURA 5c), muy restringida, compacta y generalmente como masas en calizas de la Formación Rosablanca, en pequeñas bolsas de máximo 3x5 cm de diámetro. Estas esfaleritas se presentan también en las Formaciones Paja y Tablazo como mineral accesorio en venas que siempre contienen agregados de K-mica y como pequeños puntos diseminados en la roca, respectivamente. En estas formaciones su color es predominantemente marrón oscuro.

Con relación a las venas de cuarzo, estas se han observado principalmente en el sector del Cerro Gavilanes, de un hábito fibroso. Estas venas alcanzan espesores entre 0.03 y 0.07 m y se disponen paralelas a los planos So, aunque en algunos puntos se han visto cortando a estos.

• Estructuras de carstificación

Las rocas calcáreas de las Formaciones Rosablanca y Tablazo, sufren procesos de disolución por el paso de aguas ácidas superficiales, dando origen a estructuras cársticas tipos dolinas, cavernas cársticas y lenares, los cuales en conjunto muestran un flujo de agua controlado tanto por las superficies So, como por la red de diaclasas que han fracturado las rocas. Algunas de esas formaciones cársticas son hoy día estructuras fosilizadas (paleokarst) que se diferencian de la actualmente activas, por encontrarse parcialmente rellenas de un material arcilloso sin consolidar. Esto evidencia claramente que el frente de carstificación ha continuado su profundización con el tiempo, tal como sucede comúnmente en contextos geológicos similares.

• Implicaciones en la exploración de depósitos minerales

La provincia de Vélez destaca por la explotación a pequeña escala de piedra caliza, barita y cuarzo, principalmente (Carvajal, 1987; Rodríguez y Barrera, 2001). No obstante, haciendo referencia más concretamente al área de estudio (FIGURA 2), lo que fundamentalmente se explota allí es piedra caliza de las Formaciones Cretácicas Rosablanca y Tablazo. La extracción de este material se realiza a cielo abierto en aproximadamente unas diez pequeñas canteras (entre antiguas y nuevas) localizadas a lo largo de la carretable Vélez-Paloblanco-Bolívar. Este material es utilizado principalmente como recebo y su demanda se ha incrementado últimamente debido a la construcción de la troncal del Carare. Por esta razón, las Formaciones Rosablanca y Tablazo continúan presentando un gran interés como fuentes para piedra caliza, por lo que se debe prestar más atención a localizar nuevos sectores, especialmente de calizas más puras que aquellas que actualmente se extraen.

La presencia de venas con minerales de cobre en las calizas de la Formación Rosablanca, lleva a la necesidad de estudiar mejor este proceso hidrotermal, en aras de diseñar una estrategia de búsqueda que pueda conducir a localizar filones de mayor interés económico. Aunque esta tarea no se vea actualmente como una necesidad imperiosa (especialmente si consideramos el actual mercado de cobre), resulta muy importante para entender la edad, el área de influencia y el efecto de este evento hidrotermal en las distintas litologías de la región. Este aspecto es de gran utilidad si se tiene en cuenta que eventos hidrotermales en rocas sedimentarias del Cretácico Inferior en la Cordillera Oriental han favorecido la formación de depósitos de esmeraldas (Giuliani *et al.*, 2000).

En esta misma unidad sedimentaria resulta igualmente importante un estudio más detallado de las manifestaciones de Barita y Fluorita, tanto para aportar al conocimiento de la historia paleohidrotermal del sector, como para valorar el potencial de reservas de estas mineralizaciones. En este sentido, el estudio deberá centrarse entorno a las fallas transcurrentes tardías de dirección aproximada E-W (p. ej.: Quebrada La Hervedora) por ser estas las que al parecer ejercen un control importante sobre el flujo de los fluidos mineralizantes.

En la Formación Paja, aflorante al noroeste del área de estudio (Vereda El Espejo) se explotó un filón de asfaltitas (actualmente esta todo cubierto), el cual según la información de los lugareños alcanzó en algunos puntos un espesor mayor a 1 m y una longitud de más de 50 m. Otros filones de asfaltita han sido observados igualmente en la carretera antigua que une Vélez con Gauvatá. Este material, también se reconoce en otros puntos de la zona, aunque por lo general aparece brechificado y cementado con calcita, K-mica y clorita. Esto en conjunto, apunta a que el área de trabajo puede ser de gran interés económico para el aprovechamiento de estos componentes residuales de la destrucción termal de antiguos hidrocarburos. En este sentido, y en aras de localizar filones de asfaltita pura, se recomienda prestar mayor atención a la Formación Paja, especialmente hacia el sector norte y sureste del área de estudio (FIGURA 2), es decir, en aquellos lugares donde los efectos de los eventos hidrotermales al parecer no son muy evidentes.

En la Formación Cumbre se presentan filones de cuarzo con orientación N40°W con buzamientos <90° y con espesores hasta de un m, de los cuales se extraen drusas y cristales de cuarzo cristalino de gran pureza (FIGURA 5d) mediante minería subterránea artesanal, especialmente más hacia el oeste del área estudiada (Vereda Arcabuco, Municipio de Sucre). Algunos de estos filones, localizados hacia el contacto entre las Formaciones Cumbre y Rosablanca, presentan adicionalmente pirita, calcopirita, malaquita y azurita, en cantidades muy restringidas.

Los filones de cuarzo antes descritos son un recurso importante para la región, debido a su alta pureza y propagación. Un estudio de detalle de estos filones en aras de calcular reservas y un análisis de mercadeo, permitirían conocer el verdadero valor para la región de este importante recurso.

Existen otras manifestaciones minerales identificadas hasta la fecha en el área, por ejemplo calcitas (FIGURA 5e), esfaleritas (FIGURA 5c), asfaltitas brechificadas, piritas y esmithsonita (FIGURA 5f), que inicialmente pueden ser consideradas de interés coleccionístico.

Las evidencias anteriormente descritas sobre los eventos hidrotermales que afectaron las rocas tipo black shales de la Formación Paja, principalmente entorno a las fallas El Guamito y Peña Negra, son indicadores que obligan a dedicar especial atención a estas zonas de falla (en una franja de por lo menos unos 2 km de ancho), en el sentido de estudiar las condiciones físico-químicas de los fluidos que percolaron las rocas de estos sectores y los efectos de la interacción fluido-roca que debieron tener lugar.

Este estudio es de gran importancia, si se tiene en cuenta que los depósitos de esmeraldas en el cinturón esmeraldífero occidental de la Cordillera Oriental, se hospedan en rocas tipo black shales de la Formación Paja y que su formación está relacionada con el paso de fluidos calientes migratorios (Cheilletz *et al.* 1994; Cheilletz y Giuliani, 1996; Branquet, *et al.* 1999; Giuliani *et al.*, 2000). Indicadores adicionales en el área de trabajo; tales como la presencia de asfaltitas, albitas, bandas de sulfuros, venas de calcita, K-mica y clorita; su localización a unos 30 km de la Falla cabalgante “La Salina”, es decir, aproximadamente la misma distancia que separa esta de las mineralizaciones de esmeraldas en el cinturón

esmeraldífero occidental (p. ej.: Muzo, Coscuez); sugieren para el área de trabajo, la presencia de condiciones especiales, las cuales según el modelo sedimentario-hidrotermal propuesto por Cheilletz *et al.* (1994) y Giuliani *et al.* (2000), pueden favorecer la formación de depósitos esmeraldíferos.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

La evolución geológica del área de estudio, como es evidente, esta estrechamente ligada a la evolución de la Cordillera Oriental. Por esta razón, a continuación se intentará relacionar los eventos de deformación identificados en el área con aquellos documentados para la cordillera.

La sedimentación marina del Cretácico Inferior que se registra en el área de estudio (Formaciones Cumbre, Rosablanca, Paja y Tablazo), tuvo lugar en una de las depresiones; formadas por la extensión generada durante la separación de Norte América y Sur América, iniciada desde el Triásico; conocida como la cuenca del Tablazo-Magdalena (Mojica *et al.* 1996; Sarmiento, 2001), aunque según Taboada *et al.* (2000), la tectónica extensiva que favoreció la depositación de estos sedimentos esta más relacionada con una cuenca de retroarco localizada al este de la Cordillera Central, a consecuencia de la subducción de la placa oceánica Farallón.

La progresiva extensión experimentada por este sector de la corteza durante el Cretácico Superior, debió favorecer el enterramiento de esta litología, acompañado este de la litificación de las rocas, la formación de estructuras diagenéticas (nódulos, etc.) y la formación de la foliación de carga o foliación diagenética (So).

Con posterioridad a la *etapa* extensiva antes citado, esta cuenca de depositación se ve afectada por una tectónica *compresiva* (*etapa de deformación*), responsable de la inversión de la cuenca. Esta etapa compresiva se divide en varias *fases de deformación* (Van der Hammen, 1961; Mojica y Franco, 1990; Colletta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Roeder y Chamberlain, 1995; Taboada, 2000), las cuales en este trabajo se agrupan en *períodos de deformación*, denominados paleoandino, mesoandino y neoandino.

Para fines de terminología, se aclara que la jerarquía propuesta es la siguiente: *Etapa de deformación* Ⓢ *Periodo de deformación* Ⓢ *Fase de deformación*. En el caso de etapa de deformación, el tiempo de su duración se mide a escala de *era* o sistema, en cuanto al período de deformación a escala de *época* y la fase de deformación a escala de *pisos*.

Considerando las dataciones Ar-Ar (31.5-38 Ma) aportadas por Cheilletz *et al.* (1994 y 1995), como edades del plegamiento y la formación de los depósitos de esmeraldas en el cinturón esmeraldífero occidental de la Cordillera Oriental, es posible extrapolar estas edades al área de estudio, si se tiene en cuenta que ambas zonas presentan rasgos geológicos parecidos (p. ej.: ambas zonas distan unos 25-30 Km del frente cabalgante de la Falla “La Salina”). En este sentido, la edad del plegamiento, de la foliación tectónica tipo “*slaty cleavage*” que se observa en las Formaciones Rosablanca y Paja y de sus manifestaciones hidrotermales asociadas (venas de K-mica, etc.), deben corresponder a la misma edad (Eoceno-Oligoceno ó período de deformación mesoandino).

Este evento de acortamiento debió tener lugar cuando las rocas se encontraban a una menor profundidad que aquella registrada durante el máximo enterramiento señalado anteriormente (Cretácico Superior), esto debido a que las venas fibrosas paralelas a la So, identificadas en algunos sectores de la Formación Paja e interpretadas como generadas por despresurización, se encuentran plegadas, lo cual sugiere que ya debían estar formadas antes del plegamiento, seguramente durante el periodo de deformación paleoandino (Finales del Cretácico-Paleoceno).

La formación de sectores con foliación tectónica solo puede entenderse como asociada a la llegada de calor por aumento del gradiente de temperatura regional o transportado por fluidos migratorios, siendo más probable este último.

El diaclasamiento dominante que afecta las rocas de la región y la formación de fallas con desarrollo de brechas con textura tipo “*cokcade*”, por cortar las anteriores estructuras, solo parece estar relacionado temporalmente con el período de deformación neoandino (Mioceno), y cuando las rocas se encontraban aún a menor profundidad. Con

posterioridad a este evento, se configuraría el drenaje actual y se desarrollarían los procesos de carstificación.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan un profundo agradecimiento a la Universidad Industrial de Santander (UIS), al Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y la Tecnología “Francisco José de Caldas” COLCIENCIAS y a la Empresa Nacional Minera Ltda MINERCOL, entidades que auspiciaron el desarrollo de este trabajo a través del proyecto de Investigación 1102-06-10940.

Al señor Pedro Ariza Ariza, Alcalde del Municipio de Bolívar, por su amabilidad y atención, gratitud que igualmente extendemos a sus colaboradores y a los pobladores de la región. La sencillez y familiaridad de esta bella gente sumado al hermoso paisaje donde habitan, hace que cualquier visitante quede afectivamente unido a esta tierra.

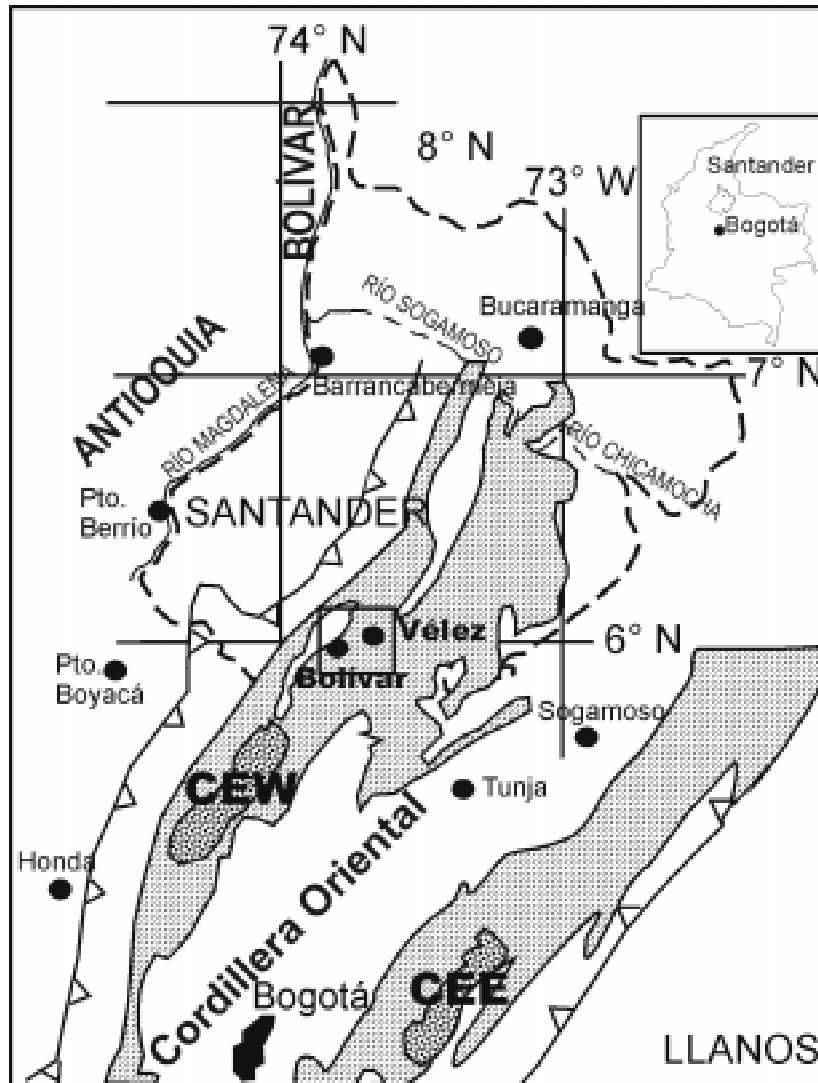
Asimismo, manifestamos nuestra inmensa gratitud a todos aquellos estudiantes de la Escuela de Geología de la UIS quienes realizaron sus prácticas de Campo I en el área de estudio por su entusiasmo, responsabilidad y colaboración. Sin su participación este documento no sería lo que es. Igualmente expresamos nuestro sentimiento de gratitud al profesor Eliecer Uribe, Ricardo Mier y a los tesinandos Thomas, Julián y Federico por compartir sus observaciones de campo. A un evaluador anónimo por sus valiosos comentarios y sugerencias.

REFERENCIAS





- Borradaile, G. J., Bayly, M. M., Powell, C. McA. (1982). Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer eds., Berlin. 551p.
- Branquet, Y.; Cheillett, A., Giuliani, G., Laumonier, B., Blanco, O. (1999). Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: Colombia emerald deposits. pp. 183-196. In: Fractures, Fluid Flow and Mineralization. McCaffrey, K. The Geological Society eds. London.
- Carvajal, C. A. (1987). Barita. En Recursos Minerales de Colombia. Tomo II. Publ. Geológicas Especiales del Ingeominas. pp. 725-737.
- Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., Rudkiewicz, J-L. (1990). Tectonic style and crustal structure of the eastern cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In: Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. J. Letouzey eds. pp. 81-100.
- Cooper, M. B., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., Taborda, A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. A.A.P.G. Bulletin. Vol. 79, N° 10, pp. 1421-1443.
- Cheillett, A., G., Giuliani (1996). The genesis of Colombian emeralds: a restatement. Mineralium Deposita, Vol. 31, pp. 359-364.
- Cheillett, A., Féraud, G., Giuliani, G., Rodroguéz, C. T. (1994). Time-Pressure and Temperature Constraints on the Formation of Colombian Emeralds: An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laser microprobe and Fluid Inclusion Study. Economic Geology, Vol. 89, pp. 361-380.
- Cheillett, A., Giuliani, G., Zimmermann., Ribeiro-Althoff, A. (1995). Ages, geochemical signatures and origin of Brazilian and Colombian emerald deposits: a magmatic versus sedimentary model. Mineral Deposits, Pašava, Kribek and Zak (eds), Rotterdam. pp. 569-572.
- Davison, I. (1995). Fault slip evolution determined from crack-seal veins in pull-aparts and their implications for general slip models. Journal of Structural Geology, Vol. 7, pp. 1025-1034.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture, pp. 108-121 in Ham, W. E., ed., Classification of carbonate rocks: Tulsa, Okla., A.A.P.G., Men. 1, 279p.
- Durney, D. W., Kisch, H. J. (1994). A field classification and intensity scale for first-generation cleavages. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, Vol. 15, No. 3, pp. 257-295.
- Folk, R. L. (1974). Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company. Austin Texas. 182p.

- Frey, M. (1987). Low temperature metamorphism. Chapman and Hall eds. N. Y. 351p.
- Gómez, P. J. A. (1977). Fotogeología de la zona Barbosa – Landazuri. Boletín de Geología, UIS, Vol. 2, No. 25, pp. 99 – 106.
- Giuliani, G., France-Lanord, Ch., Cheilletz, A., Coget, P., Branquet, Y., Laumonnier, B. (2000). Sulfate reduction by organic matter in Colombian emerald deposits: Chemical and Stable Isotope (C, O, H) evidence. Economic Geology, Vol. 95, pp. 1129-1153.
- Kisch, H. J. (1983). Mineralogy and Petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: Diagenesis in sedimentary Rocks, 2. Ads. Larsen, G. and Chilingar, G. V., Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541 (Appendix B-literature published since 1976).
- Macedo, J., Marshak, S. (1999). Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. GSA Bulletin. Vol. 111, No. 12, pp. 1808-1822.
- Mojica, J. (1985). Estilolitos horizontales en sedimentitas del Cretácico de la Cordillera Oriental, y su significado tectónico. Geología Colombiana, No. 14, pp. 7-23.
- Mojica, J., Franco, R. (1990). Estructura y Evolución Tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. Geología Colombiana, No. 17, pp. 41-64.
- Mojica, J., Kammer, A., Ujueta, G. (1996). El Jurásico del sector noroccidental de Suramérica y guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena, Regiones de Payandé y Prado, Departamento de Tolima, Colombia. Geología Colombiana, No. 21, pp. 3-40.
- Passier, C. and Trouw, R. (1996). Microtectonics. Springer, Berlin. 289p
- Petit, J-P., Wibberley, Ch. A. J., Ruis, G. (1999). 'Crack-seal', slip: a new fault valve mechanism?. Journal of Structural Geology, Vol. 21, pp. 1199-1207.
- Powell, C. McA. (1979). A morfological classification of rock cleavage. Tectonophysis, Vol. 58, pp. 21-34.
- Ramsay, J. G. (1980). The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature, Vol. 284, pp. 135-139.
- Ramsay, J. G., Huber, M. (1983). The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain Analysis. Academic Press, London.
- Roberts, J. L. (1989). Geological Structures. Macmillan eds. 250p.
- Roeder, D., Chamberlain, R. L. (1995). Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene evolution. A.A.P.G. Mem., Vol. 52, pp. 283-303.
- Rodríguez, M., J., Barrera (2001). Plan Prospectivo económico de la región Andina de la Provincia de Vélez 2001-2015. Tesis de Pregrado. UIS. 118p.
- Sarmiento, L. F. (2001). Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Ecopetrol Vrije Universiteit Amsterdam. Colombia. 295p.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). Tectonics, Vol. 19, No. 5, pp. 787-813.
- Téllez, I. N. A., Gómez, P. J. A., Cedeño, E. D., Arce, M. (1980). Informe Final del Proyecto 'Exploración geoquímica de la Región Cuprífera de Bolívar- Provincia de Vélez, Dpto. de Santander'. UIS eds. 77p.
- Turner, F. J. (1981). Metamorphic petrology- Mineralogical, Field, and tectonoc aspects, 2nd edn., McGraw-Hill, N. Y.
- Ulloa, M. C., Rodríguez, M. E. (1978). Mapa Geológico de la Plancha 170, Vélez. Ingeominas, eds.
- Van der Hammen, T. (1961). Late Cretaceous and Tertiary Stratigraphy and Tectogenesis of the Colombian Andes. Geologie en Mijnbouw, Vol. 40, pp. 181-188.

Trabajo recibido: abril 1 de 2003
Trabajo aceptado: julio 23 de 2003



CONVENCIONES

-  Sedimentos del Cretáceo Inferior
-  Limite tectónico de las principales unidades morfoestructurales
-  Cinturón esmeraldífero Occidental (Muzo, Cosquez, La Palma)
-  Cinturón esmeraldífero Oriental (Chivor, Guateque, Gachalá)

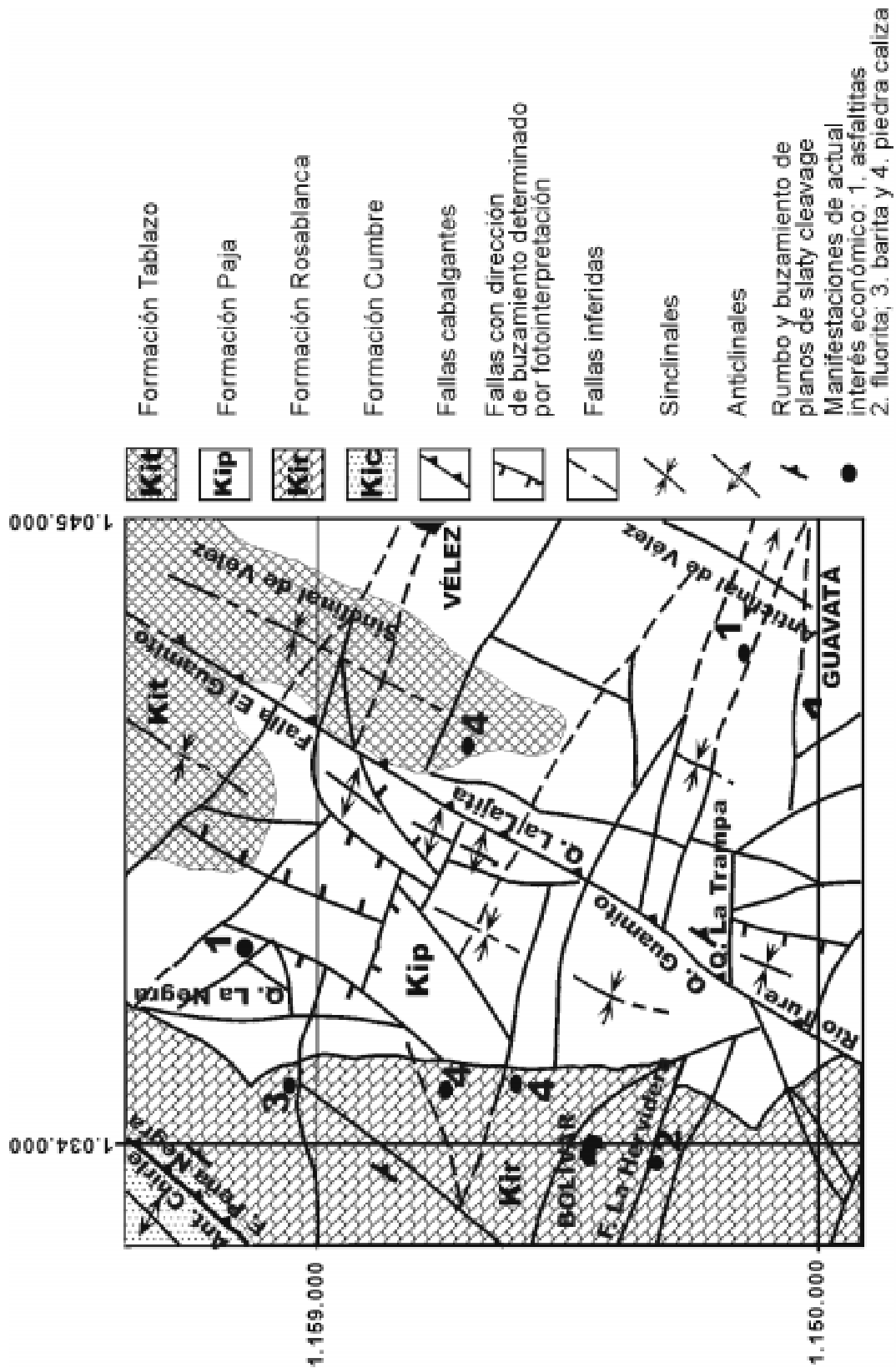


FIGURA 2. Esquema geológico del área de estudio.

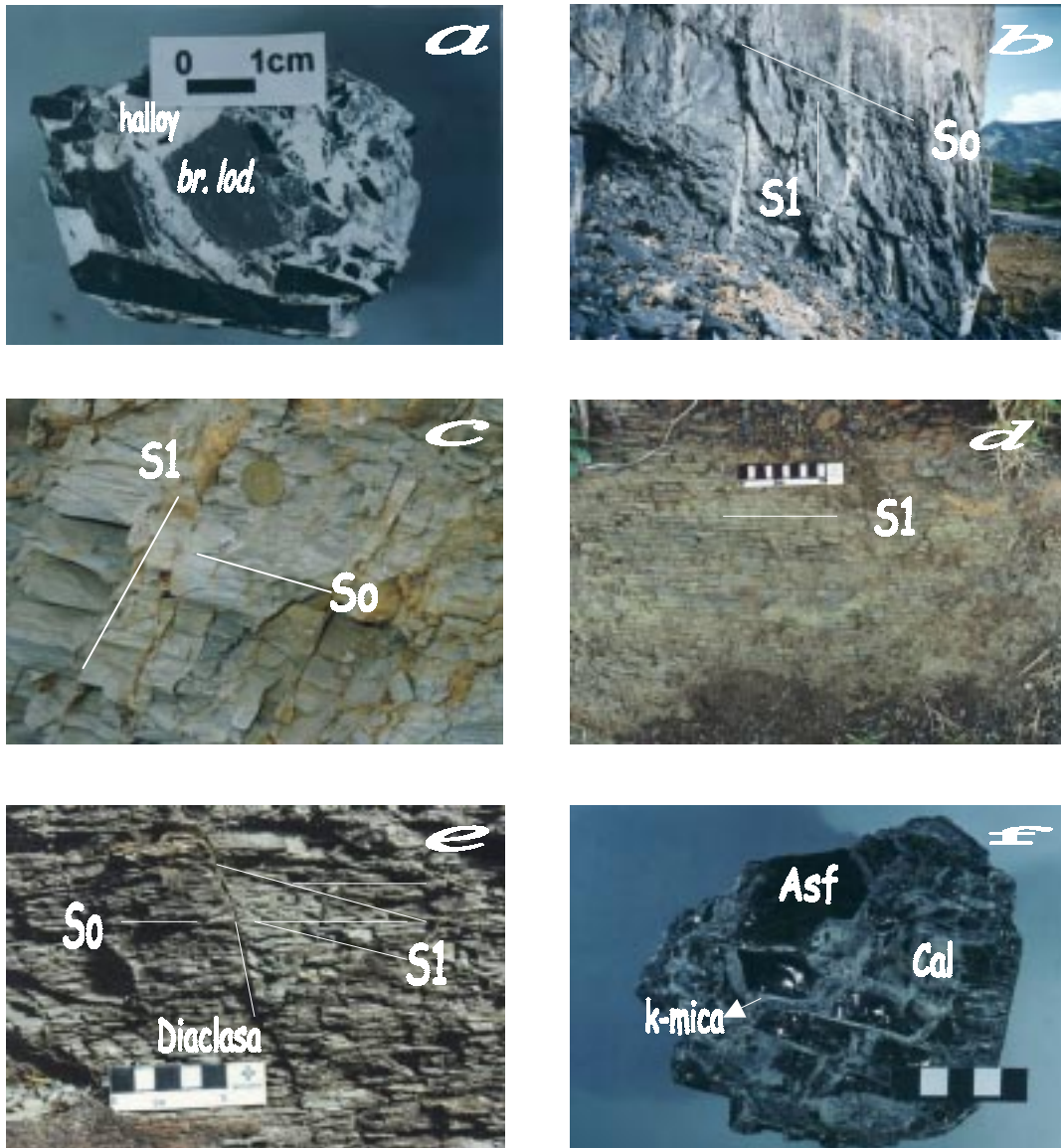


FIGURA: 3a. Brechas de lodolitas (br. lod.) de la Formación Paja en una matriz de halloysita (halloy) (?). **3b.** Relación entre las foliaciones tectónica (*slaty cleavage type*, S1) y diagenética (So) en calizas de la Formación Rosablanca. Dimensiones del Afloramiento 7 x 7 m **3c.** Relación entre las foliaciones tectónica (*scaly cleavage type*) y la So. **3d.** Aspecto de las franjas estrechas con *pencil cleavage* en la Formación Paja. **3e.** Relaciones de temporalidad entre las foliaciones So (diagenética o *clay type*, anteriores al *scaly*), *scaly type* (posteriores a la So) y el diaclasamiento (posteriores al So y al *scaly cleavage*). **3f.** Material de relleno de venas compuesto principalmente de asphaltita brechificada, (Asf) calcita (Cal) y K-mica.

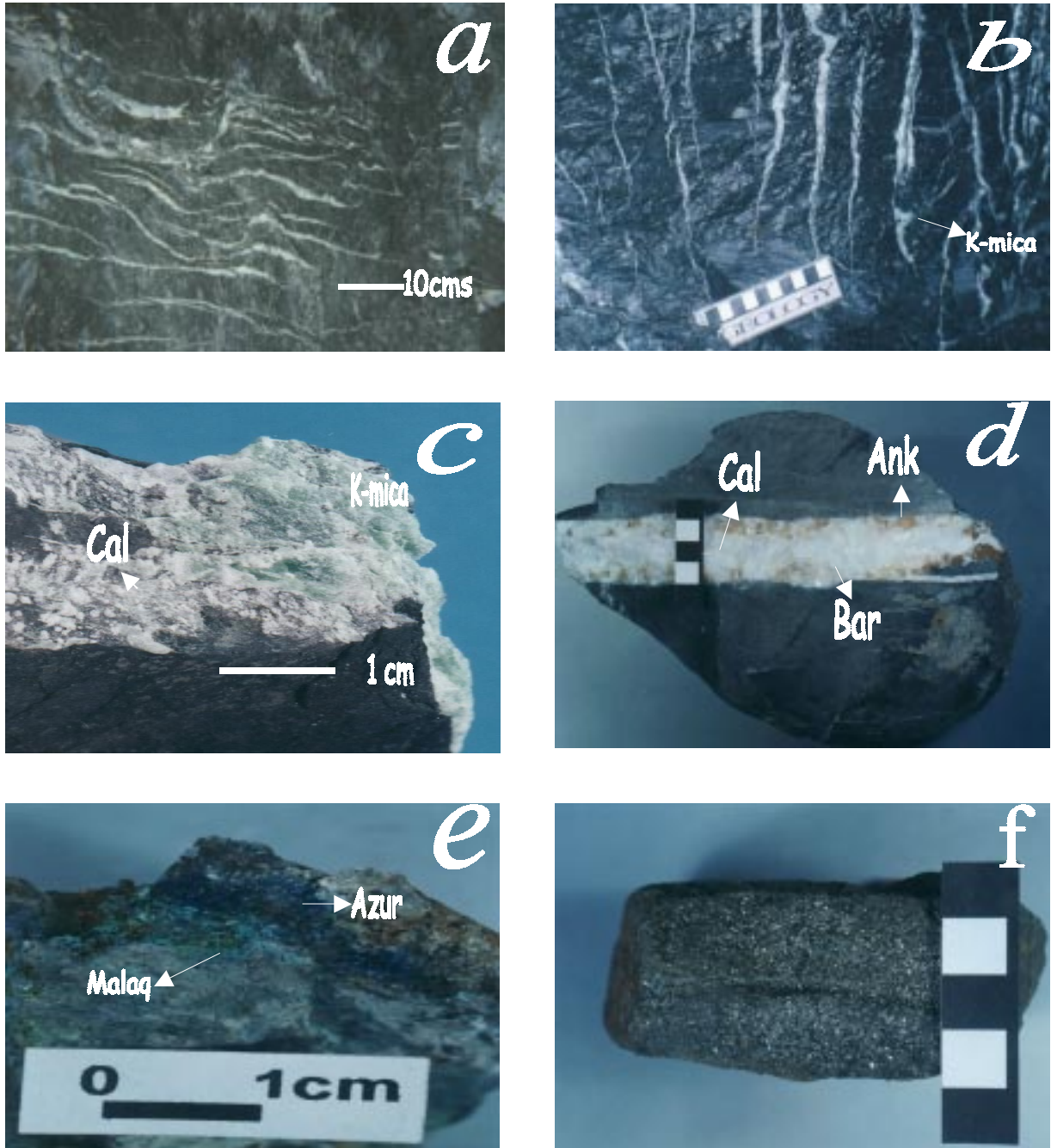


FIGURA: 4a,b. Aspecto de las venas rellenas principalmente de agregados de K-mica y calcita (cal), presentes en black-shales de la Formación Paja; **4c.** Imagen ampliada que muestra la k-mica de color verde manzana. **4d.** Vena con calcita (Cal) ankerita (Ank) y barita (Bar) en calizas de la Formación Rosablanca. **4e.** Rellenos compuestos mayoritariamente de malaquita (Malaq) y azurita (Azur) de filones en calizas de la Formación Rosablanca. **4f.** Aspecto de los niveles de sulfuros (piritas) en black shales de la Formación Paja.

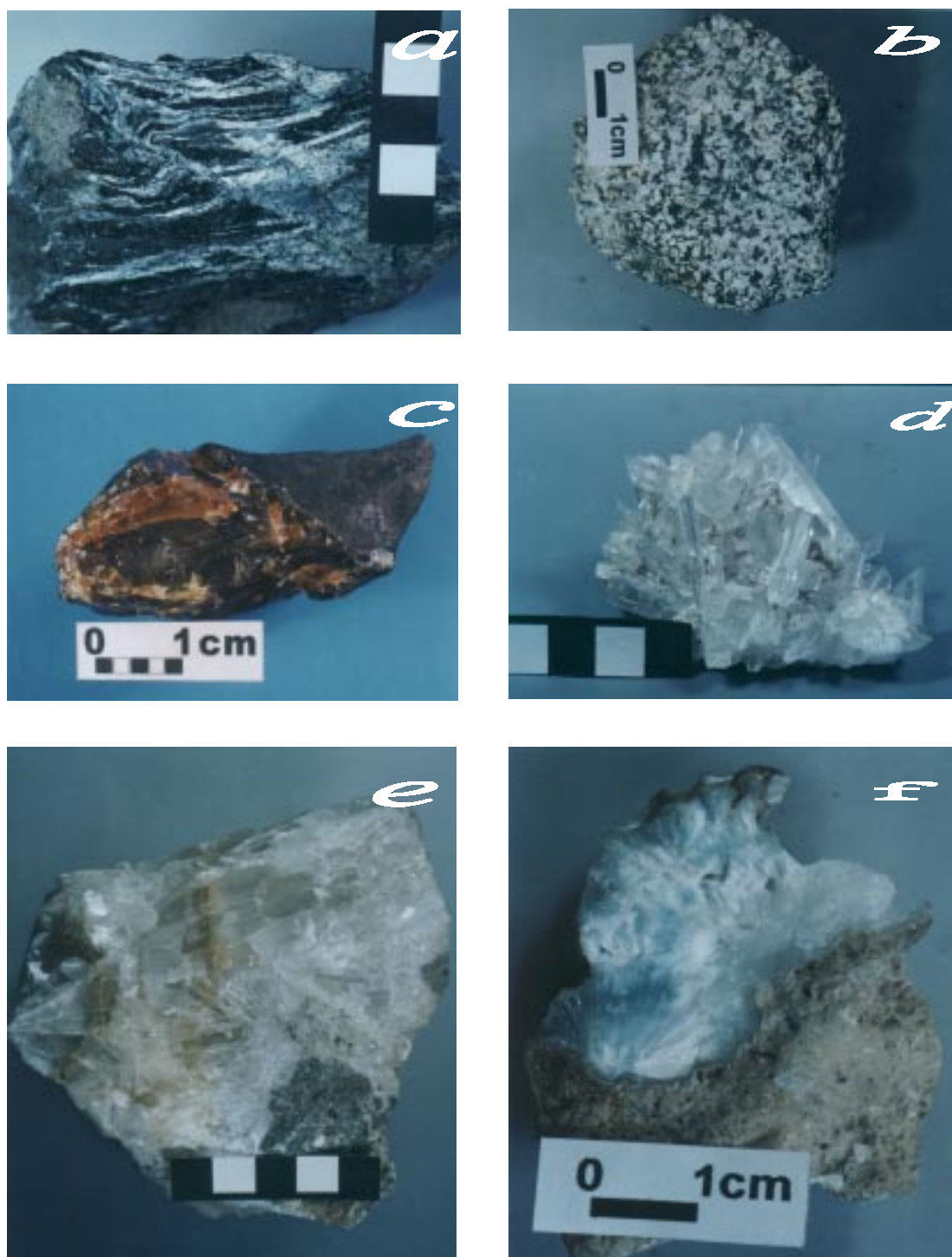


FIGURA: 5a,b. Aspecto de los fenómenos de albitización (color blanco) en black shales de la Formación Paja. En **a** con evidencias de microplegamiento **5c.** Esfalerita de variedad acaramelada observada a manera de pequeñas bolsas en calizas de la Formación Rosablanca. **5d.** Drusas de cuarzo de venas hidrotermales en la Formación Cumbre. **5e.** Calcitas y, **5f.** Smithsonita (azulada) formadas por procesos de carstificación en calizas de la Formación Rosablanca.