



Libertad y Orden

**LEVANTAMIENTO DE INFORMACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y  
ESTRUCTURAL DE LOS CINTURONES ESMERALDÍFEROS DE LA  
CORDILLERA ORIENTAL.**

**Contrato De Prestación de Servicios BTA-013**

**Informe Técnico**

Por:

**INGEOMINAS – Andrés Mora**

Coordinador del Proyecto:

**Germán Reyes**

Compiló:

**Andrés Valencia**

**Bogotá D.C, diciembre de 2005**

República de Colombia  
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA  
INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA  
INGEOMINAS



# **LEVANTAMIENTO DE INFORMACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y ESTRUCTURAL DE LOS CINTURONES ESMERALDÍFEROS DE LA CORDILLERA ORIENTAL.**

**Contrato De Prestación de Servicios BTA-013**

**Informe Técnico**

Por:  
**INGEOMINAS – Andrés Mora**

Coordinador del Proyecto:  
**Germán Reyes**

Compiló:  
**Andrés Valencia**

**Bogotá D.C, diciembre de 2005**

República de Colombia  
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA  
INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA  
**INGEOMINAS**

## CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN .....	5
1.1	OBJETIVOS .....	7
1.2	AREA DE ESTUDIO Y MÉTODOS .....	7
2.	ESTRATIGRAFÍA .....	11
2.1	SECCIÓN RIO CHIVOR BAJO - RIO GUAVIO. ....	11
2.1.1	Segmento inferior de calcarenitas y calcilodolitas .....	13
2.1.2	Segmento superior de estromatolitos y pseudomorfos de evaporitas .....	14
2.2	SECCIÓN RIO BATATAS (CONGLOMERADOS) CERCA AL MURO DEL EMBALSE DEL GUAVIO.....	23
2.3	SECCIÓN DE ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL RÍO BATATAS. ....	25
2.3.1	Segmento inferior de margas, pseudomorfos de evaporitas y lodolitas laminadas .....	28
2.3.2	Segmento superior de limolitas negras y margas. ....	30
2.4	SECCIÓN RÍO CHIVOR ALTO.....	30
2.4.1	Segmento Inferior de Brechas y Conglomerados.....	33
2.4.2	Segmento Intermedio de lodolitas negras, margas, estromatolitos y pseudomorfos de evaporitas.....	33
2.4.3	Segmento superior de calizas arenosas y calcilodolitas con bioclastos diseminados.....	34
2.5	SECCIÓN SANTA ROSA.....	34
2.6	SECCIÓN PALOMAS 1.....	34
2.7	SECCIÓN PALOMAS 2.....	34
2.8	SECCIÓN CASCADAS.....	39
2.9	INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES DEPOSICIONALES. ....	39
2.9.1	Secciones Río Chivor Bajo-Guavio y Río Batatas (Conglomerados). ....	39
2.9.2	Sección de Análisis Estructural del Río Batatas. ....	41
2.9.3	Sección Río Chivor Alto.....	42
2.9.4	Sección Santa Rosa.....	43
2.9.5	Sección Palomas.....	43
2.9.6	Sección Cascadas.....	44
2.10	ANALOGÍAS ENTRE LA SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA SECCIÓN DE ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL RIO BATATAS Y LA SUCESIÓN AFLORANTE EN LA MINA DE CHIVOR (SOESCOL-EL PORVENIR). ....	44
2.11	PALEOTOPOGRAFÍA Y RELACIONES ENTRE SEDIMENTACIÓN Y TECTÓNICA. ....	45
3.	ESTRUCTURAL.....	48
3.1	ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN LA SECCIÓN DEL RÍO BATATAS CERCA AL TÚNEL DE DESVIACIÓN DEL MISMO A LA REPRESA DEL GUAVIO. ....	48
3.1.1	Metodología. ....	48
3.1.2	Resultados. ....	48

3.2 ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA MINA DE CHIVOR (SOESCOL- EL PORVENIR).....	65
3.2.1 Resultados.....	65
3.2.1.1 Estructuras generales.....	65
3.2.1.2 Estructuras a escala mesoscópica.....	65
3.2.2 Relaciones entre mineralizaciones/deformación y mineralizaciones/litología.....	69
3.3 ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO EN LAS SECCIONES DEL RÍO BATATAS (CONGLOMERADO BASAL) Y RÍO CHIVOR.....	72
3.3.1 Resultados.....	72
3.3.1.1 Sección Río Chivor Alto.....	72
3.3.1.2 Sección Río Chivor Bajo.....	81
3.3.1.3 Sección Río Batatas-Conglomerados.....	86
3.4 ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN LA CARRETERA SAN PABLO DE BORBUR – PAUNA (VÍA ADYACENTE A LA MINA LA MARINA).....	88
3.4.1 Principales elementos de fábrica mesoscópica; relaciones y orientación.....	88
3.4.2 Deformación progresiva y temporalidad relativa de los elementos de fábrica y mineralizaciones.....	94
3.5 ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN LA MINA DE COSCUEZ.....	114
3.5.1 Metodología.....	114
3.5.2 Resultados.....	116
3.5.2.1 Estructura general.....	116
3.5.2.2 Principales elementos de fábrica mesoscópica; relaciones y orientación.....	117
3.5.2.3 Densidad de fracturamiento y su relación con litología y mineralización.....	121
3.5.2.4 Temporalidad relativa de los elementos de fabrica mesoscópicos y las mineralizaciones.....	125
3.5.2.5 Deformación progresiva y fases de deformación.....	130
4. DISCUSION Y CONCLUSIONES.....	142
5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	147



## 1. INTRODUCCIÓN

El presente informe consigna la descripción e interpretación de resultados de la información recolectada en el campo principalmente en los meses de Julio y primeras semanas del mes de Septiembre del 2005 por parte del geólogo Andrés Mora, candidato a PhD de la Universidad de Potsdam Alemania, como parte del contrato de prestación de Servicios BTA-013 del INGEOMINAS. Este contrato se llevó a cabo dentro del proyecto G1-05 “Modelo Geológico Integral y Potencial de Recursos del Territorio Colombiano”. Las actividades se llevaron a cabo con el apoyo económico de INGEOMINAS a través de la mencionada orden de prestación de servicios.

Dentro de este contrato se propusieron actividades principales que implicaran un mejoramiento del entendimiento de los procesos mineralizantes que dieron lugar a los yacimientos de esmeraldas de la Cordillera Oriental de Colombia. Las actividades que se realizaron se acordaron con el geólogo German Reyes, interventor de este trabajo, de acuerdo a intereses comunes del INGEOMINAS y del geólogo Andrés Mora durante su tesis de doctorado.

Por lo anterior se vio la necesidad de llevar a cabo levantamientos que condujesen a entender mejor las relaciones entre mineralizaciones y estratigrafía de las rocas encajantes o en su defecto relaciones con las unidades suprayacentes e infrayacentes por un lado y en segundo lugar relaciones entre deformación y mineralizaciones. Como en todos los yacimientos minerales de importancia económica, estas relaciones son guías fundamentales para la prospección.

En cuanto a eso pueden plantearse varias preguntas fundamentales. La primera de ellas tiene que ver con el problema de si realmente la presencia de ciertas asociaciones de facies condicionan directamente la presencia de yacimientos de esmeraldas. La segunda, el tipo de deformación presente al momento de la mineralización. Ello implica estudiar temporalidades relativas entre mineralización y deformación, pues de lo contrario de nada serviría documentar un estilo estructural cerca o asociado a las mineralizaciones si no se conoce si los procesos de deformación asociados al mismo son contemporáneos con la mineralización.

Por lo tanto un análisis de facies contra mineralización y temporalidad de los estilos estructurales contra la de la mineralización se consideran como guías fundamentales de la exploración.

Los aspectos regionales de este estudio se consignaron en el primer avance de revisión bibliográfica y se revisarán de nuevo en la discusión comparándolos con los resultados obtenidos. Sin embargo, debe hacerse énfasis en la recapitulación de los modelos pre-existentes para llegar a una justificación específica de las actividades llevadas a cabo en este estudio.

Por un lado, el autor del presente informe considera como un aporte fundamental los trabajos de los geólogos franceses en la década de los 90, desde el punto de vista estricto de la geología económica. En estos estudios se consiguió obtener las primeras edades de las mineralizaciones (*Cheilletz et al.*, 1991; *Cheilletz et al.*, 1995). En segundo lugar se encontraron indicadores geoquímicos de un origen mesotermal, implicando solo rocas sedimentarias y muy probablemente evaporitas (*Cheilletz & Giuliani*, 1996). También se llevaron a cabo análisis que condujeron a entender mejor las condiciones de presión y temperatura de las mineralizaciones (*Cheilletz et al.*, 1994). Todos estos datos aportaron por primera vez evidencias consistentes al concepto de origen mesotermal sedimentario durante episodios de deformación.

Sin embargo, debe decirse que los modelos estructurales específicos propuestos por el grupo encabezado por Cheilletz, desafortunadamente carecen por lo general de sustento. Por ejemplo, inicialmente se sugiere la concentración de mineralizaciones en planos de cabalgamiento de fallas mayores, pero estos planos de cabalgamiento se muestran en cortes esquemáticos y mapas sustentados en escasos datos estructurales y además cinemáticamente inviables (*Branquet*, 1995). Tampoco se documentan relaciones de campo que indiquen la presencia inequívoca de dichas fallas o criterios de saltos estratigráficos - documentados por ejemplo con bioestratigrafía- que indiquen las relaciones de desplazamiento o direcciones de movimiento de los “cabalgamientos” que se proponen (*Branquet*, 1995). En el cinturón oriental, se sugieren despegues regionales en el contacto entre conglomerados del Cretácico inferior y las suprayacentes lodolitas o evaporitas (*Cheilletz & Giuliani*, 1996) cuando en realidad esta supuesta interfase mecánica no tiene continuidad lateral, por la presencia de variaciones faciales. Por otro lado en pocos casos se observa dicho contacto mineralizado o como zona de migración de fluidos como arguyen dichos autores. Tampoco se documentan yacimientos asociados a esos despegues en la zona oriental, como lo afirman *Cheilletz & Giuliani*, 1996). En los artículos más recientes se sugieren dos contextos tectónicos para las mineralizaciones, uno extensional para el cinturón oriental y otro contraccional para el cinturón occidental (*Cheilletz & Giuliani*, 1996). El contexto extensional representa una contradicción respecto a sus modelos iniciales, pese a que esta nueva visión no parece soportada en datos nuevos. Por otro lado, se explica como un simple colapso en bloques colgantes de estructuras compresivas (*Branquet et al.*, 1999), lo cual representa un escenario poco probable para alcanzar presiones de fluidos altas (*Sibson*, 2004). Adicionalmente se sugiere que cada contacto observado es tectónico en áreas como la zona de Coscuez, pues hay brechas hidrotermales a lo largo de los mismos, pero nunca se muestran evidencias adicionales de que la presencia de brechas hidrotermales implique automáticamente presencia de fallas, ni relaciones precisas que indiquen que son realmente fallas importantes las que concentran las brechas.

El modelo estructural también se soportó en una premisa sobre la estratigrafía de la roca encajante de las mineralizaciones: La relativa ubicuidad de las facies de evaporitas las cuales después actúan tanto como horizonte en el cual se producen las mineralizaciones al igual que como horizonte de despegue regional (*Cheilletz & Giuliani, 1996; Branquet et al., 1999*)

Sin embargo, lejos de querer desvirtuar los importantes hallazgos de este grupo de geólogos, estos comentarios se encaminan a mostrar como las evidencias e interpretaciones fundamentales que este grupo aportó para sustentar un modelo de mineralización, son muy validas y sustentadas en datos novedosos para ese entonces. Tanto así que con base en sus datos casi se puede descartar un origen magmático de las mineralizaciones. Pero el origen mesotermal sedimentario que estos geólogos sustentan plantea que por lo tanto los estudios posteriores deberían concentrarse en robustecer el modelo estratigráfico y de deformación de la roca encajante. Los importantes hallazgos del grupo de Cheillettz sentaron las bases para entender que esa debería ser una dirección de investigación importante, pero no llegaron a atacarla de forma adecuada a juicio del autor del presente informe. Con base en lo expuesto, se sustenta la importancia de estudios como el que se presenta en este informe.

## 1.1 OBJETIVOS

Durante este trabajo se pretendió estudiar las relaciones de continuidad lateral y ambientes de sedimentación asociada con las rocas encajantes de las mineralizaciones de esmeraldas. Así mismo analizar condicionantes tectónicos para la sedimentación de las rocas encajantes de las mineralizaciones, que pudieran limitar o prefigurar su continuidad lateral. Estas actividades solamente se llevaron a cabo en el cinturón oriental.

En segundo lugar se pretendió entender la temporalidad relativa de las mineralizaciones respecto a las deformaciones mesoscópicas y macroscópicas y la naturaleza de las vías de migración de fluidos mineralizantes. Para ello se intentó hacer una primera caracterización de la deformación mesoscópica asociada espacialmente a las mineralizaciones.

## 1.2 AREA DE ESTUDIO Y MÉTODOS

Los trabajos se concentraron principalmente en el cinturón esmeraldífero oriental (Figura 1) en minas y zonas mineralizadas de la jurisdicción de Ubalá y Gachalá. Sin embargo, se llevaron a cabo también labores de análisis estructural en el cinturón occidental, en la zona mineralizada de Coscuez, en jurisdicción de San Pablo de Borbur y en cercanías de la mina “La Marina” en área rural del mismo municipio.

Levantamientos estratigráficos a lo largo de secciones previamente reconocidas permitieron caracterizar la secuencia asociada a las mineralizaciones y sus equivalentes laterales. Para ello se levantaron cerca de 1300 metros de columnas estratigráficas a escala 1:200 (ver formatos anexos) en sitios seleccionados. Las cuales se presentan en este informe escala 1:500. Los levantamientos se llevaron a cabo, localizando las secciones con poligonal o con

GPS y midiendo las secciones con el bastón de Jacob antes de llevar a cabo una descripción capa a capa de las unidades aflorantes.

Los levantamientos llevados a cabo fueron los siguientes:

Sección compuesta Río Guavio 1-Río Guavio 2- Río Chivor Bajo.

Sección Río Batatas-Cantera Batatas.

Sección Río Chivor Alto.

Sección Santa Rosa.

Sección Cascadas.

Sección Palomas Occidental.

Sección Palomas Oriental.

Para esta labor el autor de este informe contó con la colaboración de la geóloga Tatiana Gaona Msc. y el geólogo Luis Ignacio Quiroz. Adicionalmente dos estudiantes de geología (Sara Morón y Jaime Corredor) ayudaron durante las labores de medición con el bastón de Jacob.

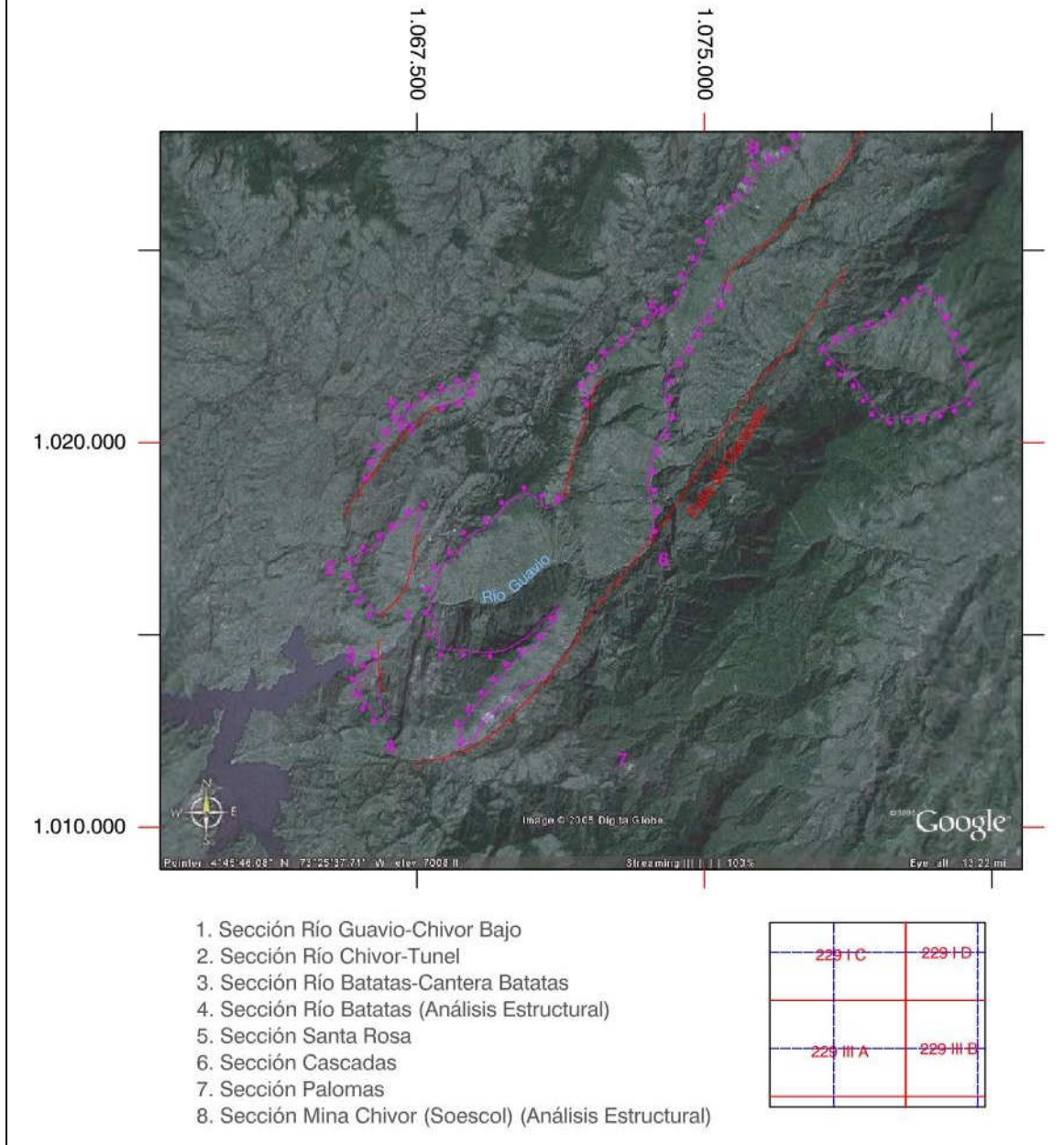
En segundo lugar se llevaron a cabo levantamientos estructurales a lo largo de secciones que mostraban una exposición buena de la unidad encajante de las mineralizaciones. Dichas secciones se midieron con el bastón de Jacob y posteriormente se llevó a cabo una descripción general de la litología, evaluación de las polaridades de las capas y una medición sistemática de estructuras mesoscópicas. Con la descripción estratigráfica se buscó tener un soporte inicial para documentar repeticiones de horizontes guías mediante fallas o pliegues. Esta metodología resultó ser muy útil en áreas como la zona mineralizada de Coscuez. La medición de estructuras mesoscópicas (estratificación, foliaciones tectónicas, lineaciones, fracturas, micropliegues) se llevó a cabo al tiempo con una caracterización de las mismas, especialmente las fracturas, para recopilar nuevos elementos en cuanto a la naturaleza de la migración de fluidos. En muchos casos el levantamiento estructural estuvo precedido de una cartografía previa del sector.

Estos levantamientos se llevaron a cabo en las siguientes secciones en el cinturón oriental:

Sección de Análisis Estructural del Río Batatas sobre el cauce del mismo antes del túnel de desviación.

Sección mina de Chivor (Soescol-El Porvenir). Sobre el trazo de la sección de Geoestratos-INGEOMINAS (2005)

Figura 1: Mapa General de Localización, Área Guavio-Chivor



Además se llevaron a cabo otras dos secciones en el cinturón occidental las cuales fueron:

Sección Zona Mineralizada de Coscuez.

Sección adyacente a la Mina “La Marina” sobre la carretera Pauna- San Pablo de Borbur.  
Sobre el trazo de la sección de Geosarch - INGEOMINAS (2005).

Siguiendo siempre la metodología descrita, en la zona mineralizada de Coscuez se llevaron a cabo 4 secciones a lo largo de diferentes perfiles, expuestos al aire libre a diferentes elevaciones, con el fin de obtener un entendimiento tridimensional de la estructura del área.

Durante estas labores el autor del presente informe contó con el soporte del geólogo Luis Ignacio Quiroz y en las primeras etapas del trabajo en el área de Coscuez, con la colaboración del geólogo Gabriel Veloza.

Las labores de campo se extendieron por aproximadamente 7 semanas en total durante todo el mes de Julio, la primera semana de Agosto y dos semanas en el mes de Septiembre.

Los datos estructurales recolectados se procesaron y analizaron posteriormente en Potsdam (Noviembre del 2005). Para ello primero se digitalizaron las columnas levantadas y se analizó la información estratigráfica con el fin de inferir ambientes de depositación. Las sucesiones levantadas se trataron de enmarcar dentro de las condiciones tectónicas contemporáneas con su depositación y finalmente se analizó una probable relación con las mineralizaciones. Posteriormente se llevó a cabo un análisis estructural convencional de los datos recolectados, utilizando sobre todo análisis de orientación mediante la red de igual área de Schmidt. Para ello se utilizó el programa Stereonet de R.W. Allmendinger. Con base en esto se propone también una relación entre mineralización y deformación.

Todos los resultados se consignan en el presente reporte, elaborado en el mes de Noviembre del 2005. De antemano se presentan disculpas en esta introducción del mismo, ya que las referencias y citas aparecen en inglés. Lo anterior se debe a que en vista de los plazos de entrega, procesar las referencias en el programa "EndNote", del cual disponíamos solo de una versión en inglés, era mucho más rápido y obviaba el trabajo de digitarlas en español. Por último en este informe se incluyen más de 340 fotos, pero la gran mayoría se entregaron como archivo digital.



## 2. ESTRATIGRAFÍA

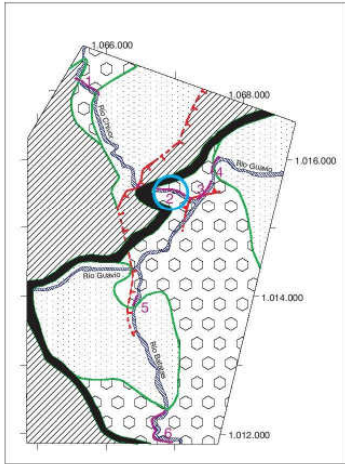
En éste capítulo se hace una descripción litológica general e interpretación de ambientes de depositación de las secuencias levantadas. El objetivo de este capítulo es solamente seguir los pasos descriptivos necesarios para ligar tentativamente las litologías observadas a procesos, tanto de sedimentación y tectónica y como posteriormente ocurre, de mineralización.

La secuencia en la cual se centraron los levantamientos estratigráficos es principalmente la parte más inferior de la secuencia Cretácea, la cual se describirá a continuación en diversas secciones. La presencia de rocas de esta edad ha sido detectada a grandes rasgos en esta región desde los trabajos de Royo & Gómez (1945) o Bürgl (1961). El interés en esta secuencia en el presente informe tiene que ver con el hecho de que es en ella donde tradicionalmente se han extraído esmeraldas del cinturón oriental en la denominada Formación Calizas del Guavio (eg. Branquet *et al.*, 2002). El techo de la Formación Calizas del Guavio se definió en el presente informe como el horizonte más superior por encima del cual se inicia un predominio de litologías finas como lodolitas, limolitas y lodolitas físis.

En las siguientes descripciones y las columnas, se ilustra cómo la secuencia más basal del Cretácico tiene una variabilidad lateral de facies grande. Esta variabilidad, como se describirá más adelante, se interpreta como producto de la tectónica del Cretácico Inferior. Debe anotarse que las secciones se levantaron en horizontes que en lo posible parten del contacto discordante del Cretácico sobre el Paleozoico, o en su defecto muy cerca del mismo e idealmente hasta alcanzarse una unidad monótona de lodolitas suprayacente (que sería la Formación Lutitas de Macanal), o en su defecto, hasta donde la exposición lo permitió (como fue de hecho el caso en la mayor parte de las columnas).

### 2.1 SECCIÓN RIO CHIVOR BAJO - RIO GUAVIO.

Esta sección se levantó en varios afloramientos discontinuos siendo estos en muchos casos equivalentes laterales. A grandes rasgos se pueden definir dos segmentos, denominados segmento inferior de calcarenitas y calcilodolitas y uno superior de estromatolitos y pseudomorfo de evaporitas. En varios segmentos del Río Chivor se encontró la discordancia Paleozoico-Cretáceo a diferentes elevaciones. La presencia de tallos de crinoideos y braquiópodos en el Paleozoico, también calcáreo (Figura 2) fue el criterio más concluyente para diferenciar ambas secuencias. En este capítulo se hace una descripción litológica general e interpretación de ambientes de depositación de las secuencias levantadas.



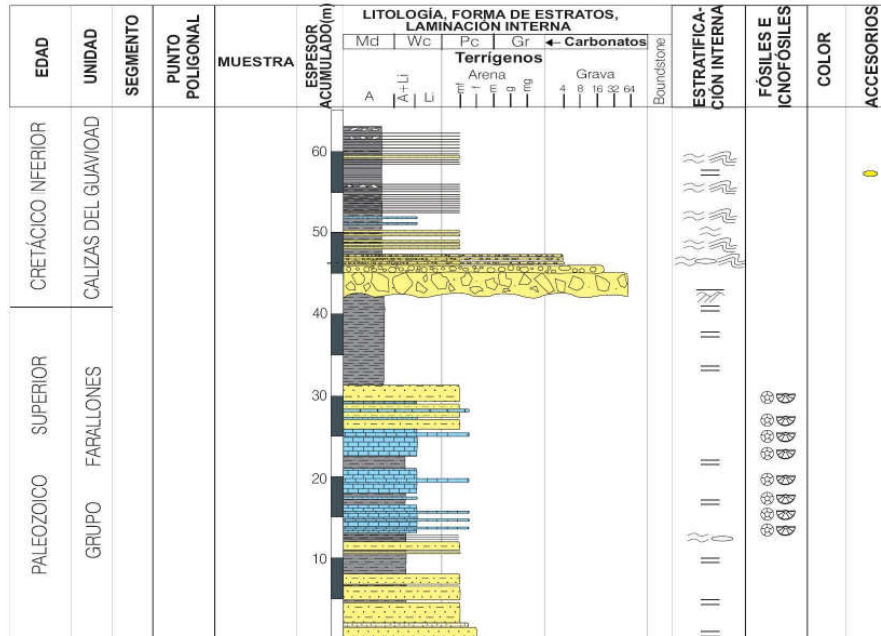
**FIGURA 2**  
**COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO FARALLONES**  
**Y LA FORMACIÓN CALIZAS DEL GUAIVÓ**  
**SECCIÓN RÍO CHIVOR BAJO**

**LOCALIZACIÓN**

PUNTO DE INICIO: X= 1.066.460 E      PUNTO FINAL: X= 1.066.445 E  
Y= 1.015.610 N                              Y= 1.015.646 N

AUTOR: Andres Mora y Luis Quiroz      ESCALA: 1:500      FECHA: Diciembre de 2005

Localización de la sección





### 2.1.1 Segmento inferior de calcarenitas y calcilodolitas

Según la definición de unidades que se mencionó arriba al inicio de este capítulo, éste segmento estaría dentro de la Formación Calizas del Guavio. De acuerdo con la cartografía, su parte inferior es equivalente lateral de la parte superior de la sección del Río Batatas y por lo tanto las rocas de esta sección también están ubicadas estratigráficamente muy cerca de la discordancia Paleozoico-Cretácico. Este segmento inferior en general consta de calcarenitas diseminadas (wackestones) y en pocos casos empaquetadas (packstones) de grano fino, intraclásticas, de color gris en capas tabulares y en algunos casos calcilodolitas y margas (Figura 3, también ver columnas Figura 6 y 8). Son frecuentes las capas de bioclastos de bivalvos diseminadas (Figura 4) y algunas capas ocasionales empaquetadas. Los restos de gasterópodos son menos frecuentes. Cuando se encuentran bioclastos en general pueden caracterizarse dos situaciones. Bioclastos bien seleccionados y que no se encuentran en posición de vida sino sub-horizontales respecto a la capa en la que se depositaron. O, en segundo lugar, bioclastos mal seleccionados y en diversas posiciones.



Figura 3. Segmento inferior que consta de calcarenitas diseminadas (wackestones) y en pocos casos empaquetadas (packstones) de grano fino, intraclásticas, de color gris en capas tabulares y en algunos casos calcilodolitas y margas.



Figura 4. Bioclastos de bivalvos diseminados.

En la columna “Río Guavio 1” (Figura 5) afloran capas equivalentes laterales de las descritas pero con unas facies de margas y lodolitas terrígenas con bioclastos mucho más escasos. El contacto superior de este segmento contra el segmento superior que se describe a continuación no aflora en la sección del Río Chivor.

### **2.1.2 Segmento superior de estromatolitos y pseudomorfos de evaporitas**

Está constituido por niveles laminares de lodolitas dolomíticas intercalados con niveles más calcáreos de nódulos y capas delgadas con textura enterulítica (Figura 7, ver también columna Figura 8). Los niveles laminares pueden corresponder con estromatolitos, como se sustenta más adelante. En este segmento se describió bajo la definición de estromatolito a las estructuras laminares en las cuales se dedujo un origen microbial, de acuerdo con la definición de *Kalkowsky*, (1908, en *Logan et al.*, 1964).

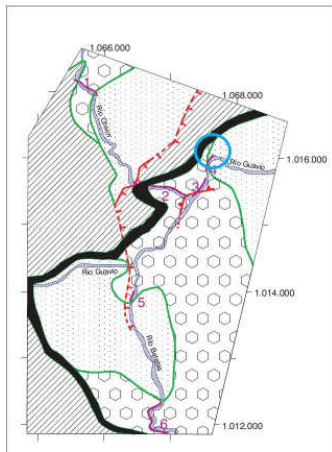


**FIGURA 5**  
**COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO FARALLONES Y LA**  
**FORMACIÓN CALIZAS DEL GUAVIO**  
**SECCIÓN RÍO GUAVIO 1**

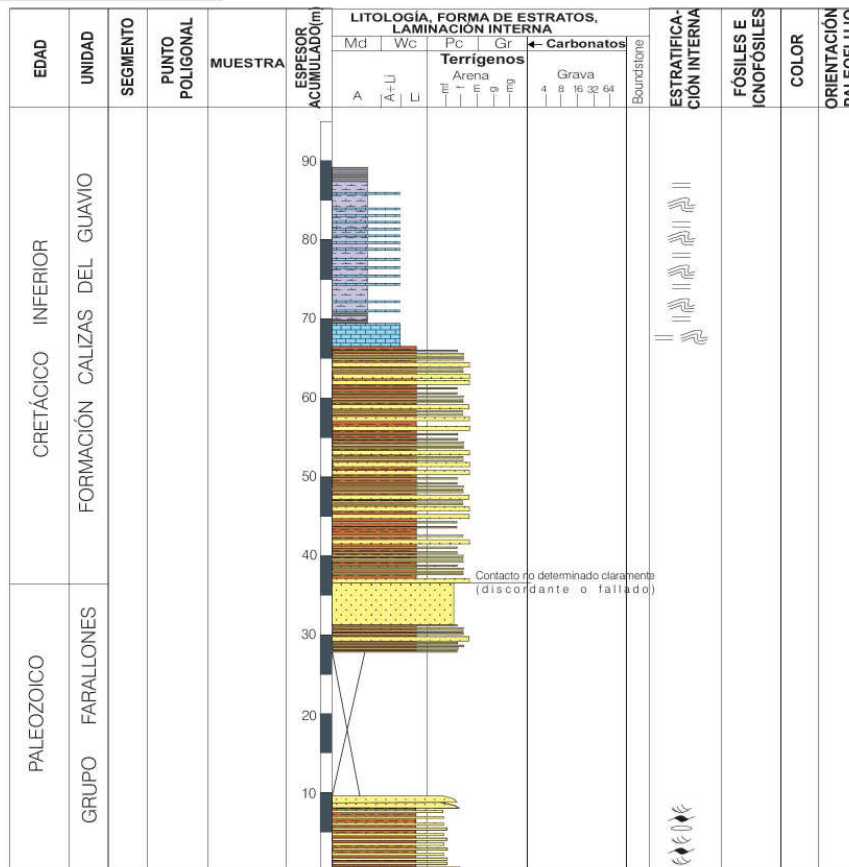
**LOCALIZACIÓN**

PUNTO DE INICIO: X= 1.067.680 E Y= 1.016.010 N      PUNTO FINAL: X= 1.067.540 E Y= 1.015890 N

AUTOR.: Andres Mora y Luis Quiroz      ESCALA: 1:500      FECHA: Diciembre de 2005



Localización de la sección



**CONVENCIONES**

- |           |                                       |
|-----------|---------------------------------------|
| Arenitas  | Laminación planoparalela              |
| Calizas   | Laminación ondulosa continua paralela |
| Margas    | Laminación lenticular                 |
| Limolitas | Laminación flaser                     |
| Shale     | Laminación cruzada en artesa          |
|           | Deformaciones sinsedimentarias        |





Figura 7. Segmento superior de estromatolitos y pseudomorfos de evaporitas constituido por niveles laminares de lodolitas dolomíticas intercalados con niveles más calcáreos de nódulos y capas delgadas con textura enterulítica.

De acuerdo con esta definición y las características citadas en diversas publicaciones *Logan et al.*, 1964; *Tucker & Wright*, 1990; *Riding*, 2000 se interpretó un origen microbial con base en los siguientes criterios:

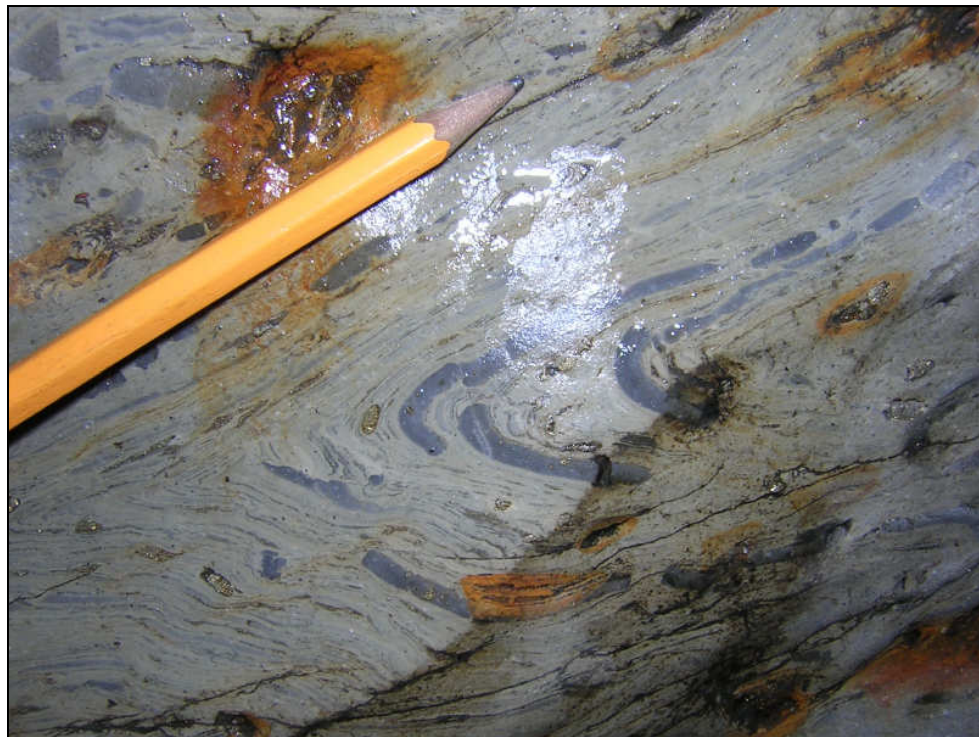
Presencia de estructuras laminadas anómalas que no indican haber sido producidas por procesos sedimentarios mecánicos normales ni por tectónica, tales como crecimientos concéntricos, terminaciones abruptas de laminas en contactos no mecánicos, etc. (Figura 9 y 10)

Laminaciones de diferentes colores o texturas que a simple vista ni con lupa implicaban cambios granulométricos, en la proporción de matriz lodosa o mineralógicos (concentraciones de minerales pesados), se consideraron como sospechosas de haber sido producidas por crecimientos microbiales (Ver Figura 11, partes centrales donde no se aprecia textura enterulítica ni nódulos).

Enrejados (trombolitos de acuerdo con *Riding*, 2000 que visiblemente no era producidos por alteración secundaria superficial sino que reflejaban procesos sin-deposicionales que difícilmente se asociaron con otros procesos sedimentarios (Figura 9).







Figuras 9 y 10. Presencia de estructuras laminadas anómalas, tales como crecimientos concéntricos, terminaciones abruptas de laminas en contactos no mecánicos, etc.





Figura 11. Laminaciones de diferentes colores o texturas que a simple vista ni con lupa implicaban cambios granulométricos, se consideraron como sospechosas de haber sido producidas por crecimientos microbiales

De acuerdo con lo anterior muchos niveles laminados de lodolitas dolomíticas y calcáreas se interpretaron como estromatolitos y como tales se clasificaron como “boundstones” en las clasificaciones usadas en el campo.

Normalmente estas secuencias laminadas estaban constituidas por lodolitas dolomíticas y con mucha frecuencia esta laminación estaba interrumpida por crecimientos nodulares de calcita (ver Figuras 10, 11 y 12) y en algunos casos vesículas (“fenestrae” u “ojos pájaro” de acuerdo con *Tucker & Wright, 1990*). Así mismo, era frecuente que estos niveles laminados dieran paso en capas suprayacentes a niveles nodulares muy empaquetados, mosaicos irregulares de nódulos (crecimientos “chicken wire” según *Tucker & Wright, 1990*) o crecimientos enterulíticos en carbonato de calcio intercalados con láminas de lodolitas dolomíticas (Figuras 7, 10, 13, en el núcleo del anticlinal y 14). Las lodolitas dolomíticas por lo general se caracterizaban por tener un color amarillo verdoso contrario a las zonas de carbonato de calcio más puro que eran color gris a blanco. La textura y morfología nodular o enterulítica al igual que las texturas “chicken wire” se interpretaron como pseudo-morfos de anhidrita.





Figura 12. Secuencias laminadas constituidas por lodolitas dolomíticas y con mucha frecuencia esta laminación estaba interrumpida por crecimientos nodulares de calcita.



Figura 13. Crecimientos enterulíticos en carbonato de calcio intercalados con láminas de lodolitas dolomíticas (en el núcleo del anticlinal).



Figura 14. Crecimientos enterulíticos en carbonato de calcio intercalados con láminas de lodolitas dolomíticas.

Otras características relativamente frecuentes en la secuencia eran grietas de desecación al techo de los niveles nodulares (Figura 15).

Debe anotarse que los niveles laminados que se interpretaron como estromatolitos poseían geometría de capas tabulares y laminaciones planas en la parte baja de este intervalo superior y en cambio solamente se observaron crecimientos concéntricos o con laminaciones convexas hacia la parte superior del intervalo superior de la columna del Río Chivor.

Sin embargo, debe decirse también que la identificación segura de laminaciones atribuidas a crecimientos microbiales es bastante complicada en el afloramiento y de acuerdo con lo observado proponemos que esta denominación para ciertas rocas en el segmento superior de la sección del Río Chivor Bajo permanece como una hipótesis, de todos modos bien sustentada. De acuerdo con eso, las rocas de la parte más baja del segmento superior en la mayoría de los casos exhibían estructuras idénticas a las de la parte superior del mismo segmento pero la exposición no permitió definir claramente argumentos a favor de un origen microbial, por lo cual en la columna que se presenta permanecen en todo caso como lodolitas dolomíticas o calcáreas laminadas o en su defecto arenitas calcáreas o dolomíticas diseminadas (wackestones).



El segmento superior de la columna del Río Chivor Bajo termina con aproximadamente 20 metros de lodolitas y margas con algunos niveles nodulares.

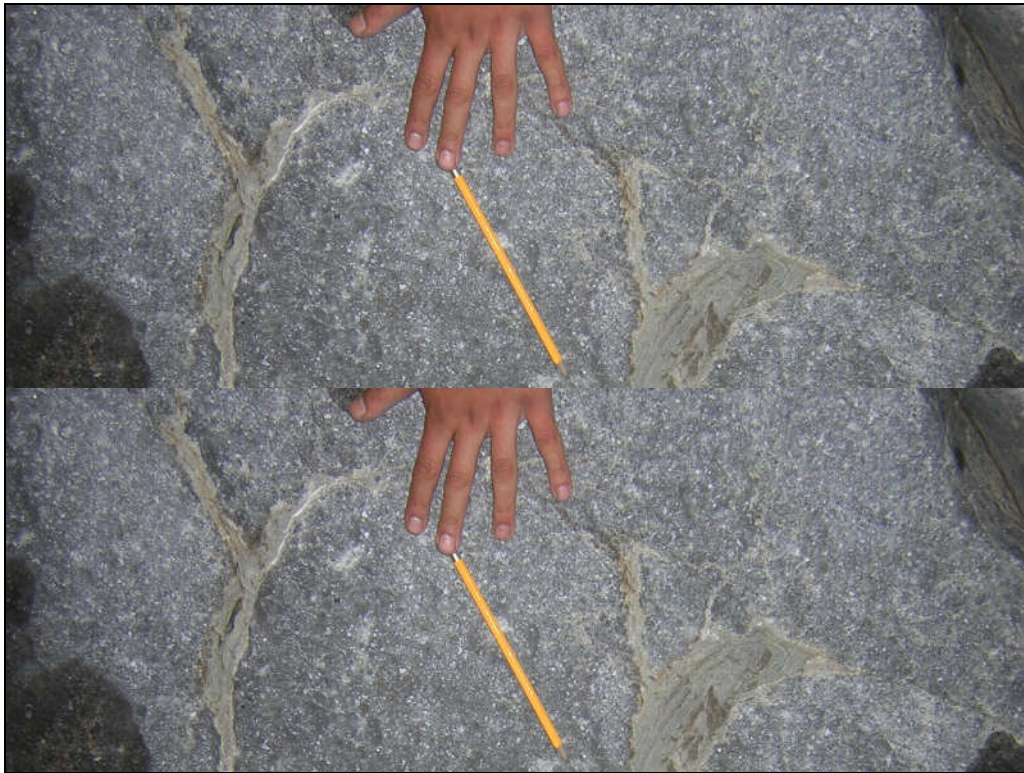


Figura 15. Grietas de desecación al techo de los niveles nodulares.

## 2.2 SECCIÓN RIO BATATAS (CONGLOMERADOS) CERCA AL MURO DEL EMBALSE DEL GUAVIO.

Se levantó en el Sinclinal de Batatas entre la Cantera Batatas y el muro del embalse del Guavio. Puede dividirse en dos segmentos, uno inferior de aproximadamente 70 metros de brechas poligénicas; y uno superior de lodolitas negras, limolitas y arenitas (Figura 16). El segmento inferior, el cual yace discordante sobre calizas paleozoicas, se caracteriza por estar constituido por conglomerados de bloques y cantos de calizas paleozoicas y cuarzoarenitas en capas no definidas aunque se observan algunos límites planos discontinuos (Figura 17). En general este intervalo carece de orden interno o gradación, los clastos son angulares y en la mayoría de los casos el conjunto es matriz soportado, siendo la matriz lodosa a lodo-arenosa y en algunos casos arenosa. Son escasas las capas sub-tabulares gruesas con conglomerados de gujarros y cantos subredondeados cuyos clastos son de arenitas. En menor proporción se encuentran niveles lenticulares de hasta 70 cm. de espesor de conglomerados de guijos y cantos.





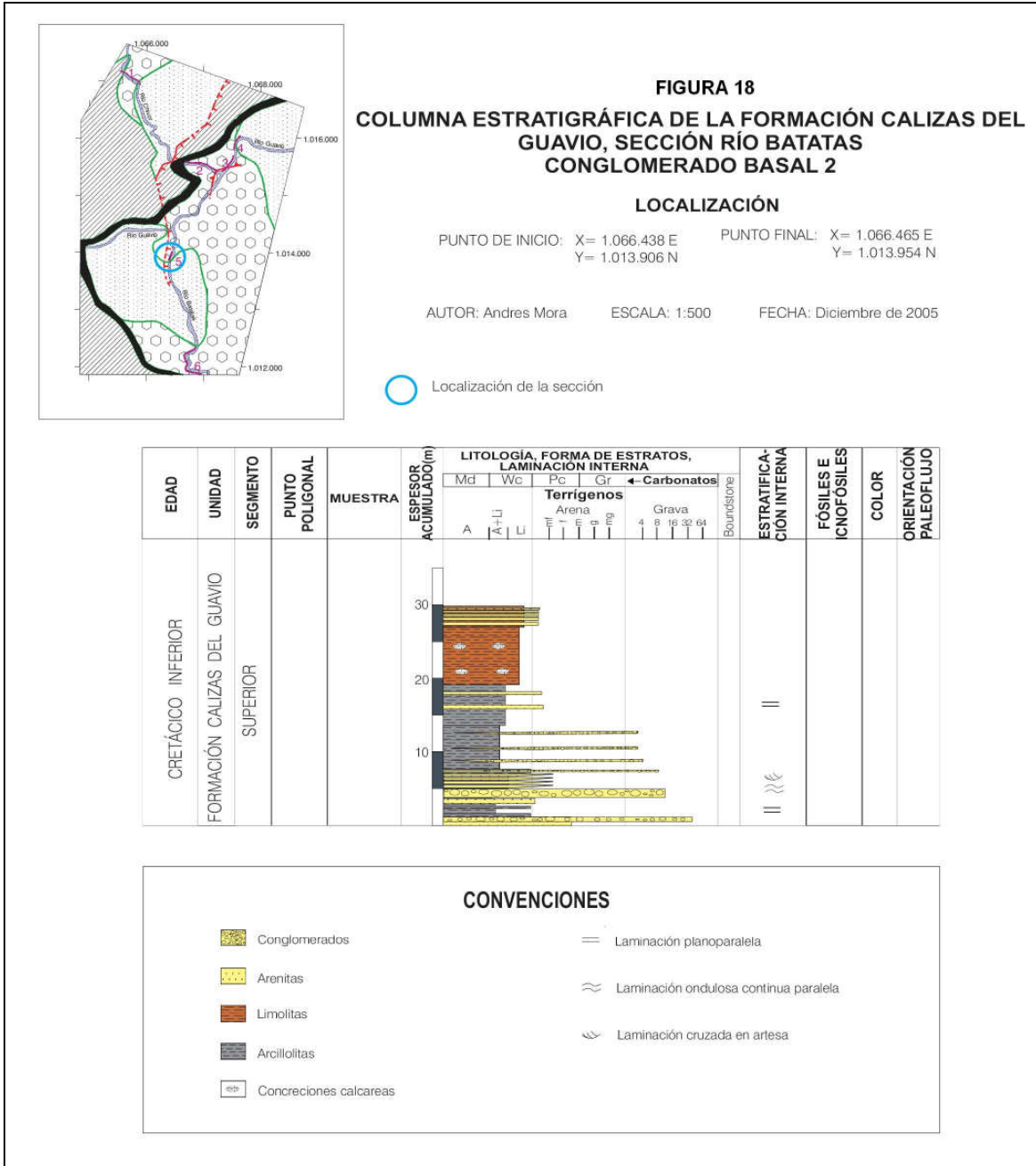


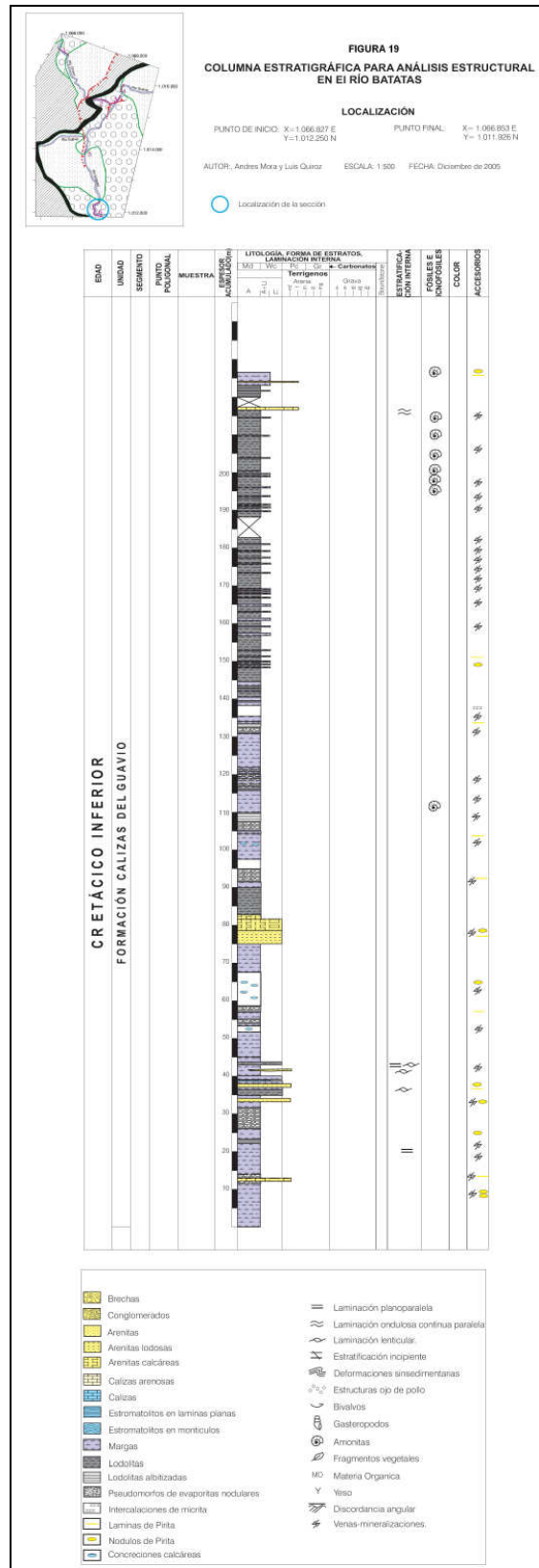
Figura 17. Conglomerados de bloques y cantos de calizas paleozoicas y cuarzo-arenitas en capas no definidas aunque se observan algunos límites planos discontinuos.

El segmento superior (Figura 18) se caracteriza por una disminución progresiva en el tamaño de grano desde capas medianas a gruesas de cuarzo-arenitas a sublito-arenitas que en algunos niveles contienen gránulos y guijarros e incluso cantos subangulares de arenitas calcáreas del paleozoico, hasta niveles de lodolitas y limolitas oscuras y compactas. Ocasionalmente se encuentran pequeños ciclos granocrecientes de 30 a 50 cm. pasando desde lodolitas arenosas a la base, cuarzo arenitas de grano fino a medio con laminación inclinada en artesa hasta cuarzo arenitas de grano medio a grueso con laminación plana.

### **2.3 SECCIÓN DE ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL RÍO BATATAS.**

La sección de análisis estructural del Río Batatas se caracteriza por dos segmentos claramente diferenciables, los cuales como se verá más adelante condicionan el carácter de la deformación tectónica sobreimpuesta posteriormente en estas rocas (Figura 19). El segmento inferior se denominó de margas, pseudomorfo de evaporitas y lodolitas laminadas. El segundo segmento se denominó segmento de limolitas negras y margas. De acuerdo con la cartografía el segmento inferior se encontraría a pocos metros estratigráficos del contacto discordante con las rocas del Paleozoico. Esta diferencia de espesor no pudo estimarse con precisión ya que la exposición no lo permitió.







### 2.3.1 Segmento inferior de margas, pseudomorfos de evaporitas y lodolitas laminadas

El segmento inferior se caracteriza por la dominancia de margas y lodolitas negras físiles con intercalaciones de 50 centímetros a dos metros de niveles de arenitas calcáreas en algunos casos con laminación lenticular y lodolitas laminadas, todas ellas con frecuentes crecimientos nodulares (Figuras 20 y 21). También hay varios niveles de caliza nodular totalmente empaquetada (Figura 22). Los niveles de lodolitas laminados a veces son de color blanco o verdoso (dolomitización? o albitización? Ver Figuras 23 y 24).



Figuras 20 y 21. Lodolitas laminadas con frecuentes crecimientos nodulares.



Figura 22. Niveles de caliza nodular totalmente empaquetada.





Figuras 23 y 24. Niveles de lodolitas laminados a veces de color blanco o verdoso (dolomitización? o albitización?).



### 2.3.2 Segmento superior de limolitas negras y margas.

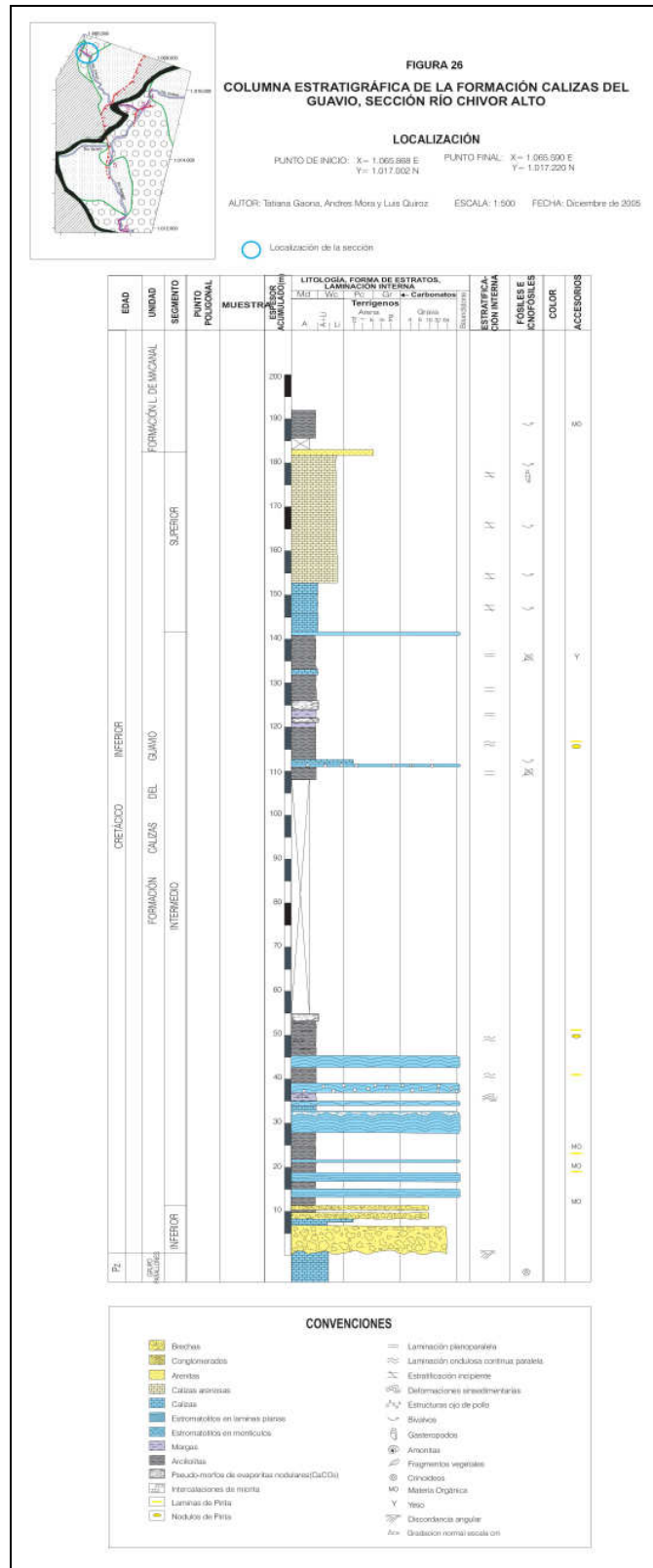
Se caracteriza por poseer intercalaciones rítmicas de capas gruesas y medianas de limolitas negras con capas delgadas a medianas de margas negras. Hacia el techo de la secuencia son frecuentes los restos de amonitas (ver Figura 25).

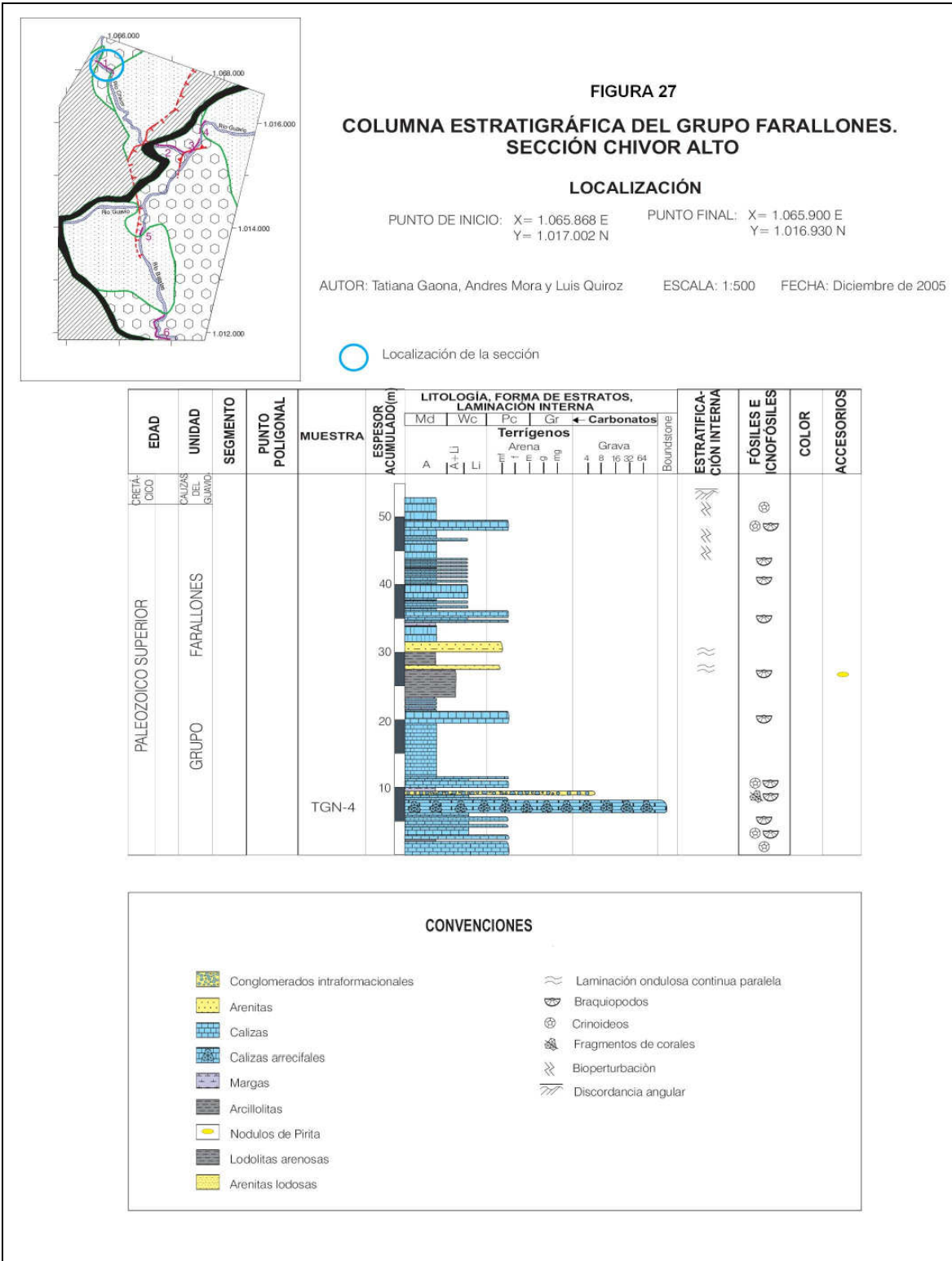


Figura 25. Intercalaciones rítmicas de capas gruesas y medianas de limolitas negras con capas delgadas a medianas de margas negras.

## 2.4 SECCIÓN RÍO CHIVOR ALTO.

La columna levantada río arriba de la anterior en el Río Chivor y denominada sección Río Chivor Alto se dividió en tres segmentos, uno inferior de brechas y conglomerados el cual yace en discordancia angular sobre calizas del Paleozoico superior (Ver Figura 26 y 27). Uno intermedio de lodolitas negras, margas, estromatolitos y pseudomorfo de evaporitas (Figura 26). Por último un segmento superior de arenitas calcáreas con bioclastos diseminados (Figura 26).







#### 2.4.1 Segmento Inferior de Brechas y Conglomerados.

Con un espesor aproximado de 10 metros, se compone de aproximadamente 6 metros de brechas de bloques y cantos de calizas paleozoicas, 1 metro de intercalaciones de calcarenitas diseminadas y calcarenitas empaquetadas y aproximadamente 3 metros de conglomerados clastosoportados de guijos subangulares a subredondeados de calizas paleozoicas. Los conglomerados tienen matriz lodosa.

#### 2.4.2 Segmento Intermedio de lodolitas negras, margas, estromatolitos y pseudo-morfos de evaporitas.

Con base en los criterios mencionados se identificaron estructuras laminadas producidas por crecimiento microbial y ocasionales niveles nodulares –pseudo-morfos de evaporitas- (Figuras 28 y 29) dominando sobre litologías margosas y lodolíticas en la parte baja de este segmento. Las construcciones estromatolíticas interpretadas tienen geometría tabular en algunos casos y en otros tienen geometría de montículo. Debe destacarse, no obstante que no se identificó claramente dolomita como constituyente de las rocas de este intervalo.



Figuras 28 y 29. Estructuras laminadas producidas por crecimiento microbial y ocasionales niveles nodulares –pseudo-morfos de evaporitas- dominando sobre litologías margosas y lodolíticas en la parte baja de este segmento.

La parte superior de este segmento se caracteriza por una desaparición de las estructuras estromatolíticas y la presencia de algunos horizontes nodulares calcáreos y una capa de yeso todo esto en una secuencia sobre todo lodolítica. Desafortunadamente cerca del 50% de este segmento no está expuesto, pero la morfología de depresiones topográficas contrastando con las cuchillas del paleozoico y el segmento superior levantado en esta sección, indican que probablemente la sección cubierta también es lodolítica en su mayoría.

### **2.4.3 Segmento superior de calizas arenosas y calcilodolitas con bioclastos diseminados.**

En contacto neto con el segmento inferior se observaron aproximadamente 10 metros de calcilodolitas seguidos por 30 metros de arenitas calcáreas con restos de conchas de bivalvos diseminadas o relativamente abundantes en algunos niveles. Por encima de este horizonte afloran lodolitas ricas en materia orgánica con restos diseminados de bivalvos, las cuales se propone que marcan la base la Formación Lutitas de Macanal.

## **2.5 SECCIÓN SANTA ROSA.**

La sucesión, correspondiente a la base de la Formación Calizas del Guavio, reposa en relación de paraconformidad sobre rocas paleozoicas. La presencia de braquiópodos fue útil para diferenciar las rocas paleozoicas de las cretáceas. La secuencia cretácea comienza con 4.5 metros de lodolitas negras masivas seguidos por una sucesión monótona de arenitas de grano muy fino con cemento calcáreo que efervesce tardíamente, estratificadas en capas tabulares delgadas y medianas, ocasionalmente gruesas con contactos ondulados. Estas capas pueden estar separadas por láminas muy gruesas a capas muy delgadas de arcillolitas grises oscuras. Al tope de la sección aflorante aparecen lodolitas compactas margosas. En algunas capas aparecen conchillas dispersas de bivalvos no identificables (ver Figura 30).

## **2.6 SECCIÓN PALOMAS 1.**

En general se describió una secuencia monótona de la Formación Lutitas de Macanal, la cual consta de lodolitas arenosas, lodolitas físis y con algunos niveles arenosos de grano fino en capas medianas a delgadas caracterizadas por poseer gradación normal y superficies erosivas a la base (ver Figuras 31, 32 y 33). Estos niveles son una parte menor de la secuencia la cual está distribuida en pequeños intervalos a lo largo de toda ella. Una característica importante es la presencia de restos de plantas a lo largo de toda la secuencia, especialmente asociadas a los niveles de lodolitas arenosas y la escasez de restos de amonitas contrastando con secciones que se consideran como ubicadas en posiciones estratigráficas similares, esto es, la sección levantada en la localidad de Cascadas y la sección levantada sobre esta misma vía más al E.

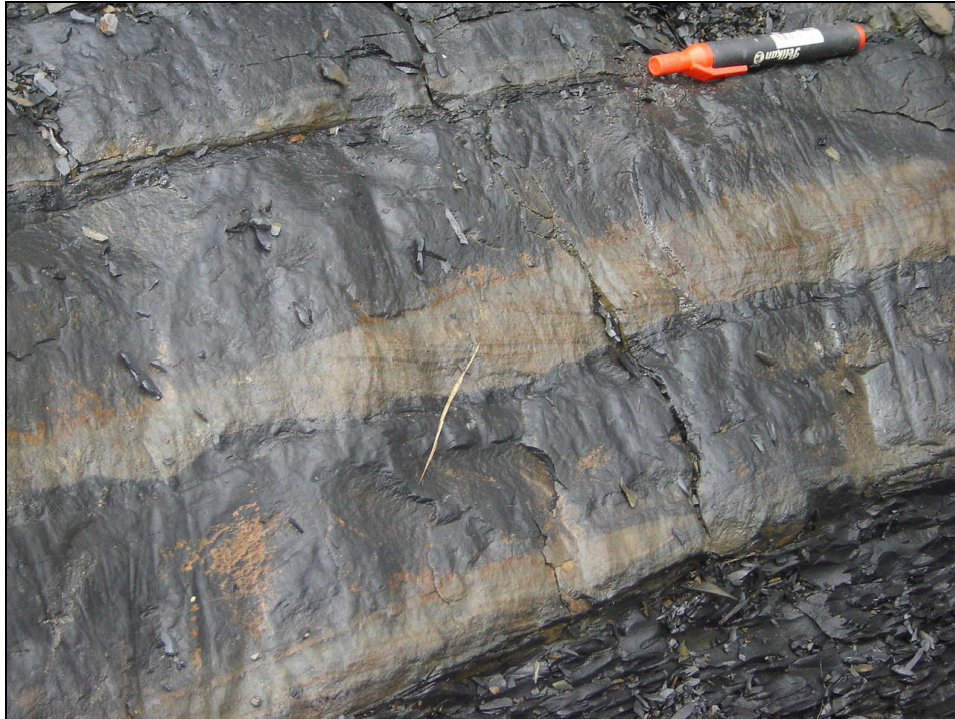
## **2.7 SECCIÓN PALOMAS 2.**

Esta sección, que corresponde también a parte de la Formación Lutitas de Macanal, se caracteriza por la relativa homogeneidad en cuanto a los elementos presentes a lo largo de toda ella, esto es, la presencia de paquetes generalmente medianos con gradación normal que van desde cuarzo-arenitas de grano fino a muy fino con contacto inferior irregular (erosivo) que presenta frecuentes marcas de objetos y laminación interna inclinada tangencial a la base; que pasan hacia niveles de lodolitas arenosas oscuras con restos de plantas abundantes aunque mal preservados y finalmente hacia shales arcillosos. Los restos de amonitas e inocerámidos son, por contraste, un elemento menos común, presente solamente en la parte más basal de esta sección. Ver anexo 3.12.









Figuras 32 y 33. Niveles arenosos de grano fino en capas medianas a delgadas caracterizadas por poseer gradación normal y superficies erosivas a la base.



## 2.8 SECCIÓN CASCADAS.

La sección levantada, dentro de la Formación Lutitas de Macanal, consta de una sucesión monótona de capas medianas y delgadas de lodolitas compactas ricas en materia orgánica con ciertos niveles conteniendo abundantes restos de amonitas piritizadas (ver Figura 35). La presencia de otros fósiles como bivalvos o gasterópodos también se reportó aunque es notoriamente menos común.

## 2.9 INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES DEPOSICIONALES.

### 2.9.1 Secciones Río Chivor Bajo-Guavio y Río Batatas (Conglomerados).

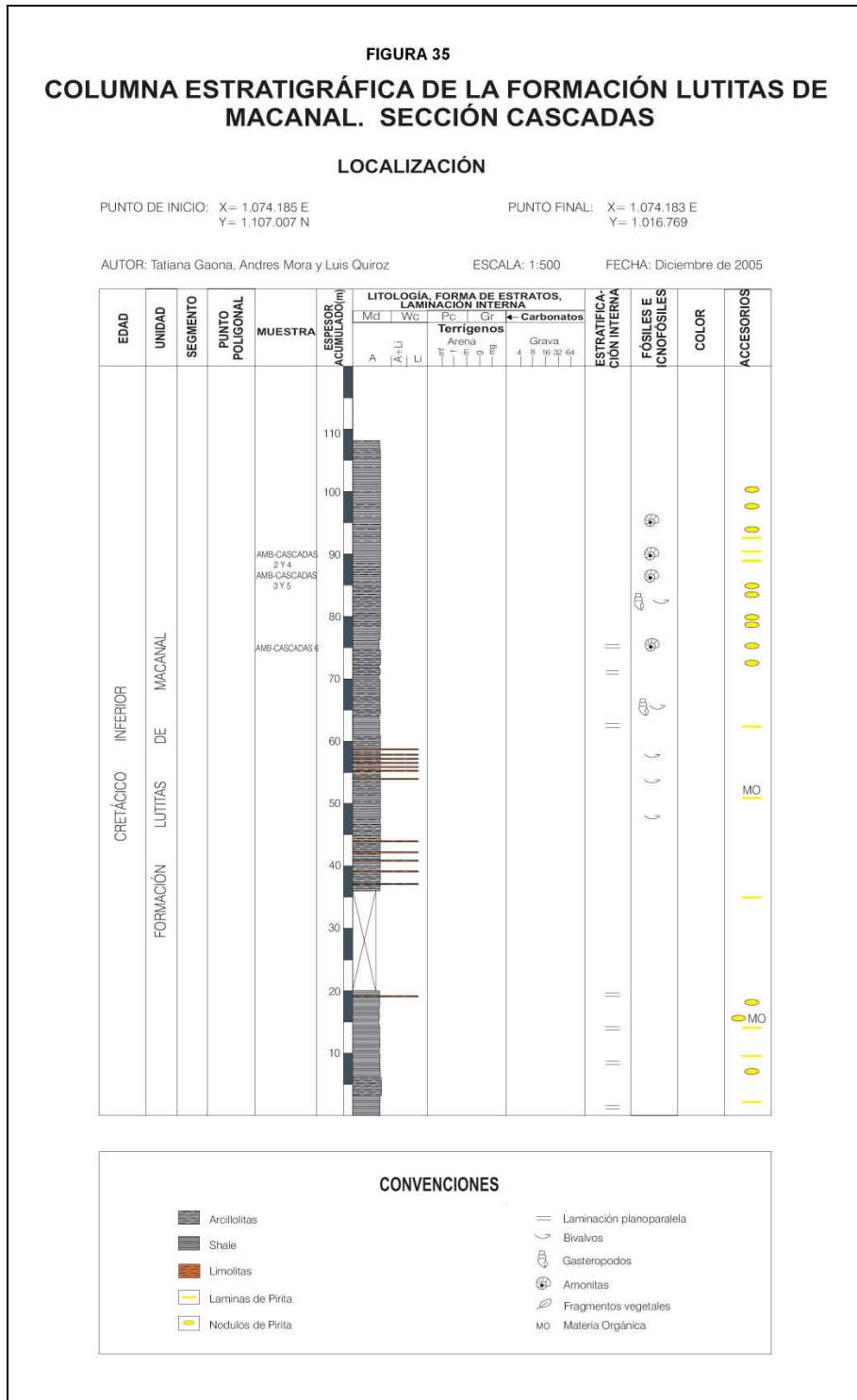
Como se mencionó antes estas secciones se consideran complementos laterales o en su defecto equivalentes laterales parciales, por lo cual se consideró conveniente describirlas en conjunto. De acuerdo con lo observado los niveles más basales de la sección de conglomerados del Río Batatas se interpretan con base en la carencia de orden interno y estratificación, angularidad de sus fragmentos, origen poligénico y escasa continuidad lateral como flujos de escombros *Rust & Koster, 1984*. Por otro lado, una relación causa efecto, esto es, la procedencia de los mismos desde un bloque levantado adyacente y tectónicamente activo es evidente como se explicará más adelante.

Sin embargo, los depósitos de conglomerados de guijos y cantos en capas más definidas que se interdigitan o suprayacen a los anteriores se interpretan como cursos de agua menores confinados a pequeños canales, a diferencia de los depósitos antes descritos. Estos cursos de agua constituirían una red de drenaje efímera pre-existente en la cual irrumpen los flujos de escombros del bloque levantado adyacente. Las arenitas con gradación inversa que se intercalan con lodolitas pueden corresponder a progradaciones de pequeños cuerpos fluviales en sedimentos probablemente lacustres correspondientes con las lodolitas negras, como es típico en áreas donde se inicia una sedimentación sin-rift *Gawthorpe & Leeder, 2000*.

En la parte inmediatamente superior de la secuencia, aflorante en el Río Guavio y la sección de la parte baja del Río Chivor más próxima a la desembocadura de este último río en el anterior (Parte baja de la sección Río Chivor bajo) se interpreta la presencia de calcarenitas con restos diseminados de bivalvos y calcilodolitas como el indicador del inicio de condiciones marinas. Los niveles de calcarenitas con bivalvos bien seleccionados y en posición horizontal (algunos de ellos articulados) podrían corresponder con una depositación por transporte rápido en una zona de sedimentación tranquila, indicando probablemente niveles de tormentas. Por contraste, los niveles de calcarenitas donde hay conchas en diversas posiciones podrían indicar una influencia mayor del oleaje. Estos últimos niveles son más escasos a los primeros. Lo anterior unido a la presencia de lodo calcáreo en la mayoría de las calcarenitas indica que la actividad de las olas estuvo presente solo de forma ocasional dentro del registro. En vista de lo mencionado, las calcarenitas y calcilodolitas en capas tabulares podrían haberse depositado mayormente sobre el nivel de acción de tormentas y bajo el nivel de acción de las olas, por lo tanto en la parte interna a



media de una plataforma de carbonatos con circulación restringida *Wright & Burchette*, 1996.



En el segmento suprayacente la presencia de agregados laminados producto del crecimiento microbial (estromatolitos) los cuales en su mayoría son crecimientos estratiformes y están íntimamente asociados con estructuras ojo de pájaro (“*fenestrae*”) y crecimientos nodulares que irrumpen en muchos casos en las propias láminas, indicaría unas condiciones típicas de ambientes de plataforma interna específicamente intermareales a supramareales *Logan et al.*, 1964; Warren & Kendall, 1985; *Tucker & Wright*, 1990. Según *Tucker & Wright*, 1990 la presencia de estromatolitos estratiformes indica depositación en áreas intermareales protegidas de la acción de las olas, por contraste con agregados monticulares o columnares que se producen en áreas donde la exposición a las acción de las olas es mayor.

Hacia la parte media del segmento el aumento de pseudo-morfos de anhidrita con replegamientos enterulíticos o nodulares y la presencia de características como grietas de desecación indican el establecimiento de condiciones supramareales típicas de un sabkha costero *Warren & Kendall*, 1985; *Tucker & Wright*, 1990; *Einsele*, 2000. La presencia de dolomita interestratificada con pseudomorfos de anhidrita es típica de ambientes hipersalinos subaereos cuando se produce la precipitación de sulfatos de calcio y el agua residual se enriquece por lo tanto en magnesio *Tucker & Wright*, 1990. Así mismo la presencia de pseudomorfos de anhidrita y dolomita es un distintivo de cuencas de sabkha con acceso restringido al mar con respecto a cuencas evaporíticas cerradas adyacentes al mar *Warren & Kendall*, 1985. Los procesos intensos de evaporación así como los indicadores de exposición subaereas muestran que la depositación se produjo en climas áridos o hiperáridos.

## **2.9.2 Sección de Análisis Estructural del Río Batatas.**

En esta sección la intercalación de niveles de margas y lodolitas del segmento inferior con frecuentes capas nodulares en niveles laminados plantea la pregunta de si esta sucesión se depositó en un área hipersalina de gran profundidad donde también se generan evaporitas *Einsele*, 2000, en una salina costera sin acceso al mar *Warren & Kendall*, 1985 o en una albufera (lagoon) comúnmente adyacente a un sabkha costero *Warren & Kendall*, 1985; *Reading & Collinson*, 1996.

Sin embargo, la presencia de laminación lenticular en algunos niveles de interlaminaciones de arenitas y lodolitas con nódulos, se consideró como un indicador de condiciones intermareales. Así mismo, es probable que algunas de las laminaciones sean producto de tapices de algas. En tercer lugar la presencia de algunas estructuras pseudomorficas de anhidrita específicas como replegamientos enterulíticos se consideran más propios de zonas supramareales en sabkhas costeros *Warren & Kendall*, 1985.

En vista de todo lo anterior se considera la secuencia aflorante en el Río Batatas como correspondiente con el registro de una albufera (lagoon) en la cual los niveles de *shale* reflejarían ascensos del nivel de agua, sean locales o regionales, en donde se da una sedimentación submareal de lodolitas negras en ambientes de circulación restringida *Reading & Collinson*, 1996; *Einsele*, 2000. En estos entornos, la salinidad puede ser muy alta dependiendo de el grado de conexión con el mar abierto *Reading & Collinson*, 1996.

Durante periodos de descenso relativo se producen épocas de aumento en la salinidad e incluso exposición subaerea en ambientes intermareales altos o incluso supramareales. Los niveles de nódulos con frecuentes replegamientos enterulíticos reflejarían los estadios de más alta evaporación, mientras que los probables tapices de algas y niveles con laminación lenticular reflejarían una transición entre las condiciones submareales de las lodolitas negras de la albufera a las intermareales o supramareales.

Una sucesión como la que se propone ha sido observada en la superposición lateral de facies en áreas como el golfo pérsico *Warren & Kendall, 1985*; *Alsharhan & Kendall, 2003* donde una barrera separa el mar abierto de la albufera constituyéndose esta en un área de circulación restringida que en dirección del continente da lugar a depósitos de Sabkha costero supramareales (*Warren & Kendall, 1985*).

La parte superior de esta sección, en la cual desaparecen las evidencias de ambientes evaporíticos y por contraste se observan algunos niveles con restos de amonitas, indicaría el advenimiento de condiciones de depositación de mar abierto.

### **2.9.3 Sección Río Chivor Alto.**

El segmento inferior de Brechas y Conglomerados de la sección del Río Chivor Alto, aunque mucho más delgado, es similar al segmento inferior de la sección del Río Batatas (conglomerados). Por lo anterior se propone que puede interpretarse también como depositado por flujos de detritos *Rust & Koster, 1984*. Sin embargo, la intercalación de capas de calcarenitas diseminadas y la transición a niveles de conglomerados más finos podrían indicar o bien que estos flujos de detritos desembocaban en ámbitos marinos someros, o la instauración de condiciones de depositación marinas someras rápidamente.

La posterior aparición en el segmento intermedio de niveles espesos de margas y arcillolitas intercalados con niveles más delgados y menos frecuentes que incluyen algunas construcciones estromatolíticas y horizontes de nódulos interpuestos en las laminaciones microbiales o independientes en otros niveles, se interpreta tentativamente como correspondiente con la depositación en ambientes de albufera (lagoon) con descensos y ascensos del nivel de agua *Reading & Collinson, 1996*. En tales contextos, al igual que en la sección de análisis estructural del Río Batatas, los niveles bajos en que se instauran condiciones de salinidad y evaporación altas causados por descensos relativos locales o eustáticos regionales, están representados por los horizontes intermareales a supramareales de estromatolitos y horizontes nodulares. Por contraste, las lodolitas y margas representarían los estadios de alto nivel del agua. La presencia ocasional de capas con bivalvos desarticulados documentaría la influencia ocasional de tormentas, lo cual comprueba entonces en estos casos que no se trata de aguas sin conexión con el mar abierto, pero tampoco de aguas profundas de salinidades altas. No se puede descartar sin embargo que la depositación en ciertos intervalos de la sección se dio en épocas donde no había conexión con el mar, en cuyo caso se estaría ante un ambiente deposicional equivalente denominado “salina” por *Warren & Kendall, 1985*.



En el segmento superior la presencia en la parte inferior de calcarenitas con abundante lodo calcáreo indicaría que la depositación se dio en la parte media de una plataforma de carbonatos, donde la presencia diseminada de bivalvos desarticulados mostraría que la depositación se dio por lo menos por encima del nivel inferior de influencia de las tormentas.

Sin embargo la laminación ondulada continua, presencia de terrígenos de cuarzo y la presencia de conchas de bivalvos con evidencias de abrasión y bordes redondeados, en los últimos 5 metros del segmento superior, permite deducir que se depositaron por encima del nivel de acción de las olas. En consonancia con la sucesión mencionada, los últimos 2 metros de cuarzo-arenitas de grano medio con laminación ondulada se habrían depositado ya en una zona intermareal y por lo tanto aun más somera que en los horizontes subyacentes de este segmento.

#### **2.9.4 Sección Santa Rosa.**

El segmento lodolítico más inferior, de esta sucesión se interpreta como depositado en una región de laguna costera, la sucesión suprayacente sería depositada en una región marina con influencia de oleaje.

#### **2.9.5 Sección Palomas.**

La presencia de capas con bases erosivas y muchas de ellas con marcas de base, gradación normal y contactos superiores transicionales en capas de arenitas ha sido considerado tradicionalmente como el indicador más confiable de depositación por corrientes de turbiedad (eg. *Shanmugam*, 1997). Todas estas características se encuentran en la secuencia de arenitas de esta sección, con lo cual se interpreta la mayor parte de las arenitas descritas en esta sección como turbiditas en el sentido estricto de ser depósitos producto de corrientes de turbiedad. Se excluye de esta interpretación cualquier implicación que tenga que ver con depositación en ambientes pelágicos o cañones submarinos. Por el contrario la presencia de restos de plantas a lo largo de toda la columna indica la cercanía probable de corrientes fluviales continentales. La presencia de depósitos de conglomerados de cantos redondeados en la formación Batá de la sección del Río Gachaluno -la cual de acuerdo con la cartografía en preparación parece ser un equivalente lateral de las rocas de esta sección- podría indicar la evolución de depósitos fluviales que desembocan a un cuerpo de agua estable, como un lago o una zona de mar abierto, a turbiditas en sus partes más distales. Este tipo de evolución se ha reportado en cuencas de rift normalmente en el bloque colgante sumergido de una falla normal *Gawthorpe & Leeder*, 2000.

En ese contexto la presencia de amonitas en la secuencia dentro de niveles de lodolitas oscuras indicaría condiciones de mar abierto de plataforma distal, en las cuales irrumpen las corrientes de turbiedad.

El pinchamiento lateral de cuerpos arenosos con bases erosivas intercalados en lodolitas oscuras, observado en el afloramiento podría ser un indicador de este tipo de comportamientos. Desde ese punto de vista la presencia de una menor cantidad de capas de

arenitas con gradación normal y contactos basales erosivos además de la menor cantidad de restos de plantas en la sección más occidental de la vía Palomas-Algodones puede indicar una mayor distancia del área fuente de los restos vegetales y una menor influencia de corrientes de turbiedad por una distancia mayor de las áreas emergidas, en comparación con la sección oriental.

### **2.9.6 Sección Cascadas.**

La presencia monótona de lodolitas físciles ricas en materia orgánica y la relativa abundancia de restos de amonitas indicaría una depositación en condiciones de aguas tranquilas de plataforma distal.

## **2.10 ANALOGÍAS ENTRE LA SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA SECCIÓN DE ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL RÍO BATATAS Y LA SUCESIÓN AFLORANTE EN LA MINA DE CHIVOR (SOESCOL-EL PORVENIR).**

En la sección de la Mina de Chivor (Soescol - El Porvenir), como se discutirá más adelante en niveles similares a los presentes en el Río Batatas, también hay mineralizaciones de las cuales se han extraído esmeraldas. En esta localidad llama la atención la presencia de horizontes laminados silicificados con bandas planares a onduladas o incluso montículos en la parte baja de la secuencia (puntos 21 y 25 de la columna de *Geostratos*, 2005, ver también Figura 36) cuyas laminaciones probablemente son de origen microbial. En otros casos (metro 243 de la columna de *Geostratos*) se observan texturas enterulíticas y nodulares que indican la presencia de pseudo-morfos de anhidrita (ver fotos 3.115, 3.116 y 3.119). La secuencia anterior, localizada aproximadamente entre el metro 170 y el 243 de la columna de *Geostratos* sería equivalente facial a la sucesión depositada en el ámbito de una albufera en el Río Batatas. Sin embargo, por encima del horizonte antes descrito, una transición a lodolitas intercaladas con niveles de calizas bioclásticas diseminadas a empaquetadas con fragmentos de bivalvos, indicaría probablemente una mayor influencia del mar abierto, en un entorno deposicional por encima del nivel de base de las tormentas (metro 260 de *Geostratos*, 2005).

Por encima de estos niveles la presencia dominante de lodolitas y limolitas con restos de amonitas en algunos niveles y bivalvos diseminados en otros, podría indicar una depositación en mar abierto, en la cual es probable que en muchos casos haya habido depositación por debajo del nivel de acción de tormentas. Este segmento de la sección sería análogo con el segmento superior de la sección de análisis estructural del Río Batatas. Sin embargo, en este segmento llama la atención la presencia de algunos niveles de capas medianas de arenitas con bases erosivas y gradación normal. Estas características, observadas también en la sección más oriental de Palomas indicarían probablemente el influjo ocasional de corrientes de turbiedad.



Figura 36. Horizontes laminados silicificados con bandas planares a onduladas o incluso montículos en la parte baja de la secuencia.

## 2.11 PALEOTOPOGRAFÍA Y RELACIONES ENTRE SEDIMENTACIÓN Y TECTÓNICA.

### Relaciones regionales:

Durante los trabajos de campo destinados a la elaboración de un mapa del área (en preparación) pudo observarse una sucesión diferente a cada lado de la que se denomina Falla del Garabato en el mapa del INGEOMINAS (ver Figura 1 para localidades). Al E de la misma, en el área cercana a la sección de “Cascadas”, se observa que sobre una sección basal del Cretáceo de no más de 50 m. de arenitas de grano muy fino yace una sucesión monótona de lodolitas negras en la cual se incluyen los cerca de 110 m. levantados durante el presente estudio. Así mismo, dentro de los 380 m. levantados en la sección de Palomas, los cuales también se localizan muy cerca de la discordancia basal del Cretáceo, se encontró una sucesión de lodolitas y arenitas. La sección suprayacente en la vía Palomas-Algodones, la cual se reconoció completa pero no se levantó, consta de lodolitas oscuras predominantemente.



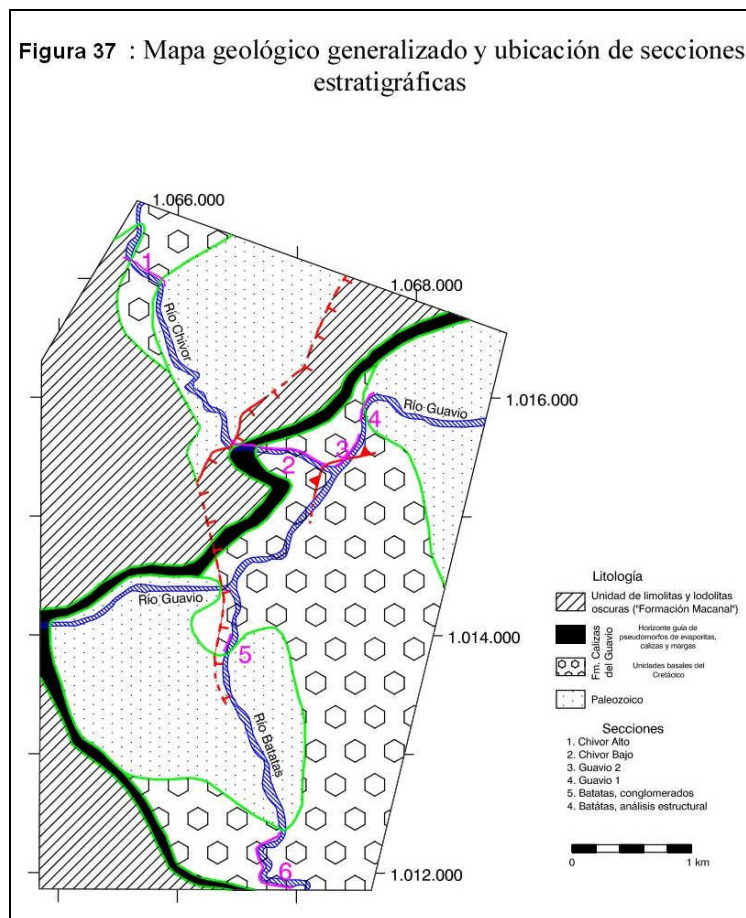
Por contraste inmediatamente al W de la Falla del Garabato la sucesión más basal es la levantada en la vía al corregimiento de Santa Rosa y sobre ella (de acuerdo con la cartografía en preparación) yace la secuencia aflorante en la Mina de Chivor, por encima de la cual yace a su vez un nuevo nivel calcáreo micrítico con bioclastos de bivalvos de más de 3 cm. de diámetro, aflorante en cercanías de Río Negro. Por otro lado las sucesiones del Río Chivor bajo y del Río Batatas serían equivalentes laterales de la sucesión recién descrita. Según eso, estas observaciones, si bien no dejan de ser una primera aproximación que debe corroborarse con los datos bioestratigráficos, no dejan por ello de sugerir un marcado contraste en las facies a cada lado de la Falla del Garabato. Esto es más evidente en la vía que conduce a las minas de las Vegas de San Juan donde se puede observar claramente que las facies calcáreas basales que yacen allí sobre las rocas del Paleozoico superior, se restringen justo al W de la Falla del Garabato y por contraste al E de la misma ya no se observan horizontes calcáreos. Todas las observaciones mencionadas constituyen indicios del papel paleogeográfico de la Falla del Garabato que deben ser precisados con más detalle y soportados con evidencias bioestratigráficas.

A menor escala se puede citar el caso de las secciones del Río Chivor. Aunque no se pueden hacer equivalencias precisas, las facies interpretadas como pseudo-morfos de evaporitas y estromatolitos (Río Chivor bajo), carbonatos de plataforma interna a media (Río Chivor bajo) albuferas (Río Batatas-análisis estructural) o flujos de detritos (Río Batatas-conglomerados) representan conjuntos localizados cerca de la base de la secuencia cretácea cuya continuidad lateral es limitada. Por ejemplo, horizontes espesos de evaporitas o carbonatos de plataforma no se observan en la sección de análisis estructural del Río Batatas. En vista de eso debe mencionarse por ejemplo que *Warren & Kendall, 1985* sugieren que un área de albuferas yace topográficamente más deprimida que un sabka costero. Por otro lado los flujos de detritos de la sección Río Batatas-conglomerados son visiblemente fenómenos locales. Todo ello documenta cambios paleotopográficos locales, que es razonable asumir ya que todas son secuencias que yacen muy cerca (menos de 50 metros por encima o son horizontes suprayacentes directos) del contacto discordante basal de la secuencia Cretácea.

Cabe anotar también que en la secuencia del Río Chivor Alto la discordancia basal del Cretáceo yace en una posición mucho más elevada topográficamente que en las secuencias que se acaban de mencionar. Esto se debe a que se encuentra desplazada por una falla que se dedujo durante los trabajos en el campo (ver Figura 37). Varias evidencias documentan esta falla como una estructura del Cretáceo Inferior. El primero de ellos es que pese a su cercanía, las secuencias al SE y al NW de la falla, esto es, río arriba y río abajo en el río Chivor son completamente diferentes en el orden de aparición de las facies aunque las facies presentes sean muy similares. Es así como los pseudomorfos de evaporitas están en la parte baja de la secuencia Cretácea en la columna Río Chivor Alto y las calcarenitas con restos de bivalvos son la parte superior de la misma. En cambio en la sección denominada Río Chivor Bajo este orden es al revés. El segundo argumento es la presencia de una paleotopografía potencialmente asociada a la continuidad de la misma falla que separa ambas secuencias (ver Figura 37). Como se deduce de la observación directa, esta paleotopografía generó los flujos de detritos de la sección del Río Batatas-conglomerados y

hace que debajo del horizonte de pseudo-morfos de evaporitas haya por lo menos otros 100 metros de secuencia Cetácea en la sección del Río Chivor Bajo mientras que, como se observa en el mapa, dicha sucesión desaparece contra el citado paleoescarpe.

Una correlación entre secciones permanece como tentativa en vista de no existir al momento de la entrega de este informe datos bioestratigráficos. Sin embargo, la mayoría de los levantamientos se iniciaron cerca de la superficie de discordancia Paleozoico - Cretácico o justo sobre la misma. Esto implica que la mayoría de las secciones caracteriza los sistemas deposicionales existentes en el momento o muy cerca del momento del inicio de la depositación Cretácea. Con lo cual puede decirse que aunque puedan no ser precisamente coetáneas, las diferentes secciones indican a grandes rasgos condiciones de depositación contrastantes entre un lugar y otro al iniciarse la depositación en el Cretáceo.



Por todo lo anterior debe tenerse en cuenta que todos los puntos expuestos, mucho más que pretender ser definitivos buscan por el contrario ilustrar que por lo menos es evidente que la secuencia basal del Cretaceo Inferior muestra una variabilidad marcada en cortas distancias. Esta variabilidad bien podría ser debida a actividad tectónica de fallas normales durante el Cretaceo Inferior, de acuerdo a los argumentos expuestos.

### 3. ESTRUCTURAL

#### 3.1 ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN LA SECCIÓN DEL RÍO BATATAS CERCA AL TÚNEL DE DESVIACIÓN DEL MISMO A LA REPRESA DEL GUAVIO.

##### 3.1.1 Metodología.

En la sección del Río Batatas (Figura 19) se encuentra uno de los afloramientos más continuos e intactos del horizonte estratigráfico del cual se extraen esmeraldas en el flanco oriental de la Cordillera. En esta área se llevo a cabo un levantamiento estructural y estratigráfico de cerca de 230 metros de roca expuesta. Igual que en las otras áreas donde se llevo a cabo análisis estructural, el levantamiento se hizo metro a metro con bastón de “Jacob”. Una vez medida la sección se procedió a describir y medir de manera detallada la estratigrafía y las estructuras mesoscópicas aflorantes. A continuación se consignan los resultados que tienen que ver sobre todo con el análisis estructural, ya que el análisis de la secuencia estratigráfica aflorante se llevo a cabo en el apartado correspondiente. No obstante se hará referencia a la litología en cuanto a lo que tiene que ver con relaciones entre mineralización y litología.

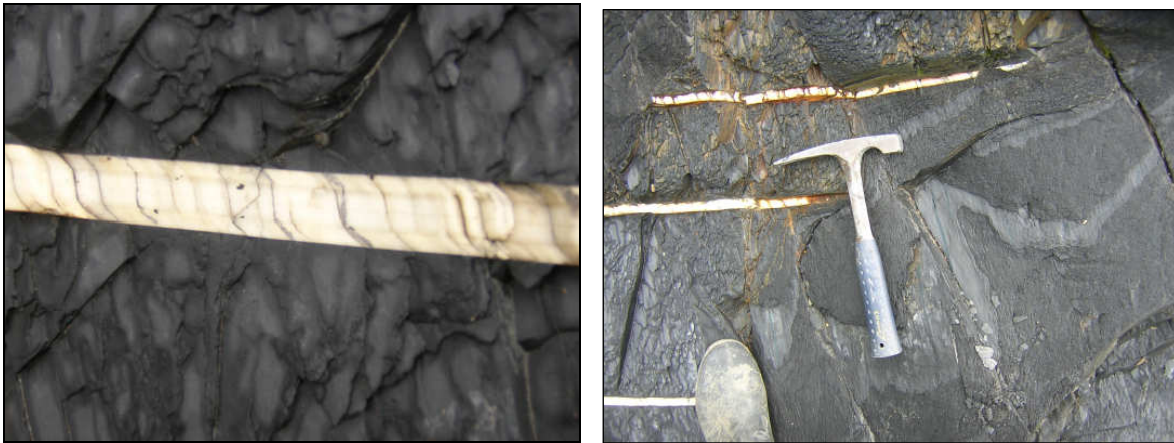
##### 3.1.2 Resultados.

En el perfil del Río Batatas (Figura 5) pueden destacarse tres elementos distintivos principales de fábrica: venas de tensión con crecimientos fibrosos, especialmente de calcita y en pocos casos cuarzo; foliación tectónica, y lineaciones de intersección. Estas últimas son en este caso la intersección entre el plano de la foliación tectónica y la estratificación, las cuales dan lugar a una superficie lineal penetrativa.

En las venas de tensión del Río Batatas puede distinguirse un crecimiento sintaxial de sus fibras, es decir crecen desde las paredes de las venas hacia el interior, opuesto a un crecimiento antitaxial (desde el interior hacia las paredes, *Ramsay & Huber*, 1983) que no se observó. De ese modo las fibras que crecen desde una pared hacia la otra se encuentran con las que crecen desde el lado opuesto a lo largo de lo que se denomina línea mediana (*Passchier & Trouw*, 1998). En la sección de análisis estructural del Río Batatas, las venas de tensión observadas presentaban en la mayoría de los casos un crecimiento sintaxial (Figuras 38 y 39). Este tipo de crecimiento indica que las venas se rellenaban al mismo tiempo de su apertura (crecimiento “crack seal” según *Ramsay*, 1980) y la presión de fluidos era relativamente alta de modo que la transferencia de fluidos se daba durante la deformación (*Passchier & Trouw*, 1998). El hábito fibroso en minerales como cuarzo y



calcita es totalmente inusual y por lo tanto es diagnóstico de este tipo de crecimiento, sea anitaxial o sintaxial.



Figuras 38 y 39. Venas de tensión en la mayoría de los casos con un crecimiento sintaxial.

*Durney & Ramsay* (1973, citado en *Passchier & Trouw*, 1998) sustentaron que el crecimiento de las fibras es paralelo al eje de alargamiento instantáneo y por tanto a la dirección de desplazamiento de las paredes de las venas. Según eso si los agregados cristalinos fibrosos son curvados registraría una desviación en la dirección del eje de alargamiento instantáneo, debida a su vez a una rotación en la dirección de esfuerzos (Ver por ejemplo Figuras 38 y 40). No obstante se han encontrado casos en los cuales esto no se cumple (e.g. *Williams & Urai*, 1989). *Urai & Williams* (1991) propusieron que de hecho solamente bajo ciertas condiciones las fibras registran las sucesivas orientaciones del eje de alargamiento instantáneo y que en muchos casos de hecho ante cualquier dirección de desplazamiento los agregados cristalinos fibrosos crecen perpendiculares a las paredes de la fractura. *Urai & Williams* (1991) sugieren que solamente la orientación de las inclusiones de roca encajante pueden solucionar este problema en un contexto específico. *Passchier & Trouw* (1998) proponen aplicar un indicador independiente para corroborar si en un contexto específico los agregados fibrosos se pueden tomar como indicador del eje de alargamiento instantáneo.



Figura 40. Venas de tensión en la mayoría de los casos con un crecimiento sintaxial.

En el Río Batatas dicho indicador independiente se tiene, tomando en cuenta que en varios puntos se observó una primera generación de venas con azimut entre  $70^\circ$  y  $90^\circ$  y fibras perpendiculares a sus paredes. Esta primera generación es cortada por una segunda generación cuyo azimut oscila entre  $110^\circ$  y  $130^\circ$ . La segunda generación de venas es más ancha y larga y así mismo mucho más frecuente. Esta segunda generación de venas posee por lo general unas fibras localizadas contra las paredes de las mismas, que son oblicuas a esas paredes pero paralelas a las fibras de las venas de la primera generación. Adicionalmente, en la segunda generación de venas se observa que los agregados fibrosos más internos son perfectamente perpendiculares a las paredes de las mismas (Figuras 38, 39 y 40). Por otro lado la mayoría de las venas de la segunda generación son paralelas entre sí (Figura 41) y su polo es paralelo a las fibras más internas. De lo anterior se deduce que son venas de tensión pura, en las cuales hubo una rotación instantánea de la dirección de desplazamiento documentado por un crecimiento sintaxial.



Figura 41. Venas de la segunda generación paralelas entre si y su polo paralelo a las fibras más internas.

En la red de Schmidt se ilustra también como en cada punto donde se midieron planos de venas de tensión y sus respectivas fibras, se tomaron medidas de lineaciones de intersección y planos de foliación tectónica (Figuras 54 a 59). El paralelismo entre el rumbo del clivaje, el azimut de las lineaciones de intersección y el polo de las venas de tensión de la segunda generación y el azimut de sus fibras más internas e incluso el rumbo de las capas, es sorprendente (Figuras 54 a 59). Este punto indica de forma consistente que mientras en la dirección perpendicular a la foliación tectónica se producía deformación interna por diversos mecanismos (presión solución, flujo cataclástico, rotación mecánica de granos o deformación intracrystalina o una combinación de todos los anteriores según *Passchier & Trouw* (1998), las venas de tensión crecían paralelas a la dirección de mayor deformación finita (deformación finita es la suma de todos los incrementos de la deformación progresiva. Es decir, el resultado final observado de la deformación que se produce como consecuencia de esfuerzos aplicados) y acumulaban una extensión perpendicular a ellas y paralela al rumbo de la foliación tectónica. Sobre este punto y su significado para las mineralizaciones de esmeraldas, se volverá a hablar en el apartado de relaciones entre litología y deformación y litología y mineralización. Por el momento se continuará



describiendo otros elementos de fábrica (se define por fábrica el arreglo geométrico de todos los elementos dentro de un cuerpo de roca a escala de afloramiento o microscópica).

La presencia de pliegues chevron de amplitudes decimétricas y ocasionalmente métricas con plano axial subhorizontal se documentó en varios puntos de la sección del Río Batatas (Figura 42). La orientación de sus ejes llama la atención por ser paralela a las lineaciones de intersección y a las fibras de las venas de tensión (Figuras 52 y 54). Más llamativa aun es la presencia de anticlinales a escala mesoscópica y amplitudes decimétricas en una zona cataclástica (Figura 43). Hacia la parte baja de la secuencia, de nuevo sus ejes son paralelos a las lineaciones medidas en la parte superior de la misma. (Figura 50).



Figura 42. Pliegues chevron de amplitudes decimétricas y ocasionalmente métricas con plano axial subhorizontal en la sección del Río Batatas.



Figura 43. Presencia de anticlinales a escala mesoscópica y amplitudes decimétricas en una zona cataclástica.

Las deformaciones recién descritas se asociarían temporalmente con la deformación interna que genera la foliación tectónica y las lineaciones, así como con las venas de tensión, de no ser porque los pliegues menores y chevron “pliegan” las mineralizaciones y las zonas cataclásticas adyacentes no están mineralizadas (Figura 43). Así mismo, los pliegues mesoscópicos chevron y los adyacentes a la zona cataclástica carecen de fábrica planar (foliación tectónica o lineaciones) asociadas. Se deduce de lo anterior que son por lo tanto producto de una deformación frágil y en buena medida cataclástica, posterior a la que originó la foliación tectónica y las venas. Sin embargo, su paralelismo testifica que se originaron ante un mismo campo de esfuerzos local. Por lo tanto el campo de esfuerzos existente en el área estuvo presente antes y durante la exhumación de estas rocas.

Una deducción interesante se encuentra al tenerse en cuenta las direcciones de acortamiento y correspondiente alargamiento que se podrían deducir de las foliaciones tectónicas y las venas respectivamente. En ese caso el acortamiento sería N-S a NNE-SSW y el alargamiento perpendicular (Figuras 54 a 59). Una dirección como esta se desvía notablemente de la dirección promedio de esfuerzos NW-SE que se ha tenido durante el Cenozoico en la Cordillera Oriental (*Kammer, 1999; Cortés et al., 2005*). No obstante si se tiene en cuenta el buzamiento de las capas hacia el S (Figura 60), se puede deducir nítidamente que la foliación tectónica y las venas son fenómenos flexurales, es decir su orientación se relaciona en buena medida a la dirección en la cual se flexionan las capas y



por tanto a la propia flexión de las mismas. De esa forma, como se verá en próximos apartados, la dirección en que se flexionen las capas condiciona la orientación de las fracturas y foliación tectónica. Entonces a partir de este momento se presenta un primer elemento que permite proponer las mineralizaciones de esmeraldas como un fenómeno puramente flexural sincrónico con el plegamiento.

### **Relaciones entre litología y deformación, y litología y mineralización en la sección de análisis estructural del río batatas (Figura 19):**

La secuencia del Río Batatas puede dividirse en dos grandes segmentos uno inferior margoso y con pseudomorfos de evaporitas (Figura 25) y uno superior de margas y limolitas terrígenas con restos de amonitas (Figura 41).

Como se muestra en la columna (Figura 19) que se describió en el capítulo de estratigrafía, se propone que la parte baja de la secuencia del Río Batatas se depositó en una charca evaporítica submareal a intermareal e incluso supramareal con circulación restringida, donde había sucesivos episodios de ascenso relativo (local) del nivel del agua y descensos que favorecían el desarrollo de estructuras diagenéticas tempranas diagnósticas de evaporaciones altas y exposición subaerea.

Es muy llamativa en la parte baja de la secuencia la siguiente sucesión. Niveles nodulares (Figuras 44 y 45) muy empaquetados color blanco con nódulos de calcita (pseudomorfo probable de anhidrita) en los cuales es manifiesta por lo general una presencia más marcada de otro tipo de venas frecuente en la sección del Batatas, las venas paralelas a la estratificación (Figura 46). La presencia de las mismas aumenta desde el contacto mismo con las margas negras normalmente subyacentes (Figura 46). Por encima de este nivel nodular es común un nivel de lodolitas blancas laminadas (por efecto de dolomitización o quizás albitización, ver Figuras 23 y 24). Debe comprobarse si la naturaleza de dicha laminación es microbial o no (estromatolitos), lo cual es probable en vista de que se observaron algunas laminaciones en fase que no parecen ser producidas por cambios granulométricos. En este nivel la densidad de venas paralelas a la estratificación es máximo, llegando incluso a estar espaciadas cada 2 cm. (Figura 23). El crecimiento de agregados fibrosos de calcita (Figura 23) en venas paralelas a la estratificación en este intervalo, documenta que se trata de venas de tensión por efectos tectónicos y no de características diagenéticas.



Figuras 44 y 45. Niveles nodulares muy empaquetados color blanco con nódulos de calcita (pseudomorfo probable de anhidrita).





Figura 46. Venas paralelas a la estratificación.

Debe añadirse que en varios puntos se documentaron relaciones cortantes recíprocas o en su defecto continuidad física entre las venas paralelas a la estratificación y las perpendiculares a la estratificación, siendo por tanto sincrónicas (Figuras 47 y 48). Las relaciones expuestas indican que, como se describirá más adelante en Coscuez, las interfases de mayor contraste litológico parecen ser propicias para una migración mayor de fluidos, si se parte del hecho de que la densidad de venas y la cantidad de fluidos que migraron son directamente proporcionales (*Sibson, 1995*).



Figuras 47 y 48. Relaciones cortantes recíprocas o en su defecto continuidad física entre las venas paralelas a la estratificación y las perpendiculares a la estratificación, siendo por tanto sincrónicas.

Así mismo la migración de fluidos parece concentrarse en aquellas zonas donde hay secuencias que culminan con pseudomorfo de evaporitas nodulares (Figura 46), pero se hace a lo largo de las capas, es decir es autóctona (Figuras 23 y 24). Al parecer una misma capa o nivel se enriquece de sus propios fluidos o en su defecto de los de las directamente adyacentes. Similares relaciones se observaron en la mina de Chivor (Soescol-El Porvenir) en horizontes de los cuales se extraen esmeraldas.

En vista de todo lo expuesto, se ve como muy probable un modelo donde las secuencias que incluyen las lodolitas blancas e incluyen los pseudo-morfos de evaporitas, son la roca generadora y la roca fuente de las mineralizaciones de esmeraldas, pues las venas son más densas allí que en los niveles margosos oscuros intercalados. En este caso se produciría un enriquecimiento localizado a lo largo del rumbo del mismo horizonte. Este enriquecimiento se vería favorecido por un aumento en la presión de fluidos durante el plegamiento, como lo demuestra el que las venas perpendiculares a la estratificación y la foliación tectónica sean ortogonales y por tanto sincrónicas. Estas observaciones reafirman el modelo de mineralización autóctona propuesto por *Branquet et al.*, (1999) para el cinturón esmeraldífero oriental, excepto por el hecho de que aquí se documentan relaciones inequívocas con episodios de plegamiento y deformación compresiva (similares a los que se describirán más adelante en el área del Río Chivor), contrastando con la correlación propuesta por Branquet con episodios de deformación extensiva.

La presencia de lodolitas y margas con amonitas y sin pseudomorfo de evaporitas en la mitad superior de la secuencia medida, indicaría la instauración de unas condiciones de mar abierto (Figura 25). Esta secuencia haría el papel de sello superior para la migración de fluidos desde las evaporitas basales, ya que la densidad de venas interconectadas es mínima, similar a lo propuesto por *Branquet et al.*, (1999). Sin embargo en la parte superior de la secuencia es donde se encuentra una deformación caracterizada por venas perpendiculares a la estratificación con fibras paralelas a lineaciones de intersección adyacentes (Figura 25). El comportamiento de esta secuencia superior es diferente a la inferior que posee pseudo-morfos de evaporitas. En este caso la presencia de estas venas no se debe tomar como un indicador de migración de fluidos vertical por espesores largos enriqueciendo así potencialmente horizontes superiores.

Por el contrario, como se explica a continuación, el escenario indica una migración de fluidos por espesores decimétricos y distancias muy cortas, por lo tanto. Lo que ocurre en el intervalo superior es que hay intercalaciones de margas sin venas de tensión pero con foliación tectónica (Figura 49) y limolitas terrígenas con una alta densidad de venas (Figura 41) perpendiculares a la estratificación (espaciadas cada 20 a 50 cm. aproximadamente). Las venas perpendiculares a la estratificación se restringen totalmente a los niveles de limolitas y los niveles de margas ejercen como sellos para la migración de fluidos en la vertical (Figura 41), tanto para la secuencia más inferior de pseudomorfo de evaporitas como para los niveles de limolitas. Pero así mismo un balance de masas tentativo parece muy evidente. En un episodio de plegamiento compresivo, las capas de margas se deforman generando una foliación tectónica la cual probablemente se originaría principalmente por mecanismos de presión solución. Ante una presión de fluidos elevada



generada en compresión, la calcita como mineral más soluble de todos los que componen las margas (minerales arcillosos, filosilicatos, materia orgánica) de acuerdo con *Price & Cosgrove* (1990) y *Maltman* (1994), migra inmediatamente a los espacios vacíos de las capas de limolitas adyacentes, generados antes o simultáneamente por fracturamiento hidráulico (Figura 41). Mecanismos de migración de fluidos similares han sido propuestos para calizas y margas por *Price & Cosgrove* (1990), *Carrío-Schaffhauser et al.* (1990) y más recientemente *Safaricz & Davidson*, (2005), siendo el autor principal de este último artículo colega de la Universidad de Potsdam del autor de este informe. En dichos procesos, al haber presión solución, la calcita migra de las rocas intactas y deja como residuo en rocas carbonatadas puras a la materia orgánica (*Carrío-Schaffhauser et al.*, 1990) o a otros minerales menos solubles en carbonatos más impuros.

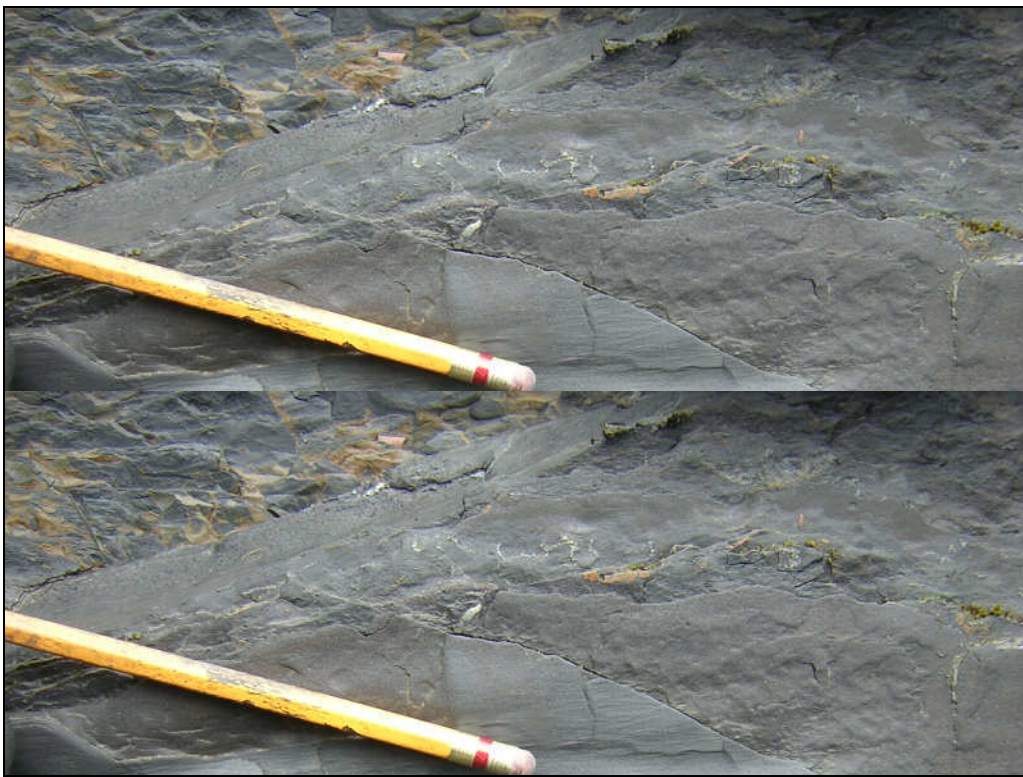


Figura 49. Intercalaciones de margas sin venas de tensión pero con foliación tectónica.

Un balance de masas detallado con geoquímica debe ser llevado a cabo en la parte inferior de la secuencia, donde las relaciones no son tan evidentes, para comprobar estas hipótesis. Así mismo se debe cuantificar el acortamiento por deformación interna y el alargamiento simultáneo por fracturamiento hidráulico en este sector. El autor de este informe ha cuantificado el acortamiento microscópico por deformación interna y foliación tectónica mediante el método Fry normalizado mejorado (*Fry*, 1979; *Erslev*, 1988) en áreas adyacentes, obteniendo máximos del 20 % en litologías similares del Cretáceo Inferior (vía Bogotá-Villavicencio). Así mismo sumando los espesores de las venas en un área análoga ha obtenido elongaciones cercanas al 7 % (*Mora & Kammer*, 1999). De acuerdo con eso, si



la presión solución es un mecanismo importante de la deformación penetrativa aquí, el volumen perdido por deformación interna sería suficiente con creces para llenar los espacios en las fracturas. Un balance de masas como el sugerido para la mitad superior de la secuencia es por lo tanto una hipótesis bastante razonable. Por su parte este hecho reforzaría el que la migración de fluidos en estas rocas implica distancias demasiado cortas, esto es, decímetros o metros en la vertical y decenas de metros, cuando mucho, en la horizontal, o en todo caso proporcional a la longitud de las venas.

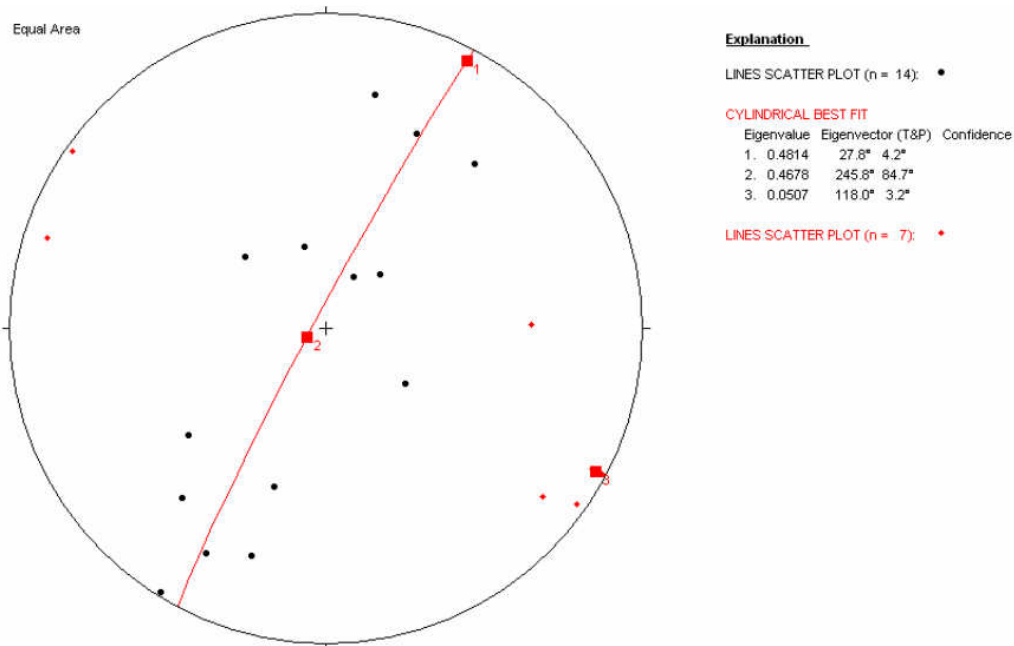


Figura 50. Pliegues menores (amplitudes decimétricas) en zona cataclástica entre el metro 61 y 63 de la sección de análisis estructural del Río Batatas. Los puntos rojos son los ejes medidos de los pliegues. Los puntos negros son los polos de los flancos de los pliegues. El círculo mayor rojo es el círculo de mayor ajuste a los polos de los micropliegues y el « eigenvector » número 3 (cuadrado rojo) es el eje del conjunto de los pliegues calculado solamente a partir de los polos de estratificación de los flancos.

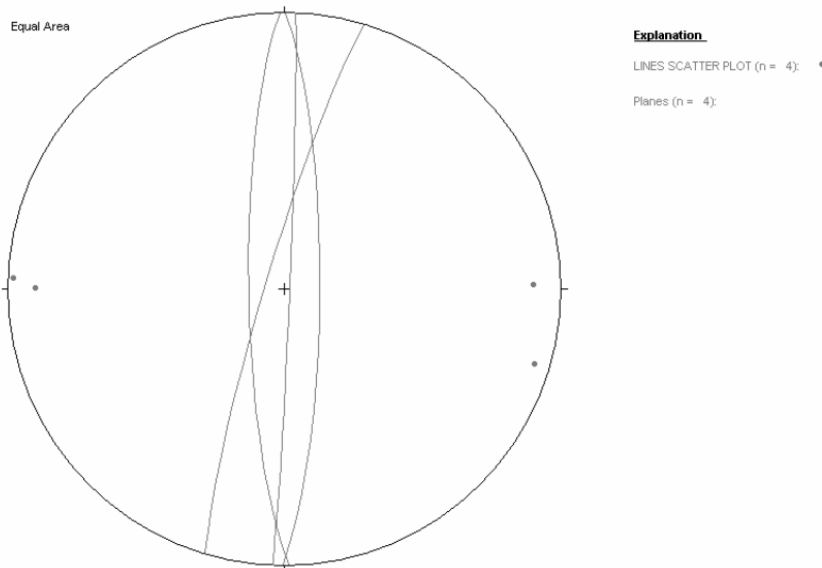


Figura 51. Venas de tensión (círculos mayores grises) rotadas a una posición preplegamiento. Los puntos grises son polos de los planos de venas de tensión. Las venas fueron rotadas ya que se ubican en capas verticales.

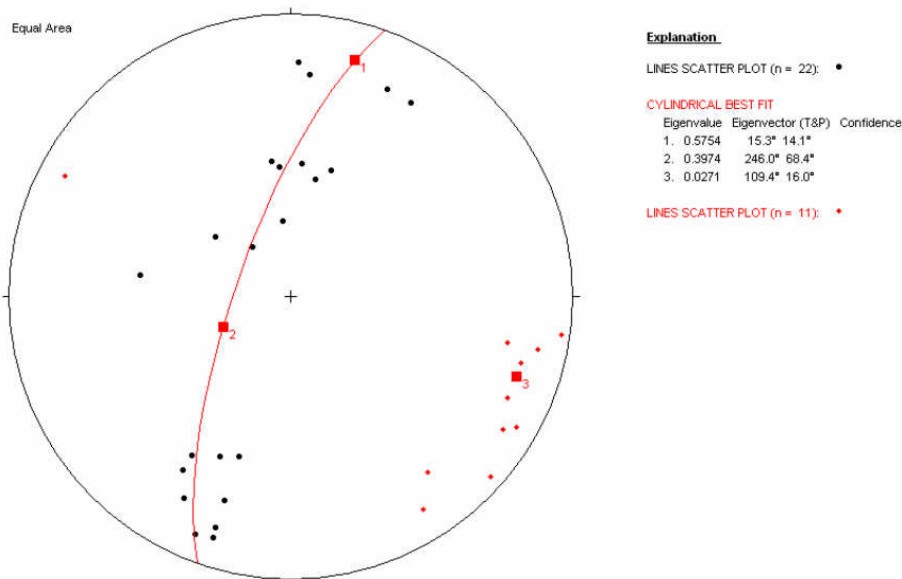


Figura 52. Pliegues chevron menores (amplitudes decimétricas) entre el metro 111 y el 114 de la sección de análisis estructural del Río Batatas. Los puntos rojos son los ejes medidos de los pliegues. Los puntos negros son los polos de los flancos de los pliegues. El círculo mayor rojo es el círculo de mayor ajuste a los polos de los micropliegues y el « eigenvector » número 3 (cuadrado rojo) es el eje del conjunto de los pliegues calculado solamente a partir de los polos de estratificación de los flancos.

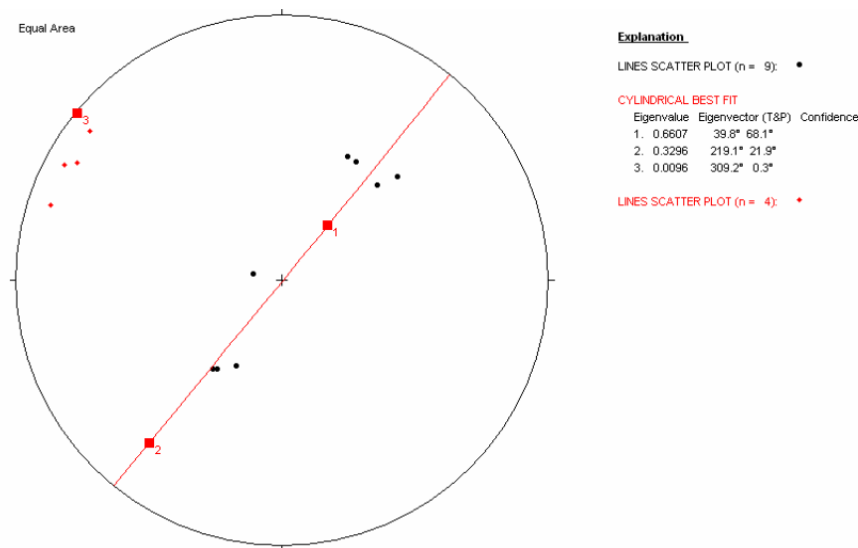


Figura 53. Pliegues chevron menores (amplitudes decimétricas) entre el metro 117 y el 120 de la sección de análisis estructural del Río Batatas. Los puntos rojos son los ejes medidos de los pliegues. Los puntos negros son los polos de los flancos de los pliegues. El círculo mayor rojo es el círculo de mayor ajuste a los polos de los micropliegues y el « eigenvector » número 3 (cuadrado rojo) es el eje del conjunto de los pliegues calculado solamente a partir de los polos de estratificación de los flancos.

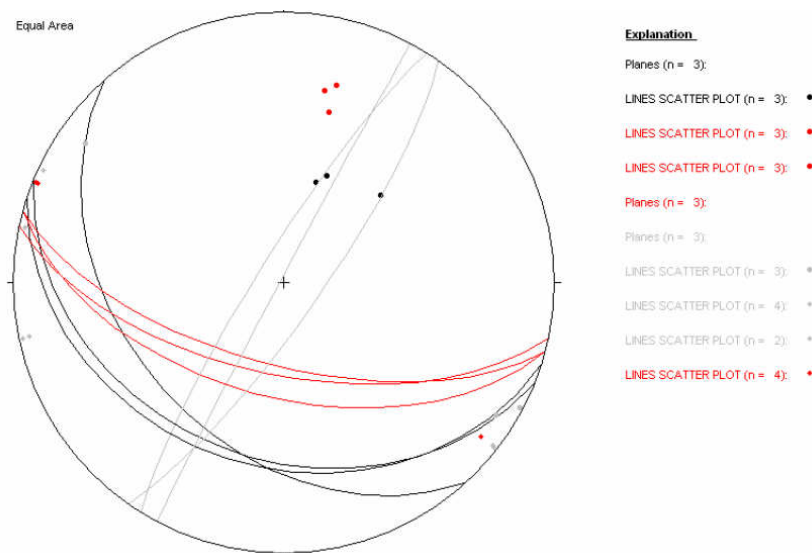


Figura 54. Venas de tensión planas (círculos mayores grises), polos de venas de tensión planas (círculos grises), dirección de fibras de las venas de tensión planas (rombos grises), planos de foliación tectónica (círculos mayores rojos), polos de foliación tectónica (círculos rojos), lineaciones de intersección (rombos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros), polos de estratificación (puntos negros). Metro 133 al 135 de la sección de análisis estructural del Río Batatas.



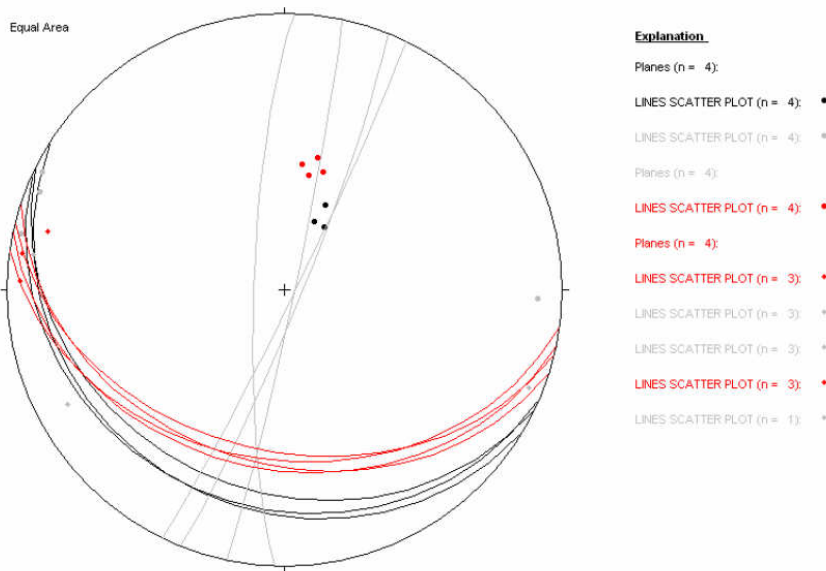


Figura 55. Venas de tensión planas (círculos mayores grises), polos de venas de tensión planas (círculos grises), dirección de fibras de las venas de tensión planas (rombos grises), planos de foliación tectónica (círculos mayores rojos), polos de foliación tectónica (círculos rojos), lineaciones de intersección (rombos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros), polos de estratificación (puntos negros). Metro 142 al 158 de la sección de análisis estructural del Río Batatas.

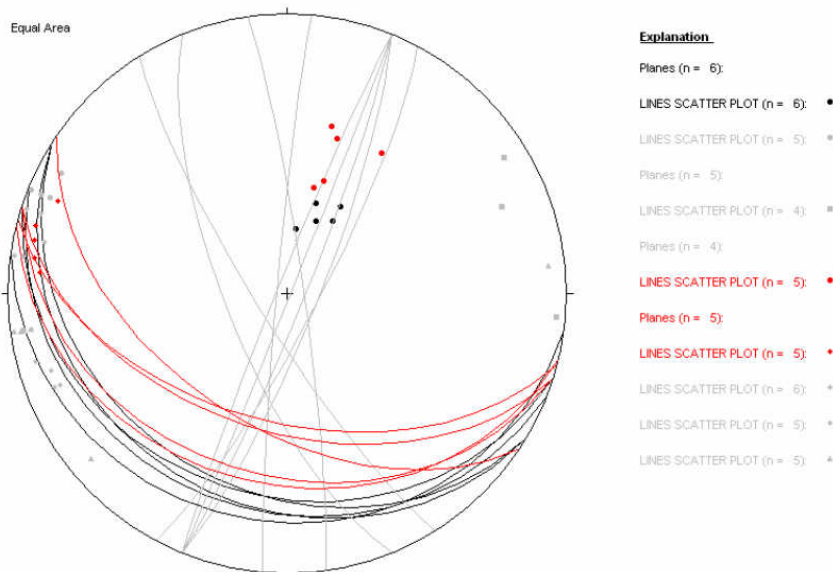


Figura 56. Venas de tensión planas (círculos mayores grises), polos de venas de tensión planas (círculos grises), dirección de fibras de las venas de tensión planas (rombos grises), planos de foliación tectónica (círculos mayores rojos), polos de foliación tectónica (círculos rojos), lineaciones de intersección (rombos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros), polos de estratificación (puntos negros). Metro 158 al 168 de la sección de análisis estructural del Río Batatas.

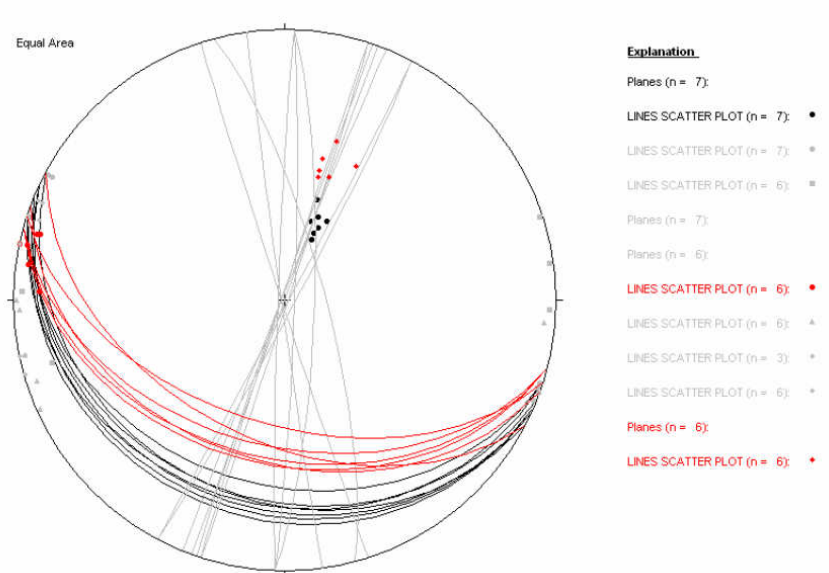


Figura 57. Venas de tensión planas (círculos mayores grises), polos de venas de tensión planas (círculos grises), dirección de fibras de las venas de tensión planas (rombos grises), planos de foliación tectónica (círculos mayores rojos), polos de foliación tectónica (círculos rojos), lineaciones de intersección (rombos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros), polos de estratificación (puntos negros). Metro 168 al 175 de la sección de análisis estructural del Río Batatas.

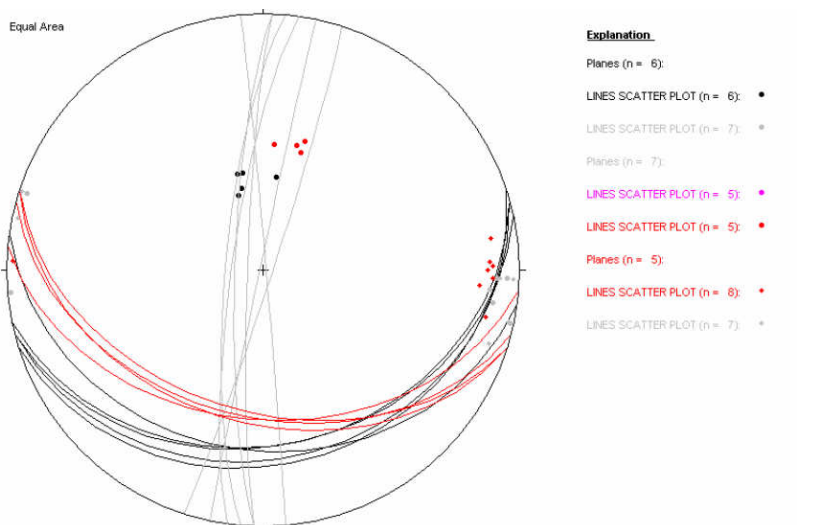


Figura 58. Venas de tensión planas (círculos mayores grises), polos de venas de tensión planas (círculos grises), dirección de fibras de las venas de tensión planas (rombos grises), planos de foliación tectónica (círculos mayores rojos), polos de foliación tectónica (círculos rojos), lineaciones de intersección (rombos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros), polos de estratificación (puntos negros). Metro 179 al 185 de la sección de análisis estructural del Río Batatas.

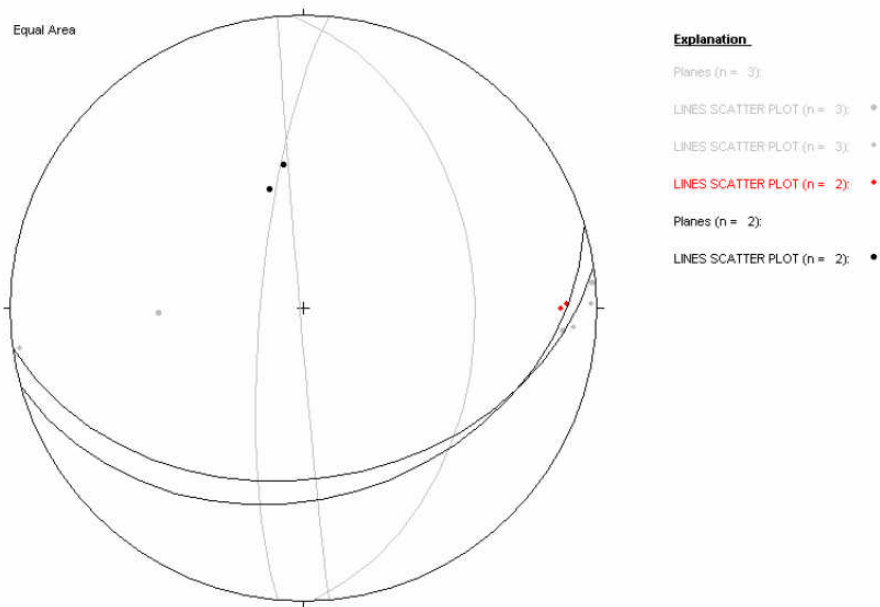


Figura 59. Venas de tensión planas (círculos mayores grises), polos de venas de tensión (puntos grises), dirección de fibras de venas de tensión (rombos grises), lineaciones de intersección (rombos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros) y polos de estratificación (puntos negros). Metro 185 al 190 de la sección de análisis estructural del Río Batatas.

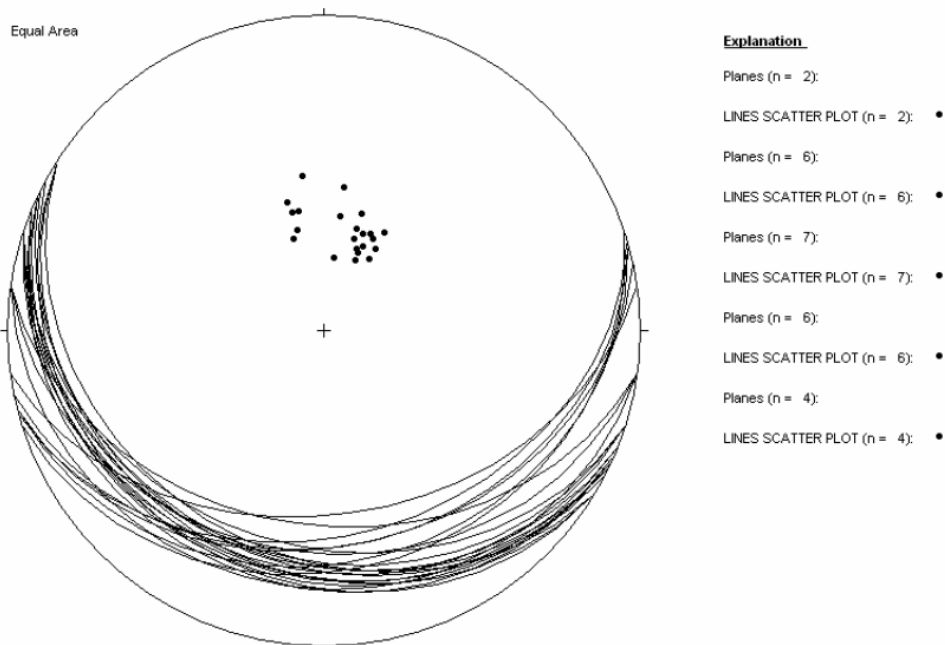


Figura 60. Compilación de datos de estratificación (círculos mayores negros) y polos de estratificación (puntos negros) en la sección de análisis estructural del Río Batatas.



## 3.2 ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA MINA DE CHIVOR (SOESCOL- EL PORVENIR).

En la mina de Chivor (Soescol - El Porvenir) se llevó a cabo un análisis similar al llevado a cabo en el Río Batatas, con la ventaja de que ya existía una columna estratigráfica levantada recientemente (*Geostratos-INGEOMINAS* 2005). Sin embargo, a diferencia de la sección de análisis estructural del Río Batatas la ausencia de fábrica planar en esta sección fue especialmente llamativa. Mucho tiempo dentro de esta sección se dedicó a buscar afloramientos donde se pudiera apreciar la relación entre las venas de tensión mineralizadas y la fábrica planar. Sin embargo prácticamente en ningún punto llegaron a observarse de forma consistente estas relaciones.

### 3.2.1 Resultados.

#### 3.2.1.1 Estructuras generales.

La Mina de Chivor (Soescol - El Porvenir) se encuentra en el bloque colgante de la Falla de Miralindo y se localiza en un área de buzamientos monoclinales hacia el NW con pocas complejidades estructurales. Lo más interesante a gran escala es una zona cataclástica elongada en dirección aproximada E-W que se ubica en una posición estratigráfica equivalente a los puntos de poligonal 25 al 30 de la sección de *Geostratos-INGEOMINAS* (2005), aunque curiosamente no corta el propio trazo de la sección de *Geostratos-INGEOMINAS*. Esta zona cataclástica tiene un espesor de varios metros y es oblicua al rumbo de las capas, de modo que hacia el E corta horizontes más superiores que hacia el W y al nivel de la carretera principal de acceso a la mina no se encuentra. La carencia casi total de mineralización en la misma, indica que se trata de un retrabajamiento posterior a la mineralización, como la cataclasis observada en el Río Batatas. No fue posible establecer si se trata de hecho del trazo de una falla importante, pues no se encontraron horizontes guía para definir si existe o no desplazamiento. Sin embargo la secuencia es continua al nivel de la carretera de acceso a la mina con lo cual se propone que no se trata de una falla importante. Esto no obstante, podría eventualmente verificarse con bioestratigrafía.

#### 3.2.1.2 Estructuras a escala mesoscópica.

Como se mencionó al principio la deformación mesoscópica es prácticamente ausente en esta localidad, lo cual implica que no se encontraron lineaciones o foliaciones tectónicas perceptibles a simple vista. Sin embargo, esto no indica necesariamente que éstas no existan si las rocas se analizan a escala microscópica. Pese a ello, debe anotarse que si la fábrica planar es imperceptible a escala mesoscópica, en todo caso la deformación finita asociada es por lo general mucho menor que si las foliaciones tectónicas fueran evidentes (*Dittmar et al.*, 1994).

En cuanto a venas y fracturas, en la parte superior de la secuencia se encontraron venas subverticales, perpendiculares al buzamiento de la estratificación y coetáneas entre sí (Figuras 61 y 62). Las venas dominantes son las que buzaban al S y en ellas se distingue una historia de crecimiento sintaxial de fibras con hasta dos juegos de fibras en las que poseen

un espesor de más de 5 cm. de ancho, pero incluso son más en aquellas más gruesas. Las venas más gruesas (mayores de 10 cm. de espesor) desarrollan en sus estados de crecimiento finales (los más internos) micas verdes, feldespatos, calcita romboédrica (y esmeralda). Por lo tanto en esta mina, dentro de lo observado, aquellas fases de crecimiento de las venas que implican la paragénesis de las mineralizaciones de esmeraldas hasta ahora reportadas (*Cheilletz & Giuliani, 1996*) son las más jóvenes; una implicación que en un caso extremo podría llegar a implicar que las fisuras fueron rellenadas en episodios posteriores a la deformación tectónica que las generó inicialmente. Sin embargo, el hecho de que las micas crezcan en agregados fibrosos perpendiculares a las paredes de las venas durante esta última fase de crecimiento, indica que su cristalización se dio también en presencia de deformación tectónica.



Figura 61. Venas subverticales, perpendiculares al buzamiento de la estratificación y coetáneas entre sí.



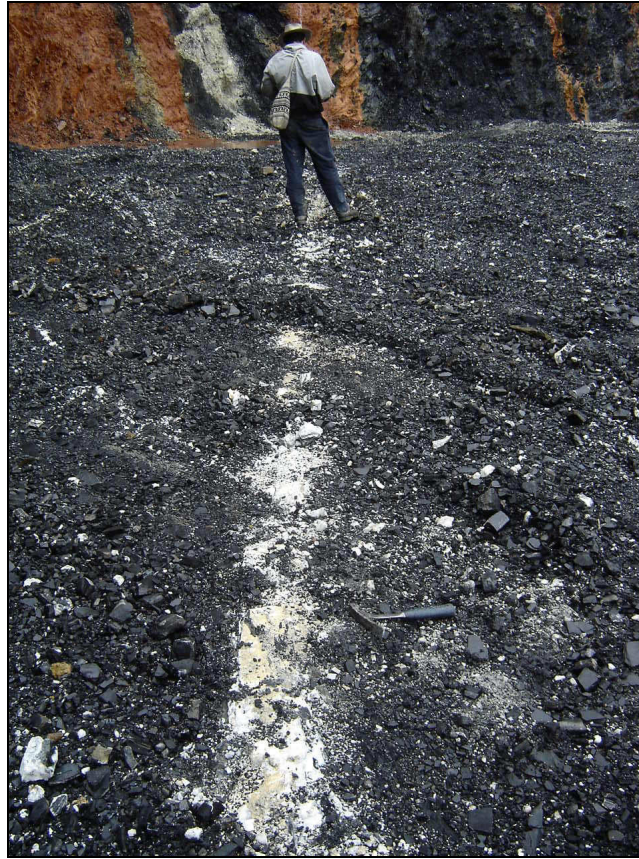


Figura 62. Venas subverticales, perpendiculares al buzamiento de la estratificación y coetáneas entre sí.

La orientación de las venas en estado rotado es aproximadamente N-S para uno de los sistemas y E-W para el segundo (Figura 62a). La dirección N-S concuerda con la dirección del eje del plegamiento obtenida con base en los datos tomados en el área de la mina (Figura 62b). Podría a partir de esto, asumirse que de hecho la dirección N-S es paralela al eje de pliegue regional y la E-W perpendicular. Sin embargo, el eje de pliegue calculado para esta área incluye muchos datos buzando al NW y muy pocos en una dirección opuesta (hacia el S) la cual definiría el segundo flanco de las supuestas estructuras cuyo eje se calculó. Además las estructuras regionales son en este sector NNE -SSW. Esto puede indicar que los datos medidos fueron anomalías locales o que hay un plegamiento de diferente dirección localizado en este sector. Lo anterior solo podría aclararse con más medidas en otras localidades. Mientras tanto una correlación de simetría entre las fracturas y el eje de plegamiento calculado debe ser vista con precaución en esta localidad. Lo anterior es reforzado por el hecho de que la mayoría de las capas medidas tienen un rumbo NE-SW, empezando por aquellas en las cuales se midieron las venas. Por contraste, como se mencionó, las venas son E-W y N-S. Esto quiere decir que el rumbo de las venas y el de las capas son esencialmente oblicuos. En vista de esto, es difícil proponer que las venas tengan su origen como consecuencia de la flexión de las capas durante el plegamiento. Sin



embargo, se hace énfasis en que se requieren más datos para descartar o reforzar este punto de vista.

Por otro lado, unas venas de tensión coetáneas que no se originaron debido a fenómenos flexurales (plegamiento) perpendicular o paralelo a ellas mismas normalmente se asumen como debidas a un régimen de extensión neta en el área. En este caso la línea de intersección de ambos sistemas correspondería con el esfuerzo máximo al momento de su formación. En la minas de Chivor al ser los dos sistemas de fracturas verticales se obtendría por lo tanto un valor de  $\sigma_1$  igualmente vertical, el cual como se mencionó no es típico de regímenes de plegamiento contraccionales.

Así mismo, ya que el crecimiento de los agregados minerales de las venas es fibroso puede deducirse que no se trata de un simple relleno de fracturas pre-existentes sino de un relleno durante episodios de deformación (*Passchier & Trouw, 1998*). En caso de confirmarse con más datos que las fracturas son oblicuas a todo plegamiento y por tanto se generaron en un régimen netamente extensional, esto en principio surgiría como una deducción que no concuerda con lo encontrado en todas las otras localidades. Por lo tanto esto hace pensar que se requieren más datos en otras localidades y en esta misma para robustecer la consistencia del modelo.

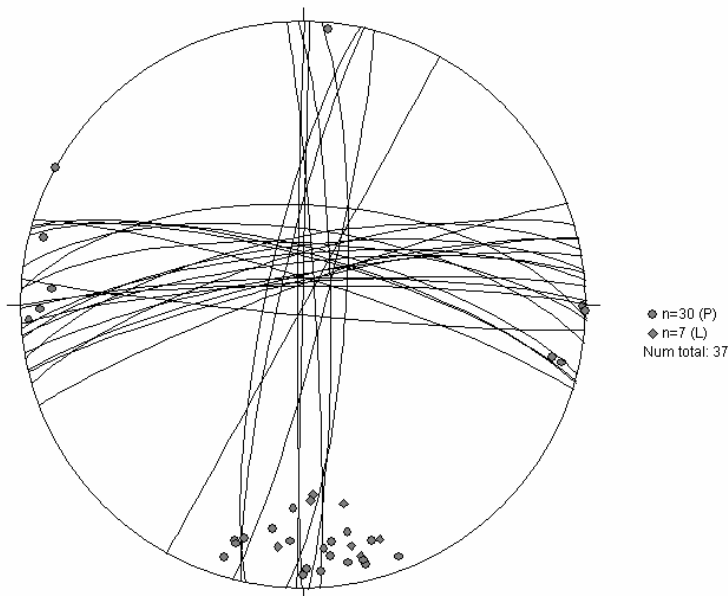
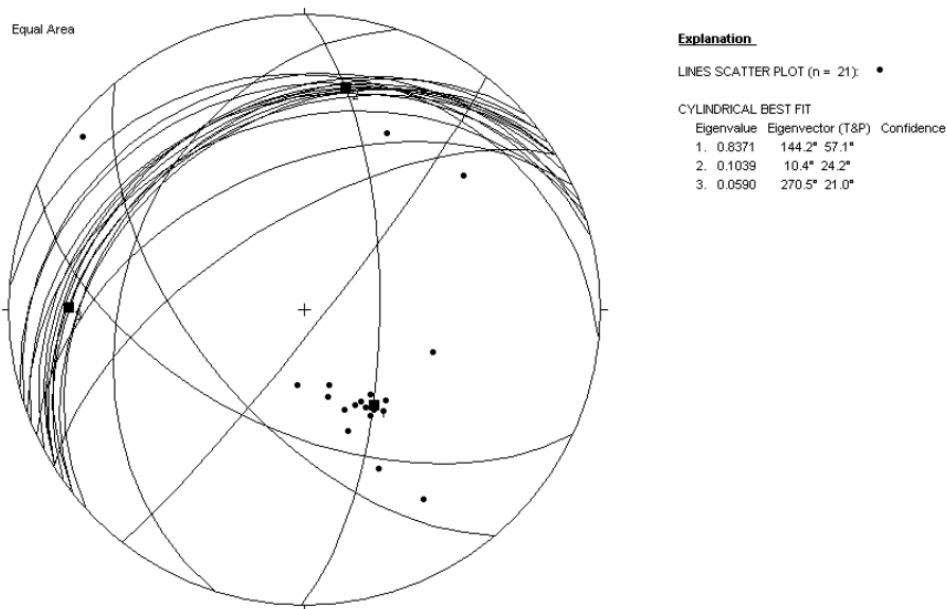


Figura 62a. Principales patrones de fracturamiento Mina Chivor (Soescol-El Porvenir). Los círculos mayores son planos de fracturas y los puntos grises son polos de planos de fracturas.



Figuras 62b. Planos de estratificación (círculos mayores) y polos de planos de estratificación (puntos negros) medidos en la mina de Chivor (Soescol-El Porvenir). El mejor ajuste cilíndrico muestra dos “eigenvector” (cuadrados negros) buzando al N y al SE y un tercero buzando al W que equivale al eje de pliegue calculado mediante el ajuste cilíndrico.

### 3.2.2 Relaciones entre mineralizaciones/deformación y mineralizaciones/litología.

En la mina de Chivor (Soescol - El Porvenir), como se mencionó en la sección de estratigrafía, la secuencia puede dividirse de forma parecida que en la sección de Análisis estructural del Río Batatas (Ver Figura 19, columna Río Batatas). De esa forma, la secuencia entre el metro 170 y el 243 se interpretó una secuencia depositada en condiciones submareales a intermareales e incluso supramareales con circulación restringida y salinidades probablemente altas (Ver probables estromatolitos en Figura 36 y pseudomorfos de anhidrita en Figuras 63, 64 y 65). Este segmento se interpreta como un análogo facial del segmento inferior de la sección del Río Batatas. Por otro lado se interpreta que entre el metro 260 y el 280 se daría una transición a condiciones de plataforma en mar abierto (ver capítulo de estratigrafía en este informe). El arribo de estas condiciones que se da por encima del metro 280, se interpreta con base en la presencia de limolitas y lodolitas negras con fósiles de amonitas. En este caso la secuencia a partir del metro 280 sería un análogo del segmento superior de la sección de análisis estructural del Río Batatas. En la columna de Geoestratos-INGEOMINAS (2005) el límite en el metro 280 se propuso como el límite entre la Formación Lutitas de Macanal y la Formación Calizas del Guavio.



Figuras 63 y 64. Pseudomorfos de anhidrita.





Figura 65. Pseudomorfos de anhidrita.

La deformación en las lodolitas y limolitas de la base de la Formación Lutitas de Macanal (según Geoestratos-INGEOMINAS, 2005) es parcialmente análoga al segmento superior de la sección de análisis estructural del Río Batatas. Es decir, la presencia de venas de tensión subverticales y con buzamientos perpendiculares al buzamiento de la estratificación se observa en ciertos niveles de este segmento, pero no a lo largo de la mayoría de la sección de lodolitas y limolitas como en el Batatas. Por su parte el llamado por Geoestratos-INGEOMINAS (2005) segmento C de la Formación Calizas del Guavio, coincide también parcialmente en su estilo de deformación con el segmento inferior de la sección de análisis estructural del Río Batatas. En este segmento en general, los niveles competentes (calizas, limolitas silíceas) o sus contactos con niveles incompetentes concentran la mayor densidad de venas mineralizadas o brechas hidrotermales y por lo tanto los niveles que se persiguen con los túneles son los competentes y además coinciden en muchos casos con niveles que se interpretan en este trabajo como pseudomorfos de evaporitas o en su defecto crecimientos de estromatolitos (Figuras 36, 63, 64 y 65). Así mismo las venas son en algunos casos en este segmento paralelas a la estratificación. En el segmento C de la mina de Chivor no se observó inequívocamente albitización (o caolinización) mas que en clastos extraídos de los túneles, pero en vista de esto se asume que lateralmente este fenómeno debe darse en tales horizontes.

Sin embargo, también existen diferencias, la concentración de mineralizaciones en los niveles competentes no es tan nítida como en el Río Batatas. También se da a veces en incompetentes. Tampoco la densidad de venas subverticales en el segmento inferior de la formación Lutitas de Macanal es tan alta como en el segmento que se correlaciona en el Río Batatas (segmento superior). En la mina de Chivor (Soescol-El Porvenir) tampoco se observó ni un solo punto con foliación tectónica. El estilo de deformación, no es por tanto del todo igual, la deformación es más intensa en el Batatas. Pero por encima de estos aspectos, lo más importante es que en todo caso existen dos horizontes similares a los presentes en el Río Batatas y más allá de esto puede añadirse que el más inferior de ellos (el segmento C de la Formación Calizas del Guavio según Geoestratos-INGEOMINAS, 2005) es de donde se extraen esmeraldas y donde las mineralizaciones parecen ser más abundantes, análogo al Batatas donde las mineralizaciones del segmento inferior han sido explotadas en localidades cercanas. En ese caso, si bien no se puede hablar estrictamente de analogías marcadas en la relación deformación-litología entre ambas localidades, sí se puede hablar de analogías más evidentes entre litología y mineralización.

### **3.3 ANÁLISIS MICROTECTÓNICO EN LAS SECCIONES DEL RÍO BATATAS (CONGLOMERADO BASAL) Y RÍO CHIVOR.**

Como se mencionó antes, en la región cercana a la mina de Chivor (Soescol - El Porvenir), las relaciones entre direcciones de máxima extensión obtenidas a partir de fracturamiento y venas de tensión, por un lado y los ejes principales de las estructuras locales no se dilucidaron de una forma inequívoca. En vista de esto, se incluyen aquí datos microtectónicos tomados durante los levantamientos estratigráficos en las secciones del Río Chivor y el Río Batatas (Conglomerado Basal) cerca de donde este último se une al Río Guavio.

Diversos tipos de datos medidos allí corroboran, como se ilustrará a continuación, las relaciones entre tectónica y mineralizaciones expuestas antes en el Río Batatas; las cuales se seguirán confirmando también en las localidades que se describirán después de este apartado (“La Marina” y “Coscuez”).

#### **3.3.1 Resultados.**

##### **3.3.1.1 Sección Río Chivor Alto.**

En la parte más baja de la secuencia, es decir el Paleozoico superior calcáreo expuesto en la sección levantada en la sección denominada Río Chivor Alto, se encontró una concordancia en orientación entre elementos de fábrica (ie. Arreglo geométrico de los elementos estructurales en un cuerpo de roca). Por un lado se midieron zonas de cizalla conjugadas, (Figura 66) las cuales son los análogos de diaclasas o venas conjugadas pero en niveles estructurales donde la temperatura es más alta y la profundidad por tanto mayor. Entonces se ubican en general en la transición entre deformación frágil y deformación dúctil (*Ramsay & Huber*, 1983). Se han encontrado en niveles estructurales que coinciden



aproximadamente con el llamado frente superior de foliación tectónica (*Price & Cosgrove, 1990*), es decir conviven con la foliación de plano axial y la mayoría de tipos de foliación tectónica, por lo tanto en condiciones de metamorfismo incipiente o de muy bajo grado. Se trata de pares de zonas de cizalla que por lo general forman ángulos agudos entre sí y cada una de ellas se compone de venas de tensión “en echelon” (Figura 66). Si el área comprendida entre el ángulo agudo de ambas zonas indica compresión neta (al descomponerse el sentido de cizalla de ambas zonas), entonces el plano bisector de esas dos zonas contendrá la dirección de  $\sigma_1$  (*Dunne & Hancock, 1994, Figura 66*)



Figura 66. Zonas de cizalla conjugadas, las cuales son los análogos de diaclasas o venas conjugadas pero en niveles estructurales donde la temperatura es más alta y la profundidad por tanto mayor.

Este tipo de zonas de cizalla se midieron en la sección mencionada, en conjunto con foliaciones tectónicas, estilolitos (Figura 67) y venas planas conjugadas. Las foliaciones tectónicas son indicadores de deformación finita (la deformación finita es el resultado final de todos los esfuerzos aplicados, no la fuerza misma aplicada), más no de esfuerzos (fuerza instantánea aplicada a un cuerpo de roca), por lo tanto una línea perpendicular a las mismas indicaría la dirección de máxima contracción (deformación) que debe ser similar a la dirección de máximo esfuerzo horizontal de aquellos indicadores coetáneos (como las



venas conjugadas y las zonas de cizalla conjugadas). La perpendicular de los estilolitos equivale a la dirección de máxima contracción obtenida de medidas de foliación tectónica coetánea (Mattauer, 1976; Lisle, 1994). También se observaron venas aproximadamente ortogonales a la dirección de la foliación tectónica (Figura 68).



Figura 67. Foliaciones tectónicas, estilolitos y venas planas conjugadas.

La dirección de máximo acortamiento finito (es decir contracción o deformación finita) obtenida de los estilolitos y las foliaciones tectónicas coincide aproximadamente en las estaciones medidas en la sección del Río Chivor Alto (Ver Figura 75). El azimut de dicha dirección oscila entre 110 y 130 grados y en general se aproxima también a la dirección de máximo esfuerzo horizontal deducida a partir de las zonas de cizalla conjugadas (Ver Figuras 70 a 73 y 76 a 79) y las venas conjugadas (Figuras 69 y 74). Tanto las zonas de cizalla como las venas conjugadas están mineralizadas con calcita, mientras que la foliación tectónica probablemente y los estilolitos con seguridad, son producto de disolución por presión en las rocas calcáreas del Paleozoico aflorante en esta sección. Dichas relaciones y la cercanía de los elementos contraccionales y los extensionales, indican muy probablemente procesos intraformacionales de disolución por presión y redepósito y mineralización en fisuras durante episodios compresivos.

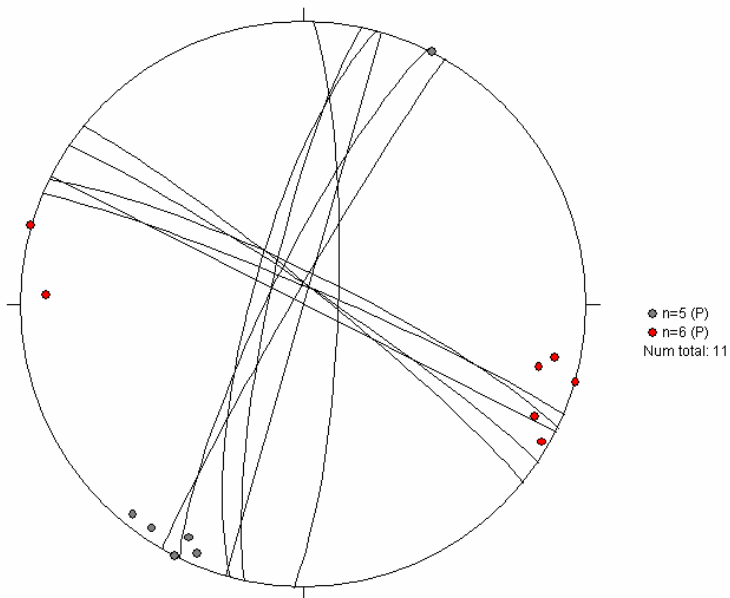


Figura 68. Venas de tensión (círculos mayores de orientación NW-SE) y polos de venas de tensión (puntos grises). Planos de foliación tectónica (círculos mayores NNE-SSW) y polos de foliación tectónica. Sección Río Chivor Alto.

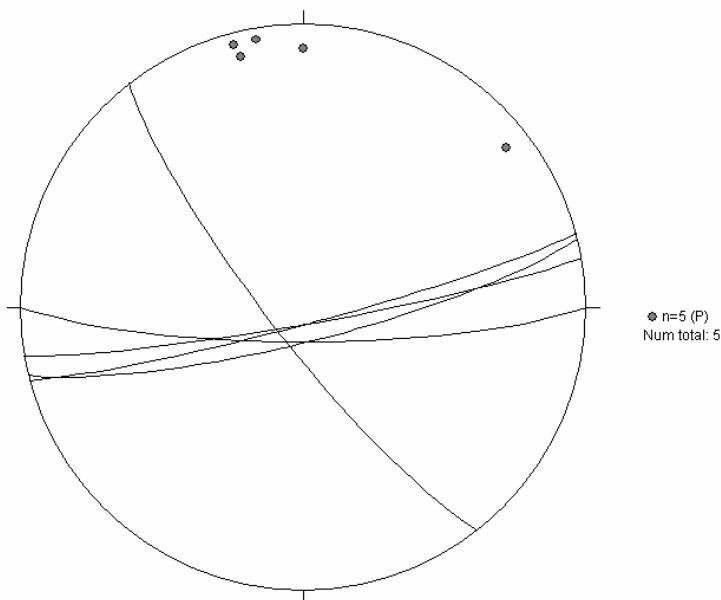


Figura 69. Venas conjugadas (círculos mayores) y polos de venas (puntos grises). Sección Río Chivor Alto.

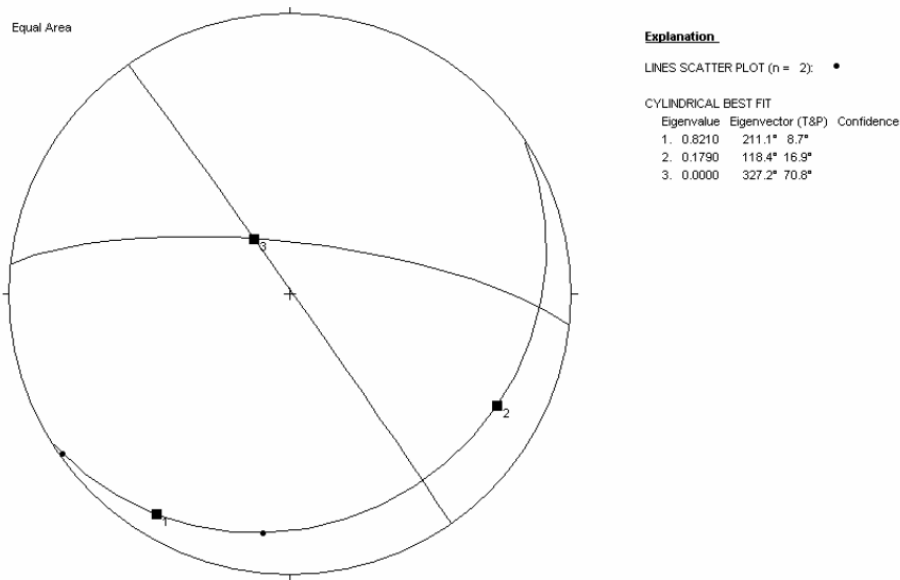


Figura 70. Direcciones principales de zonas de cizalla conjugadas sin rotar (Círculos mayores subverticales). El « eigenvector » 2 es en este caso el bisector de los planos de las zonas de cizalla y equivale a la dirección de  $\sigma_1$ , esta dirección se puede leer directamente arriba a la derecha.

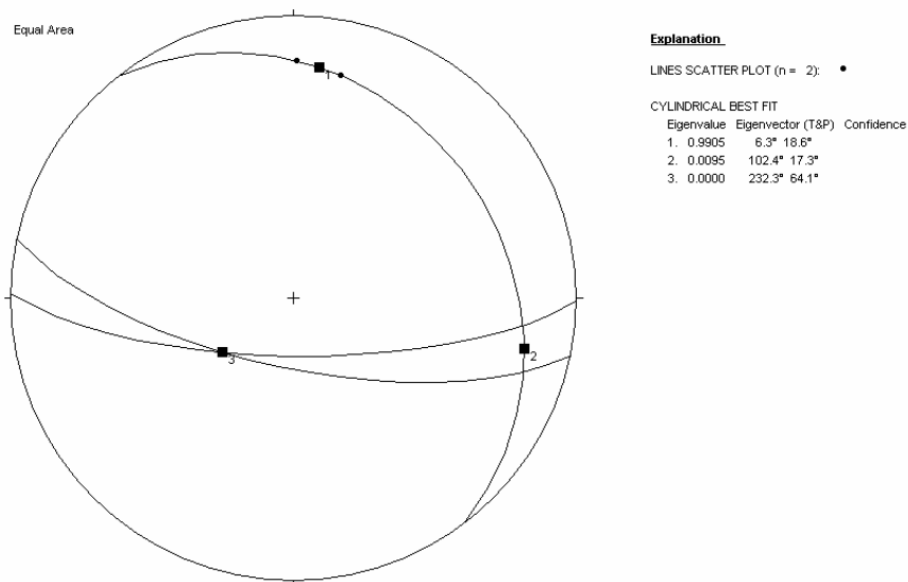


Figura 71. Direcciones principales de zonas de cizalla conjugadas sin rotar (Círculos mayores subverticales). El « eigenvector » 2 es en este caso el bisector de los planos de las zonas de cizalla y equivale a la dirección de  $\sigma_1$ , esta dirección se puede leer directamente arriba a la derecha.



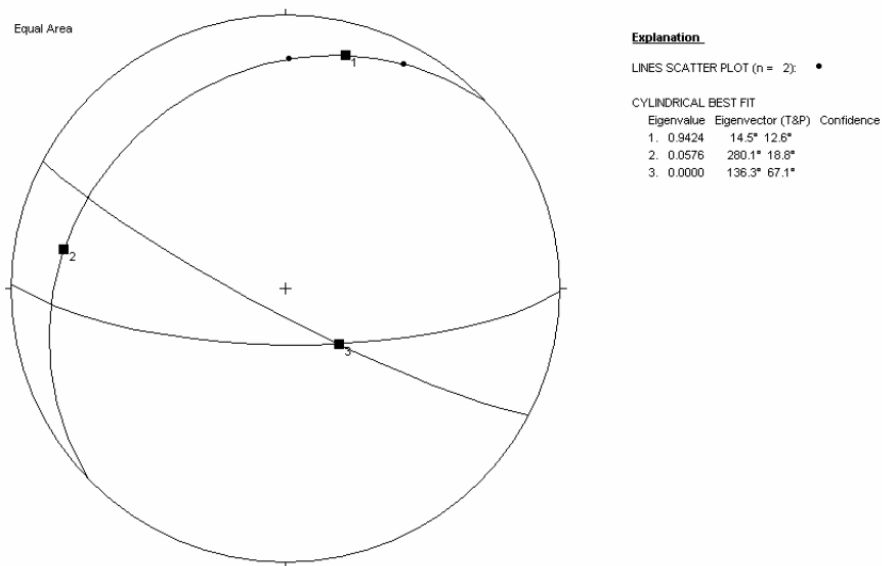


Figura 72. Direcciones principales de zonas de cizalla conjugadas sin rotar (Círculos mayores subverticales). El « eigenvector » 2 es en este caso el bisector de los planos de las zonas de cizalla y equivale a la dirección de  $\sigma_1$ , esta dirección se puede leer directamente arriba a la derecha.

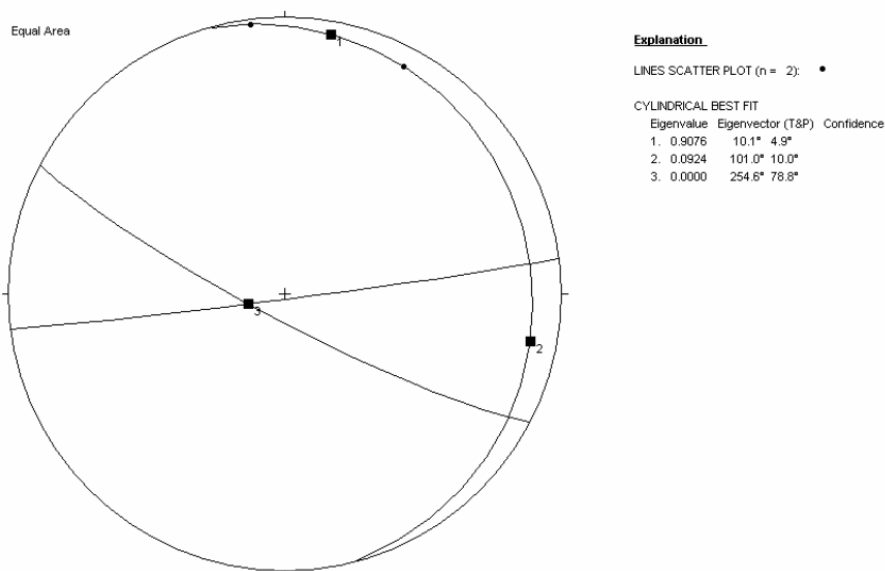


Figura 73. Direcciones principales de zonas de cizalla conjugadas sin rotar (Círculos mayores subverticales). El « eigenvector » 2 es en este caso el bisector de los planos de las zonas de cizalla y equivale a la dirección de  $\sigma_1$ , esta dirección se puede leer directamente arriba a la derecha.

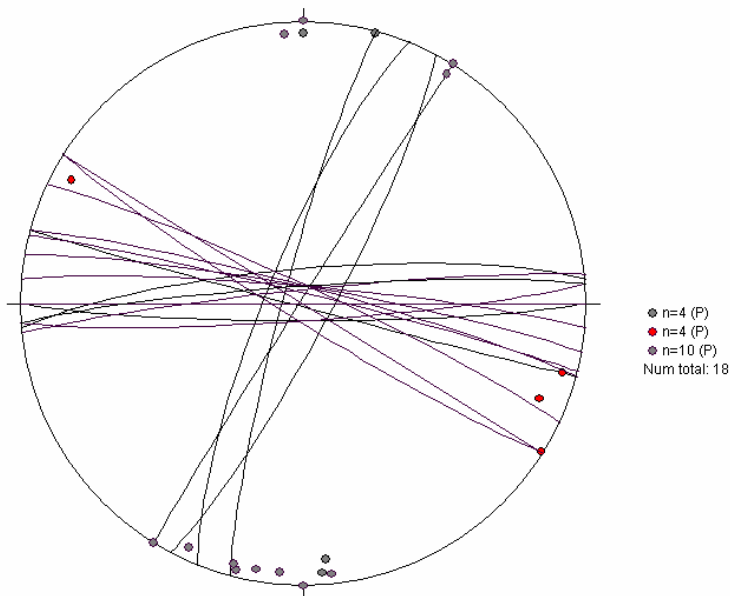


Figura 74. Venas de tensión conjugadas (círculos mayores morados de dirección WNW-ESE) y polos de venas de tensión (puntos grises). Planos de foliación tectónica (círculos mayores NNE-SSW) y polos de foliación tectónica (puntos rojos).

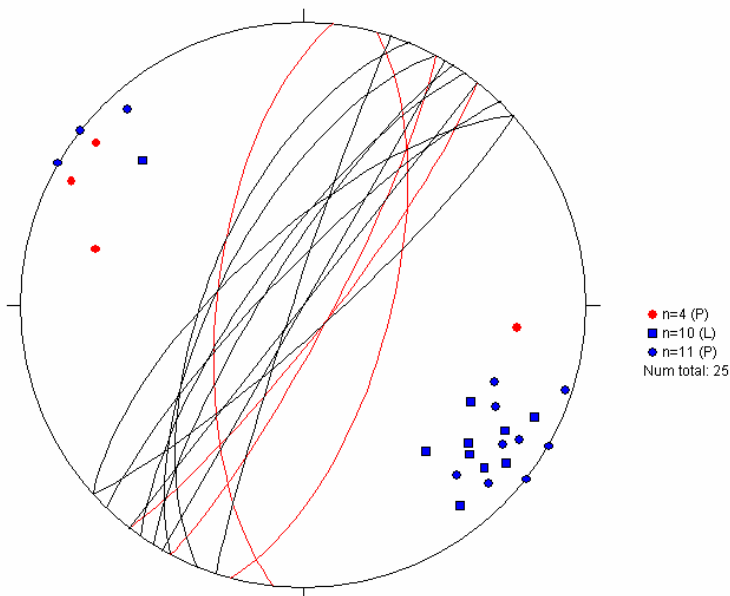


Figura 75. Planos de estilolitos (círculos mayores azules), polos de planos de estilolitos (puntos azules), agujas de estilolitos (cuadrados azules). Planos de foliación tectónica (círculos mayores rojos) y polos de planos de foliación tectónica (puntos rojos). Sección Río Chivor Alto.

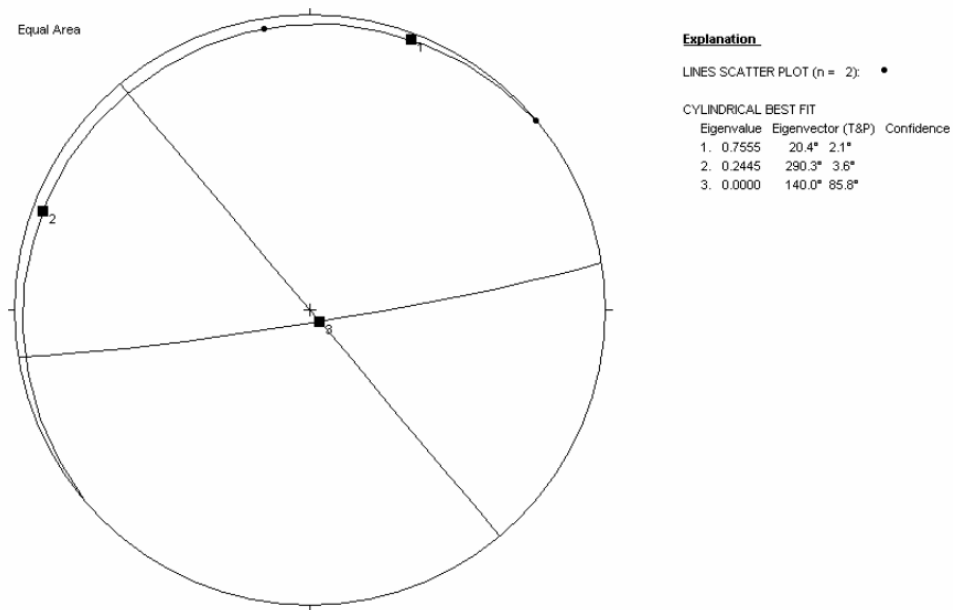


Figura 76. Direcciones principales de zonas de cizalla conjugadas sin rotar (Círculos mayores subverticales). El « eigenvector » 2 es en este caso el bisector de los planos de las zonas de cizalla y equivale a la dirección de  $\sigma_1$ , esta dirección se puede leer directamente arriba a la derecha.

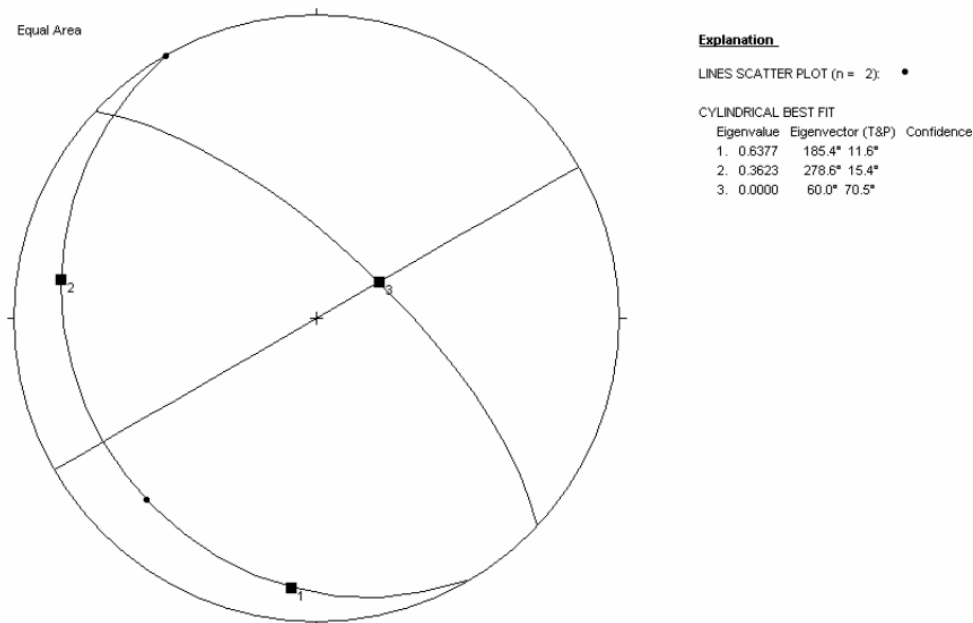


Figura 77. Direcciones principales de zonas de cizalla conjugadas sin rotar (Círculos mayores subverticales). El « eigenvector » 2 es en este caso el bisector de los planos de las zonas de cizalla y equivale a la dirección de  $\sigma_1$ , esta dirección se puede leer directamente arriba a la derecha.



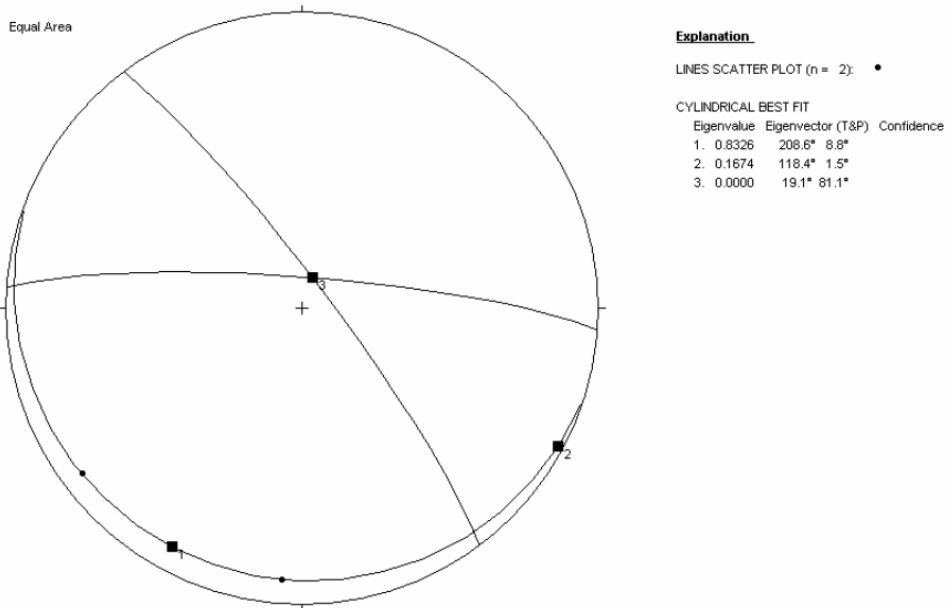


Figura 78. Direcciones principales de zonas de cizalla conjugadas sin rotar (Círculos mayores subverticales). El « eigenvector » 2 es en este caso el bisector de los planos de las zonas de cizalla y equivale a la dirección de  $\sigma_1$ , esta dirección se puede leer directamente arriba a la derecha.

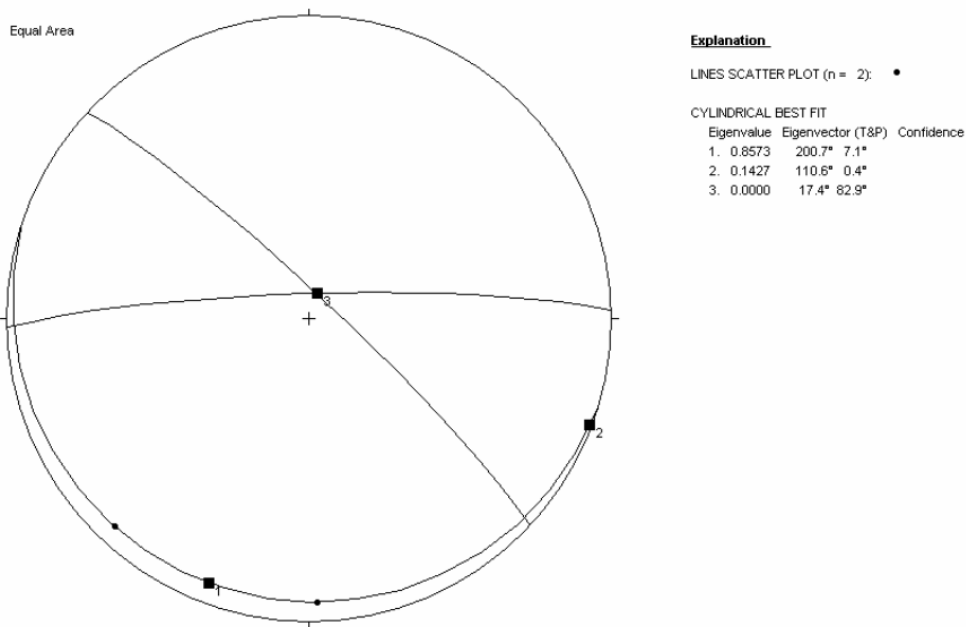


Figura 79. Direcciones principales de zonas de cizalla conjugadas sin rotar (Círculos mayores subverticales). El « eigenvector » 2 es en este caso el bisector de los planos de las zonas de cizalla y equivale a la dirección de  $\sigma_1$ , esta dirección se puede leer directamente arriba a la derecha.

### 3.3.1.2 Sección Río Chivor Bajo.

En la parte baja del Río Chivor, cerca de su desembocadura al Río Guavio se midió una sección estratigráfica del Cretácico Inferior, cuya estratigrafía ya fue discutida. Al mismo tiempo se encontraron dos orientaciones de venas mineralizadas con calcita. Un sistema NE-SW (Figuras 80 y 81) y un sistema NW-SE, ambos perpendiculares al ángulo de buzamiento de la estratificación y por lo tanto verticales en su posición original rotada. Cada uno de los sistemas se compone de venas paralelas entre sí, muchas de ellas con crecimientos fibrosos perpendiculares a sus paredes. En varios puntos se encontró que estos dos sistemas son coetáneos. Se trata por lo tanto de dos sistemas ortogonales de venas que acomodaron extensión neta, perpendicular a ellos (Ver Figura 82). Este contexto normalmente mostraría que la dirección de máximo esfuerzo horizontal es vertical y equivalente a la línea de intersección de los dos sistemas.

Sin embargo, el sistema NE-SW tiene un rumbo aproximadamente paralelo a la estratificación (no obstante con una desviación horaria que debe ser mencionada) y el segundo sistema por consiguiente es aproximadamente perpendicular al rumbo de la misma (Figuras 80 a 83). Esta simetría respecto a capas plegadas o elementos de un pliegue se ha encontrado virtualmente en todos los cinturones plegados donde se han hecho análisis detallados de fracturas o venas (Stearns, 1968; Coli & Sani, 1990; Cooper, 1992; Florez-Niño *et al.*, 2005). Estas direcciones además son a grandes rasgos coaxiales (es decir tienen ejes de fábrica o de deformación de igual orientación), o respecto a las encontradas en la sección del Río Chivor Alto. Por lo anterior se ve como mucho más probable que correspondan a fenómenos flexurales tal como ocurre en la sección del Río Batatas.

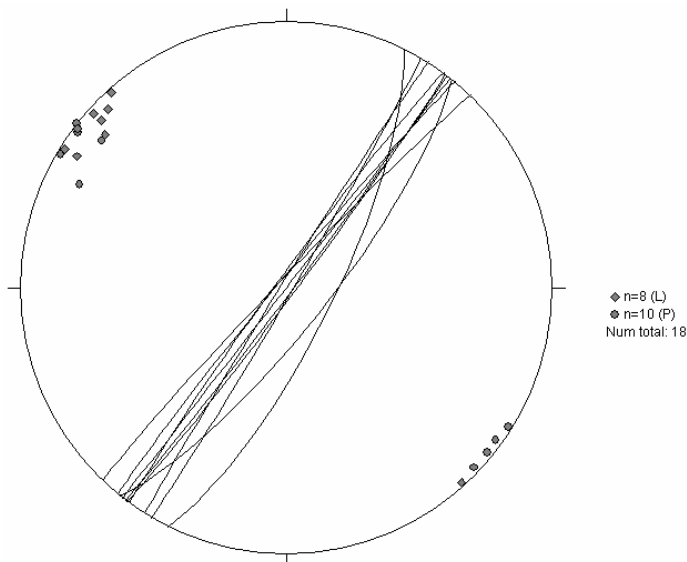


Figura 80. Venas de tensión planas (círculos mayores) y polos de venas (puntos grises) en el segmento superior de la columna “Río Chivor Bajo”.

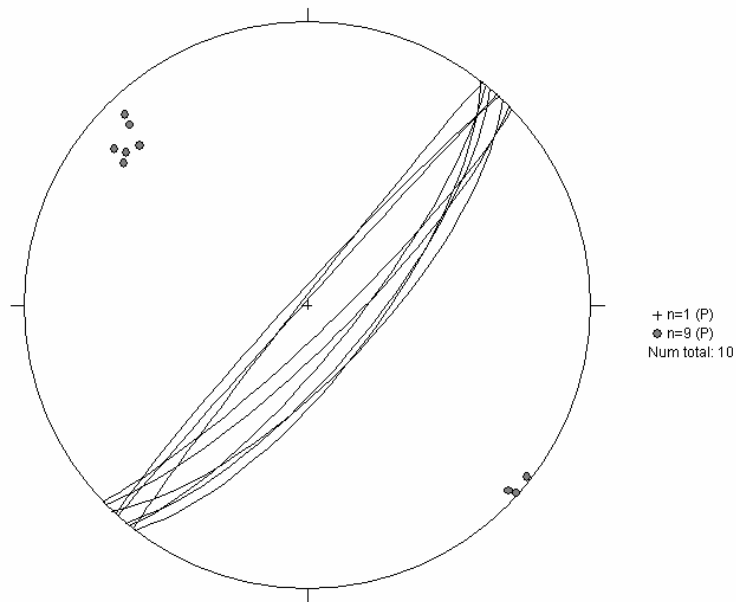


Figura 81. Venas de tensión planas (círculos mayores) y polos de venas (puntos grises) en el segmento superior de la columna “Río Chivor Bajo”.

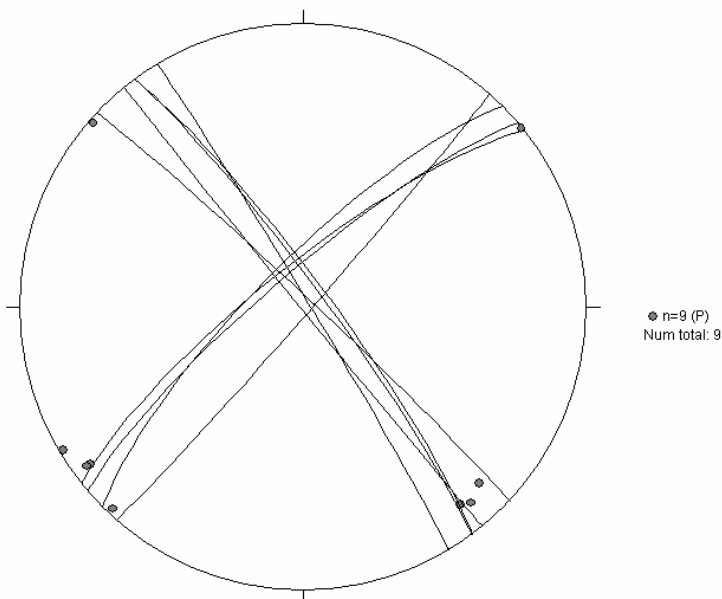


Figura 82. Venas de tensión planas (círculos mayores) y polos de venas (puntos grises) en el segmento superior de la columna “Río Chivor Bajo”.



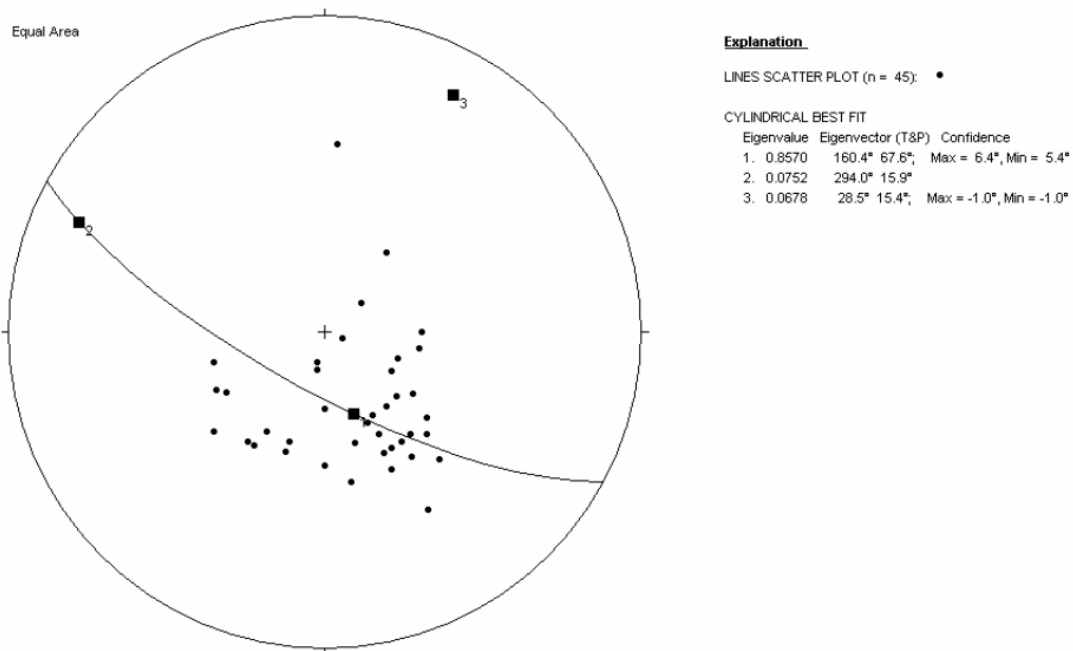


Figura 83. Polos de estratificación (puntos negros) y ajuste cilíndrico de los polos de estratificación medidos en la sección Río Chivor Bajo. El “eigenvector” numero 3 (cuadrado negro que buza al NE) equivale al eje de plegamiento de los datos medidos.

Una evidencia adicional directa de esta hipótesis se encuentra en el afloramiento que se encuentra en la desembocadura del Río Chivor en el Río Guavio. Allí una falla de cabalgamiento muy evidente, pone en contacto el segmento inferior de la Formación Calizas del Guavio en esta sección (segmento de calcarenitas diseminadas, calcilodolitas y margas en el bloque colgante) contra un segmento mas superior (segmento de pseudomorfo de evaporitas y estromatolitos en el bloque yacente) (Ver Figura 84). Dada la diferencia de espesor entre los horizontes implicados, se puede suponer que este cabalgamiento implica saltos verticales cercanos a los 100 metros. En el afloramiento, la falla tiene varias ramificaciones frontales locales a escala mesoscópica las cuales en muchos casos convergen de nuevo contra la estructura mayor, formando por lo tanto estructuras “duplex” locales. Algunos planos de falla son susceptibles a la observación directa. Estos se encuentran mineralizados con calcita (Figura 84). La falla posee la estructura típica de rampas y rellanos (Suppe, 1983) y su bloque colgante se deforma de acuerdo a esa geometría, de modo que las zonas de cambio de ángulo de la falla son zonas de cambio de ángulo de las capas en el bloque colgante. Se encontró que en estas zonas de inflexión (verdaderos ejes kink, Suppe, 1983) había una mayor concentración de venas mineralizadas, las cuales en su mayoría son paralelas al rumbo general de las capas en el bloque colgante y perpendiculares a la inclinación de las mismas (Figuras 85 y 86). Se

puede observar que la mineralización de dichas venas fluyo directamente por los planos de falla (Figura 84).

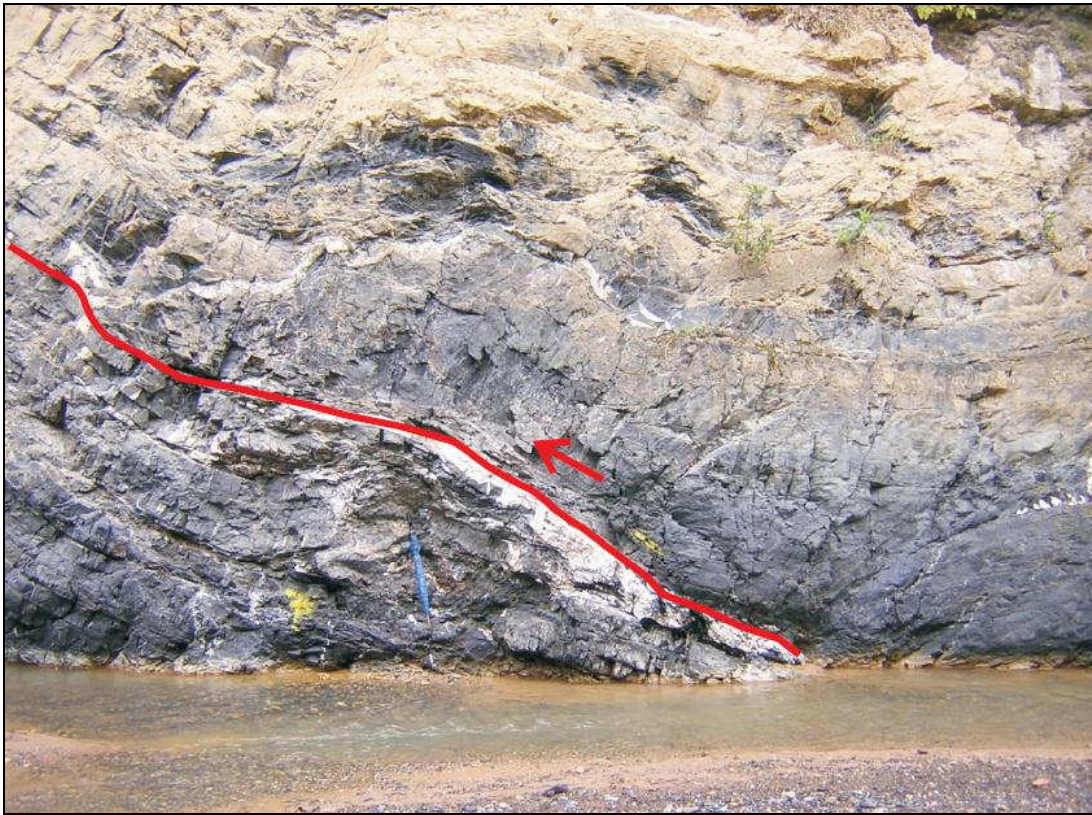


Figura 84. Falla de cabalgamiento muy evidente, pone en contacto el segmento inferior de la Formación Calizas del Guavio en esta sección (segmento de calcarenitas diseminadas, calcilodolitas y margas en el bloque colgante) contra un segmento mas superior (segmento de pseudomorfos de evaporitas y estromatolitos en el bloque yacente).

Todos estos elementos ilustran un caso documentado donde las fracturas son condicionadas por fenómenos puramente flexurales durante deformación compresiva y son mineralizadas durante la deformación. En este caso específico la vía principal de migración de fluidos, muy evidente, es una falla de cabalgamiento. Por lo tanto, la asociación entre plegamiento, fracturamiento y mineralización sin-cinemática se ha venido documentando y se documentará más aun a lo largo de este informe. No obstante este es el único caso donde se observa que la mineralización se produce al tiempo y migra a través de falla de cabalgamiento. Debido a esto, como se verá más adelante, generalizar esta hipótesis para las mineralizaciones de esmeraldas se ve como algo poco sustentado, de todos modos.

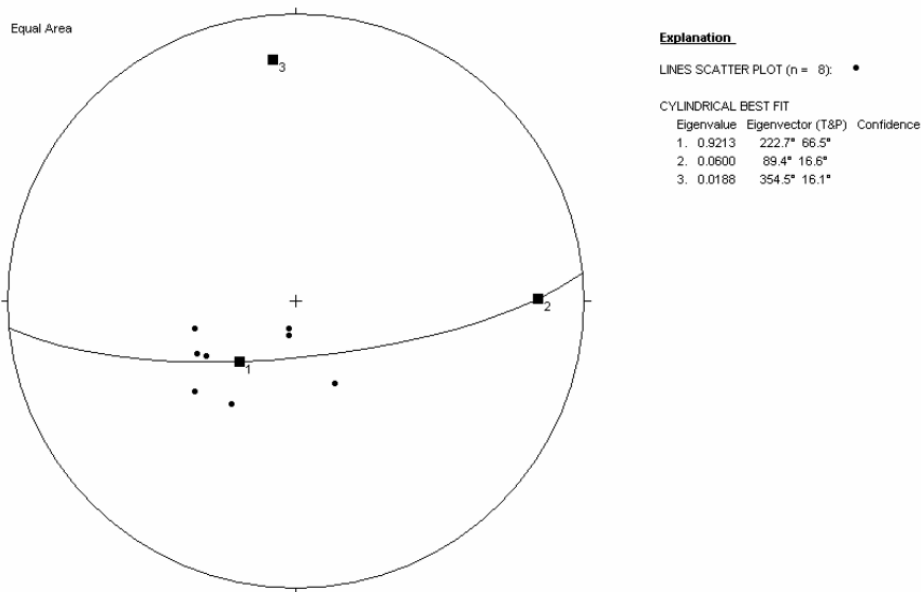


Figura 85. Eje de plegamiento del bloque colgante del cabalgamiento menor observado en la Figura 84. El eje se dedujo con base en los datos de estratificación tomados y a partir del mejor ajuste cilíndrico de estos datos. El eje coincide con el “eigenvector” 3 (cuadrado negro) en la red de Schmidt.

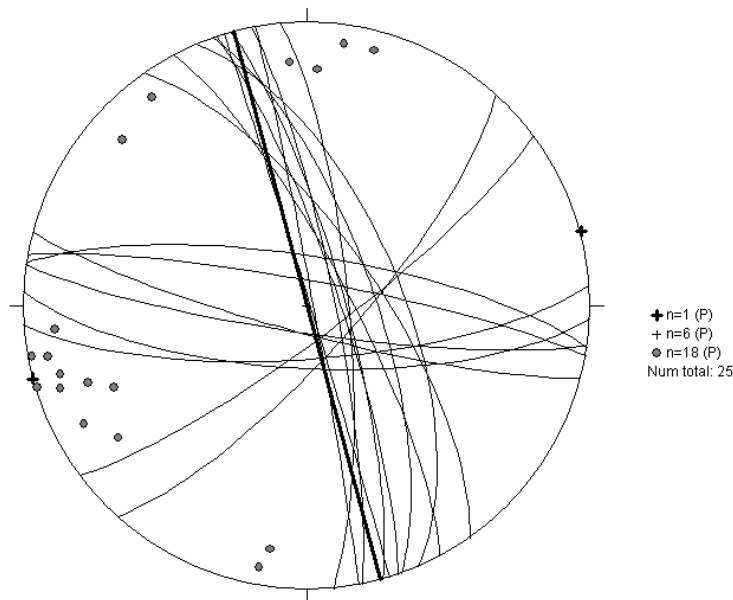


Figura 86. Venas de tensión y fracturas medidas en el bloque colgante del cabalgamiento menor observado en la unión de los Ríos Chivor y Guavio. Los círculos mayores representan los planos de las venas y los puntos grises los polos. La línea negra más gruesa representa el rumbo general de las capas en el bloque colgante del cabalgamiento, deducido en la Figura 85.



### 3.3.1.3 Sección Río Batatas-Conglomerados.

Esta sección del Cretácico Inferior, se localiza en la zona de charnela del llamado Sinclinal de Batatas (*Garnica & Parrado, 1987*). En ella se pudo observar una foliación tectónica “áspera” (“rough cleavage”) muy pervasiva. El término foliación “áspera” se refiere a que los microlitones (dominios no foliados) son claramente perceptibles (pues cada plano de foliación esta separado por más de 3 cm. de zona no foliada), pero esta foliación es pervasiva pues se presenta en todas las capas aflorantes y a lo largo de la zona axial del pliegue y parte de los flancos. Perpendicular a ella se encontró un sistema de fracturas sub-verticales. Estas fracturas no estaban mineralizadas.

En vista de la pervasividad de la foliación tectónica, se pudieron tomar 63 datos, los cuales son bastante constantes y persistentemente perpendiculares a las fracturas. Pero así mismo la foliación tectónica guarda un paralelismo total con el eje del sinclinal y por lo tanto las fracturas son también perpendiculares al mismo (Figuras 87 y 88). Estas relaciones muestran una relación genética de contemporaneidad entre el plegamiento, la foliación tectónica y las fracturas.

Si se compara con la sección del Río Chivor es evidente que mientras que aquí hay fracturas sin mineralización, ni tampoco rastros de haberla tenido, en el Río Chivor todos los sistemas de fracturas estudiados están mineralizados con calcita por lo menos. Por otro lado, en el Río Chivor se encuentran sistemas de venas conjugados y sistemas coetáneos ortogonales entre sí que muestran una simetría respecto al plegamiento regional. Por contraste en el Sinclinal de Batatas solo se encuentra un elemento de los sistemas de fracturas ortogonales, es decir, aquellas fracturas que son perpendiculares a la dirección del eje de pliegue y al rumbo de las capas. Por su parte, paralelo a la dirección del eje de pliegue no hay fracturas ni venas sino foliación tectónica de alto ángulo.

Estas comparaciones se prestan para varias interpretaciones. En primer lugar la ausencia de mineralización en las fracturas del Batatas puede estar relacionada con la ausencia de minerales de alta solubilidad en la secuencia, tales como la calcita. De ese modo, la secuencia donde se midieron las fracturas se compone de lodolitas terrígenas y en menor proporción arenitas. Los minerales arcillosos destacan por ser menos solubles que el cuarzo o la calcita en procesos de diferenciación metamórfica (*Price & Cosgrove, 1990*) o disolución por presión (*Maltman, 1994*). En cambio, en el Río Chivor la secuencia predominante es calcárea y esto pudo influir en una mineralización de las fracturas, además de que la disolución por presión es evidente en elementos de fábrica como los estilolitos.

Puesto que en el Sinclinal de Batatas, ni siquiera se produce mineralización en la secuencia Cretácea, pese a que el suprayacente de rocas Paleozoicas es calcáreo y se encuentra expuesto a pocos metros de las zonas fracturadas, puede proponerse que este elemento mostraría que la migración de fluidos y mineralizaciones son procesos autóctonos de distancias muy cortas e implicando espesores estratigráficos reducidos, como se vio en el Río Batatas y se verá en otras localidades.

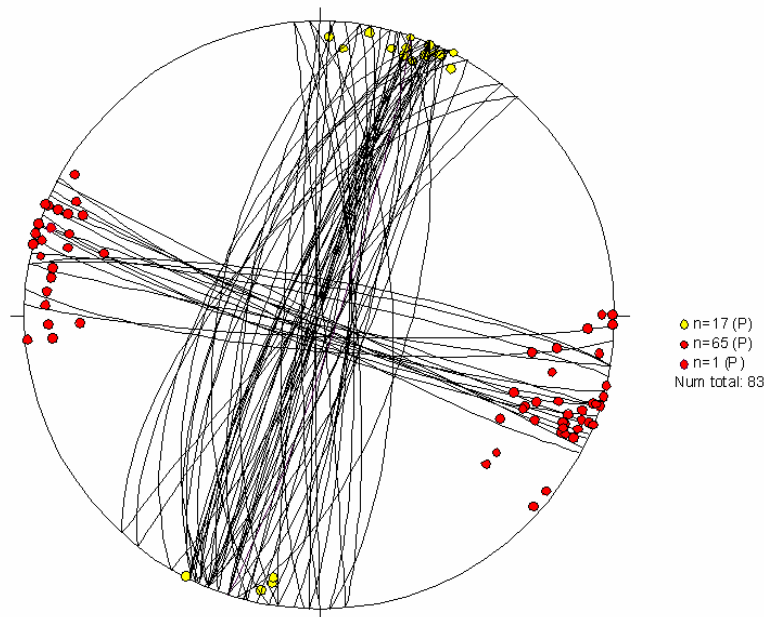


Figura 87. Planos de foliación tectónica (Círculos mayores subverticales de orientación NNE-SSW) y polos de foliaciones tectónicas (puntos rojos). Planos de fracturas (Círculos mayores de orientación WNW-ESE) y polos de fracturas (puntos amarillos).

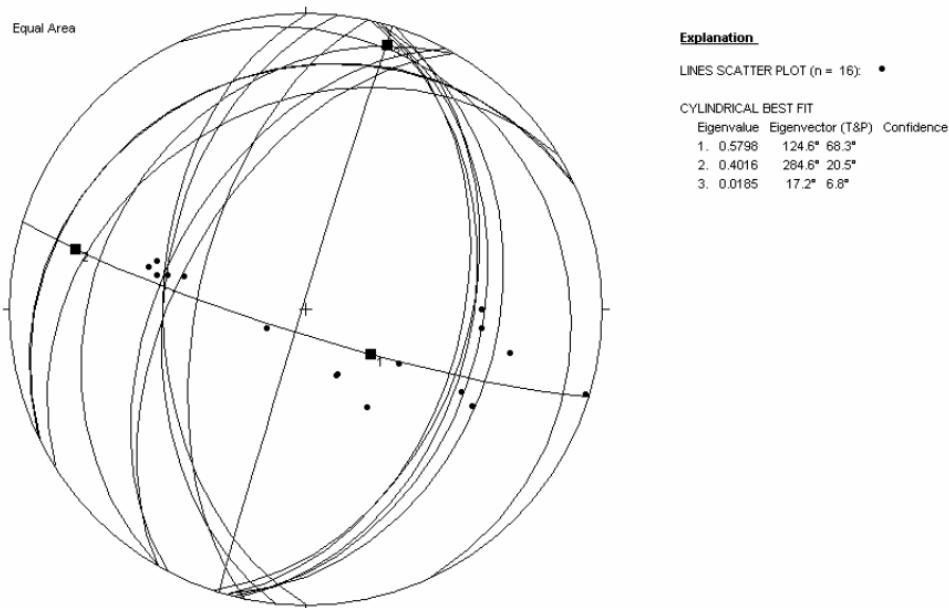


Figura 88. Eje de pliegue del sinclinal de Batatas con base en polos de estratificación. El eje de pliegue es la línea casi horizontal que buza hacia el NNE, representada como un cuadrado. El círculo mayor vertical que pasa por el eje del pliegue representa la dirección del mismo. Esta última representación ilustra el paralelismo entre el eje del pliegue y la dirección dominante de la foliación tectónica.

En segundo lugar, la ausencia del sistema de fracturas paralelo a la charnela del pliegue en el sinclinal de Batatas, mostraría que este solo se da en zonas de menor deformación finita en un área plegada. En arcos internos de zonas de charnela la intensa deformación finita expresada en la foliación tectónica desfavorece por tanto la presencia de fracturas paralelas al eje del pliegue. Una explicación más detallada de la mecánica del fracturamiento y su relación con el plegamiento se puede encontrar en la sección de discusión de la sección cercana a la Mina “La Marina” en el siguiente apartado. Por el momento se puede concluir que las evidencias mostradas ilustran nítidamente las relaciones genéticas entre plegamiento, fracturamiento y mineralización.

### **3.4 ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN LA CARRETERA SAN PABLO DE BORBUR – PAUNA (VÍA ADYACENTE A LA MINA LA MARINA).**

En esta localidad se llevaron a cabo mediciones de estratificación, fracturas sistemáticas, venas, foliación tectónica y lineaciones siguiendo la metodología descrita en el apartado correspondiente de este informe. En esta sección hubo la facilidad de que existía un levantamiento estratigráfico reciente (*Geosearch-INGEOMINAS*, 2005), el cual se usó como base para localizar las estaciones de campo a lo largo de la carretera.

Esta área muestra perfectamente los elementos de deformación mesoscópica asociados a un plegamiento cilíndrico. Como se verá a continuación, la ortogonalidad y cilíndricidad de los elementos de fábrica mesoscópica permite entender mejor otras áreas mineralizadas más deformadas como la zona mineralizada de Coscuez.

#### **3.4.1 Principales elementos de fábrica mesoscópica; relaciones y orientación.**

La foliación tectónica es uno de los elementos de fábrica planar más importantes para este análisis, pero restringido solo al núcleo de la estructura. Su presencia es evidente exclusivamente en las rocas asignadas recientemente al Valanginiano con base en fósiles de amonitas (F. Etayo-Serna, com. pers). La foliación tectónica es el producto de deformación penetrativa interna, es decir, deformación que se hace no al nivel de los planos de estratificación sino intergranular o intracristalina en muchos casos (*Passchier & Trouw*, 1998). Su desarrollo depende de condiciones de litología (en condiciones de metamorfismo de bajo a muy bajo grado se desarrolla más fácilmente en pelitas y es más fuerte aun si en estas el contenido de filosilicatos es alto) y también de presión y temperatura (aparentemente solo se da en presencia de temperaturas superiores a los 120° C por lo menos y ante cargas de aproximadamente 5 Km. (*Price & Cosgrove*, 1990; *Passchier & Trouw*, 1998).

En la carretera adyacente a la Mina de La Marina la relación entre el anticlinal mayor y la foliación tectónica es inequívoca. En ambos flancos la estratificación y la foliación buzan en la misma dirección y poseen un rumbo similar, pero el ángulo de buzamiento de la foliación tectónica siempre es mayor (Ver Figuras 96 a 100). Así mismo el eje de pliegue obtenido a partir de la estratificación prácticamente coincide con la dirección de las lineaciones de intersección y con el eje que se obtiene de las medidas de foliación (Ver Figuras 102 y 103). Por último la foliación es totalmente vertical en la zona de charnela del



pliegue donde la estratificación es horizontal (Figuras 97 y 89). Cuando se ve en conjunto la de los flancos y el núcleo, el buzamiento de la foliación tectónica describe un abanico (Figuras 96 a 99).



Figura 89. Foliación totalmente vertical en la zona de charnela del pliegue donde la estratificación es horizontal.

De acuerdo con los elementos descritos, se trata por lo tanto de una foliación tectónica de plano axial, es decir relacionada genéticamente con el anticlinal mayor.

El segundo elemento de importancia es el fracturamiento. Como se verá más adelante, a diferencia de la localidad de Coscuez, el tratamiento de las fracturas en esta localidad no requirió efectuar varias rotaciones en la red de Schmidt; lo anterior debido a que el eje de pliegue calculado en la red es subhorizontal. La única rotación llevada a cabo fue la horizontalización de la estratificación para restaurar la posición original de las fracturas respecto a la misma. Con base en ese análisis, se pudo establecer y documentar la existencia de varios tipos de fracturas, en algunos casos mineralizadas. En primer lugar, fracturas con rumbo paralelo al eje de pliegue, subparalelas al clivaje y al rumbo de la estratificación y con ángulos de buzamiento perpendiculares al ángulo de buzamiento de la



estratificación (Figura 104. Figura 90: Aquellas fracturas subparalelas al nivel de la carretera).



Figura 90. Fracturas subparalelas al nivel de la carretera.

Cualitativamente se caracterizan por que su continuidad en el espesor de las capas, lo limita el espesor mismo de la capa competente que las contiene y se restringen a la parte superior (techo) de la misma, cerrándose progresivamente hacia la base (Figuras 91 y 92), de lo cual se deduce que son un fenómeno puramente flexural.



Figuras 91 y 92. Fracturas que se caracterizan por que su continuidad en el espesor de las capas cerrándose progresivamente hacia la base.



En segundo lugar un sistema de fracturas conjugadas (lo cual se dedujo de acuerdo con relaciones de temporalidad recíproca observadas directamente en el afloramiento) con buzamientos verticales en estado rotado y por tanto con ángulos de buzamiento perpendiculares al ángulo de buzamiento de la estratificación (Figuras 105 a 111, ver además Figura 93: Sistemas orientados de arriba a abajo en la foto y formando ángulos agudos entre sí. Figura 94: Detalle donde se observan los dos sistemas conjugados de la Figura 93. Figura 90: Aquellos juegos de fracturas conjugadas que llegan subverticales respecto a la “horizontal” de la carretera). Debido a que se interceptan entre sí formando un ángulo agudo menor de  $60^\circ$ , podrían catalogarse como fracturas de cizalla (Fracturas en las cuales hubo movimiento paralelo al plano de las mismas y no solo perpendicular, *Hancock*, 1985). En la red de Schmidt, se encontró la bisectriz del ángulo agudo que forman los sistemas conjugados y se asumió esta dirección como equivalente al máximo esfuerzo horizontal al momento de su formación. Los ejes obtenidos coinciden aproximadamente con la perpendicular del eje del anticlinal mayor (Figuras 105 a 111). A partir de este comportamiento se deduce que se asocian a un mismo campo de esfuerzos que el plegamiento, pero al ser sub-verticales en su estado rotado se puede proponer que se trata de fracturas producidas en los estados iniciales de plegamiento.



Figura 93. Sistemas orientados de arriba a abajo en la foto y formando ángulos agudos entre sí.



Figura 94. Detalle donde se observan los dos sistemas conjugados de la Figura 93.

En tercer lugar se debe mencionar como un elemento localizado de importancia fundamental, un sistema de fracturas vertical restringido a la zona de charnela del pliegue y perpendicular al eje del mismo y al rumbo de la foliación tectónica medido en la zona de charnela, por lo tanto perpendicular al primer sistema de fracturas descrito en este apartado (Figura 97. Véase también Figura 89: Las superficies planas que se observan subparalelas al plano de la fotografía).

Se encontró también un sistema de fracturas coetáneas y ortogonales entre sí (Figuras 117 y 120. Véase también Figura 95), las cuales no guardan paralelismo ni perpendicularidad con la fábrica planar penetrativa (foliación tectónica y lineaciones de intersección), ni con el eje de pliegue deducido de las medidas de estratificación. Por lo tanto, si se asumen como fracturas modo 1 (fracturas que acomodan extensión perpendicular a ellas) la dirección de extensión que se deduce no concuerda con la cinemática del anticlinal mayor. Sin embargo si se asumen como fracturas híbridas (de cizalla y de extensión) o de cizalla, su bisectriz (contenida en el plano bisector de ambas fracturas) es paralela al eje de máximo acortamiento horizontal deducido de las fracturas conjugadas antes descritas y a su vez perpendicular al eje del pliegue (Ver Figuras 117 a 119). Sin embargo, tal como lo postulan *Hancock* (1985) y *Dunne & Hancock* (1994) es poco probable que fracturas



perpendiculares entre sí sean fracturas de cizalla conjugadas cuyo plano bisector contiene la dirección de máximo acortamiento horizontal. Asumiendo, como es más probable, que son fracturas modo 1 de extensión coetáneas y teniendo en cuenta que no son paralelas ni perpendiculares a los ejes de pliegue ni a la fábrica planar, es mucho más consistente proponer que se trata de fracturas originadas con una componente de esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) vertical y equivalente a la línea de intersección de los dos planos de fractura y unas direcciones  $\sigma_2$  ó  $\sigma_3$  contenidas en los planos de cada una de las fracturas, como lo proponen *Dunne & Hancock* (1994) para estos casos. Este régimen de esfuerzos no tiene nada que ver con el  $\sigma_1$  horizontal o por lo menos subhorizontal que prevalece en los estados iniciales de un proceso de plegamiento (e.g. *Twiss & Moores*, 1992, su figura 10.12). Por lo tanto, teniendo en cuenta que se trata de fracturas que son verticales en estado restaurado pre-plegamiento, se propone que son fracturas mucho más antiguas que el plegamiento y anteriores a la instauración del régimen de esfuerzos que configuró el plegamiento.



Figura 95. Sistema de fracturas coetáneas y ortogonales entre sí.

Adicionalmente existen otros sistemas de fracturas que también son sistemáticos (Figuras 112 a 116) los cuales son paralelos a por lo menos uno de los dos que se dedujo inequívocamente que formaban parte de un sistema conjugado (Figura 106) o a uno de los

dos componentes de aquellos sistemas ortogonales que se interpretan como anteriores al plegamiento (Figura 117). En estos casos se interpreta que efectivamente corresponden a una de las dos componentes de los mismos sistemas. Así mismo por su verticalidad, deben ser pre-plegamiento o producidos en los estados iniciales del plegamiento.

### **3.4.2 Deformación progresiva y temporalidad relativa de los elementos de fábrica y mineralizaciones.**

*Price & Cosgrove* (1990) hacen una descripción muy detallada de la mecánica del desarrollo de diversos patrones de fracturas en los estados iniciales del plegamiento. Según *Price & Cosgrove* (1990) las fracturas de cizalla conjugadas perpendiculares al buzamiento de la estratificación (Ejemplo: Figuras 105 a 111 y Figura 94) son el primer elemento que se desarrolla inmediatamente antes de que se inicie el plegamiento, cuando el régimen de esfuerzos que va a producir el pliegue ya se ha instaurado. O durante el plegamiento cuando el buzamiento de las capas es muy bajo. Esto es debido a que es en ese momento con capas no plegadas -más que en otros durante el plegamiento- cuando existe un  $\sigma_1$  horizontal más nítido. Sin embargo, cuando el pliegue crece en amplitud el nuevo campo de esfuerzos promedio, en el cual  $\sigma_1$  ya no es totalmente horizontal, hace que la generación de fracturas de cizalla en los flancos ya no sea posible. A su vez *Price & Cosgrove* (1990) arguyen que con el desarrollo de esfuerzos compresivos durante el plegamiento la presión de fluidos aumenta y hace que  $\sigma_3$  sea horizontal y paralelo al eje del pliegue. Si a su vez la diferencia entre  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  es mucho mayor que la resistencia a la extensión de los materiales implicados entonces se producen fracturas perpendiculares al eje del pliegue (Figura 97). Estas condiciones se cumplen con mayor facilidad en las zonas de charnela de pliegues que concentran su deformación compresiva en dicho sector, expresada por ejemplo como una mayor intensidad de la foliación tectónica (Figura 97).

En una etapa inmediatamente posterior o simultánea, por efectos de la curvatura desarrollada y ante una presión de fluidos alta,  $\sigma_3$  puede ser perpendicular al eje de pliegue en las partes externas y de mayor curvatura de la unidad plegada (Figura 104), produciéndose fracturas abiertas al techo de las capas plegadas, pero que se cierran hacia la base de las mismas (Figuras 91 y 92).

Todos estos comportamientos se observan en el patrón de fracturamiento del anticlinal en la sección de “La Marina” y su temporalidad concuerda con la descrita por *Price & Cosgrove* (1990). Es decir, las fracturas conjugadas observadas son siempre más antiguas que aquellas que son paralelas al rumbo de las capas y al eje del pliegue, tal como se comprobó en diferentes afloramientos.

Sin embargo, en esta área también existe un elemento más que permite reconstruir la deformación progresiva asociada al plegamiento. En varias localidades se pudo documentar la estilolitización de las fibras de las venas de tensión paralelas al rumbo de la estratificación y al eje del anticlinal. Esto indica que conforme la deformación progresaba y la amplitud del pliegue era mayor, ya no era posible que los arcos externos de las capas sufrieran extensión sino que había acortamiento en todo el espesor de las capas plegadas,

hasta el punto de que a una extensión perpendicular al eje del pliegue se superpuso en un estadio posterior, un acortamiento perfectamente coaxial, expresado en los estilolitos. Este elemento evolutivo se observó también en Coscuez e indica como el proceso mineralizante estuvo englobado totalmente dentro de un intervalo de plegamiento.

En aquellas fracturas conjugadas que están mineralizadas, la mineralización se produce de forma sincrónica con la apertura de las mismas, tal como lo demuestran las relaciones cortantes recíprocas entre las diferentes “venas” conjugadas (Ver por ejemplo Figura 94). Pero además, en muchos casos el crecimiento de los agregados mineralizantes es fibroso, lo cual indica que la transferencia de los fluidos se dio durante episodios de deformación (*Passchier & Trouw*, (1998) como ocurre en el Río Batatas y la Mina de Chivor (El Porvenir – Soescol).

De la misma forma como se observó en el Río Batatas, todos los elementos expuestos hasta aquí indican que el fracturamiento y la mineralización al igual que la foliación tectónica son contemporáneos con el plegamiento y por lo tanto, en buena medida sincrónicos entre sí.

Sin embargo, debe llamarse la atención sobre un punto vital. En la sección adyacente a la Mina “La Marina” en la mayoría de los casos se observaron fracturas sistemáticas y conjugadas no mineralizadas con orientaciones similares a venas conjugadas mineralizadas, encontradas estas últimas en una cantidad menor de afloramientos. Debe aclararse que aquí se utiliza el término, fracturas sistemáticas no mineralizadas para designar fisuras planas que no presentan señales de haber tenido un relleno el cual fue disuelto posteriormente, o en términos sencillos diaclasas.

Por otro lado, con base en los siguientes criterios se dedujo que las diaclasas conjugadas y las venas conjugadas son coetáneas. Una diaclasa es más joven que otra si termina contra la diaclasa pre-existente. Este comportamiento se debe a que la pre-existente actúa en ese caso como una superficie libre que haga que el fracturamiento no pueda continuar. Si se observan ambos casos las diaclasas son coetáneas y por tanto conjugadas. Por su parte, una vena es más joven que otra, si por el contrario su mineralización corta a la de la otra que es anterior. Si ambos casos se observan, es decir se cortan entre sí, las venas son coetáneas y por tanto conjugadas (*Dunne & Hancock* 1994; *Twiss & Moores* 1992).

En esta sección se observaron varios casos de venas conjugadas con idéntica orientación que diaclasas conjugadas. Ambas a su vez con una bisectriz perpendicular al eje del pliegue. Esto indica que en ese caso, las venas conjugadas y las diaclasas conjugadas comparten una temporalidad similar pero se diferencian solo porque en las primeras hubo mineralizaciones y en las segundas no.

La presencia en muchos casos de fracturas no mineralizadas en esta sección y el hecho de que las mineralizadas tengan como relleno  $\text{SiO}_2$ , se presta para varias interpretaciones. En primer lugar que hay poca migración vertical de fluidos desde otras unidades. Las unidades aflorantes en esta sección son mayormente arenosas y pelíticas, con muy pocos carbonatos de acuerdo con lo observado y de acuerdo con la columna de *Geosearch-INGEOMINAS*,





2005. Así mismo la mayoría de las mineralizaciones son silíceas, luego la migración desde unidades calcáreas infrayacentes o adyacentes debe ser mínima.

Por otro lado la abundancia en la secuencia de rocas pelíticas con minerales arcillosos y filosilicatos mucho menos solubles ambos que el cuarzo (*Price & Cosgrove, 1990; Maltman, 1994*) y éste a su vez mucho menos soluble que la calcita (*Carrio-Schaffhauser et al., 1990; Maltman, 1994*) puede ser el causante de que muchas fracturas carezcan de todo relleno, pese a que comparten respecto a las fracturas de otras áreas como Coscuez, Chivor o el Río Batatas, el haberse formado en los estados tempranos del plegamiento.

Todo esto subraya la posibilidad de que el proceso mineralizante es no solo contemporáneo con la deformación sino probablemente también autóctono, es decir producido en sistemas cerrados en las mismas unidades (contrario a migraciones de grandes distancias como ocurre en los hidrocarburos).

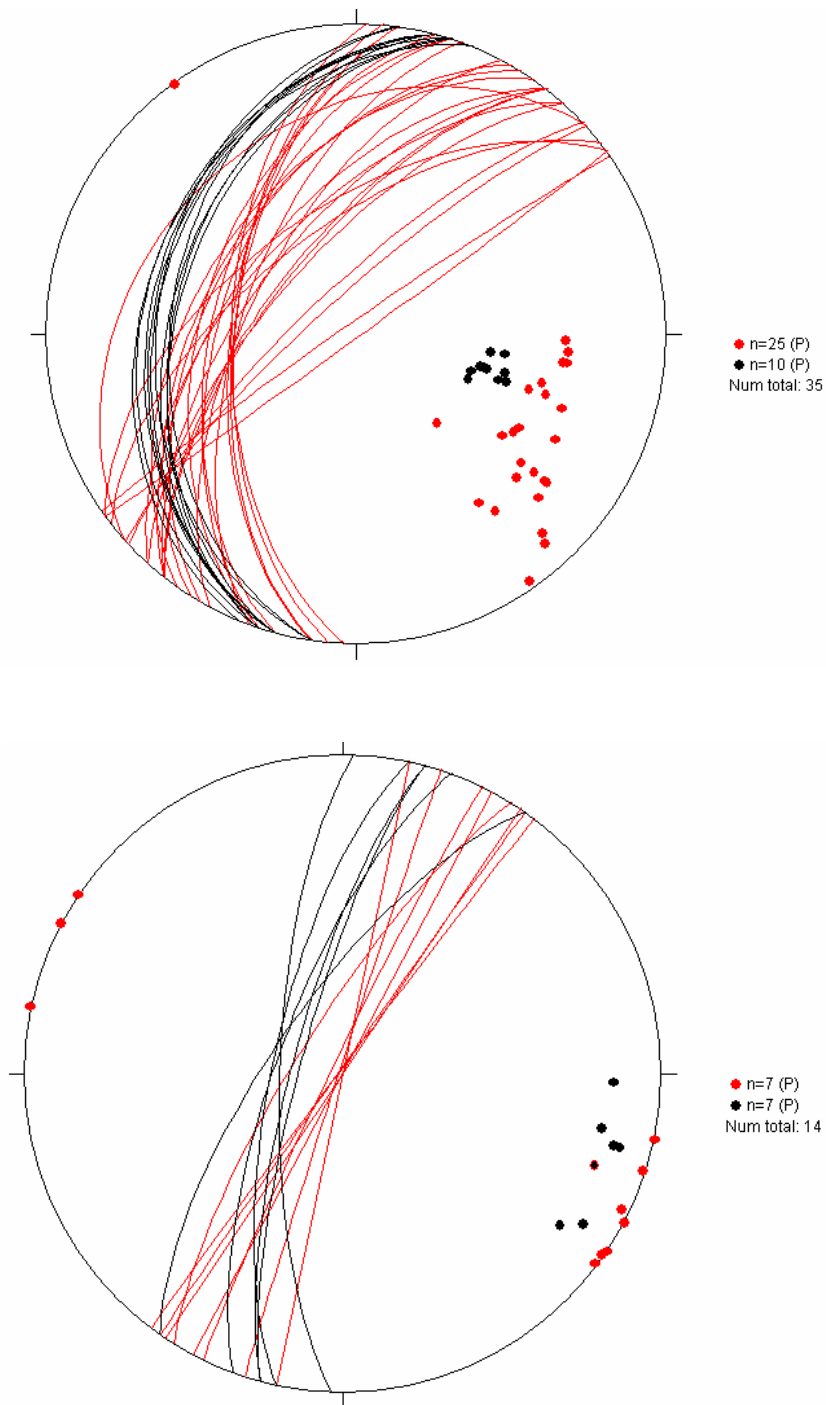


Figura 96. Foliación tectónica (círculos mayores rojos), polos de foliación tectónica (puntos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros) y polos de estratificación (puntos negros) flanco W del Anticlinal (Vía Pauna – Borbur, cerca de la Mina La Marina).

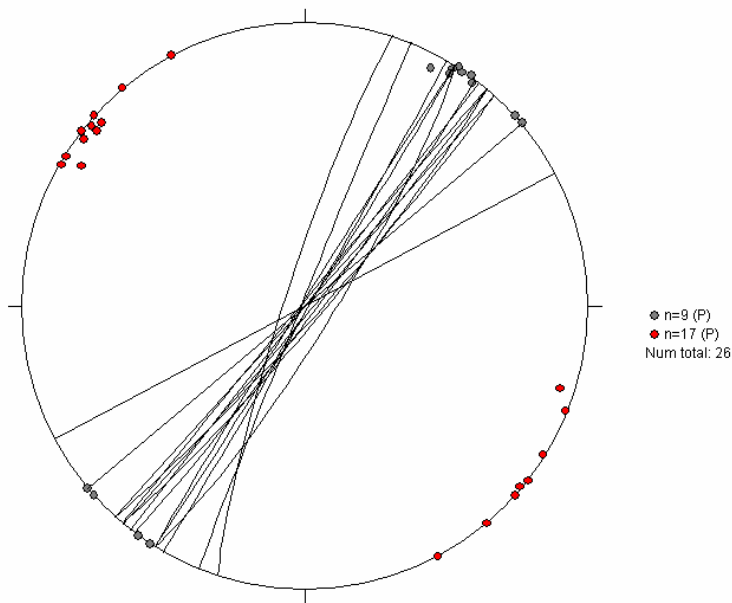


Figura 97. Foliación tectónica (círculos mayores negros) y polos de foliación tectónica (puntos rojos) en la charnela del anticlinal. Los puntos grises son polos de fracturas planas. Nótese que las fracturas y las foliaciones tectónicas son perpendiculares entre sí. Base columna Geosearch-INGEOMINAS.

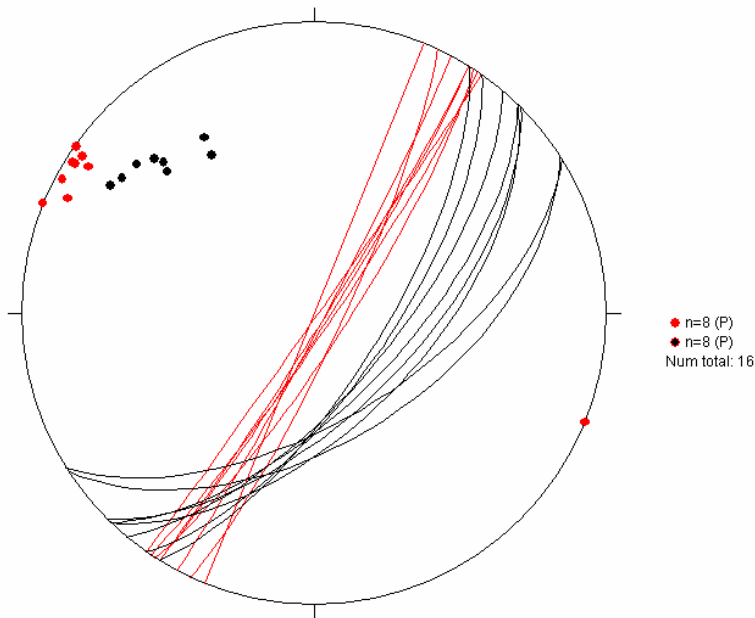


Figura 98. Foliación tectónica (círculos mayores rojos), polos de foliación tectónica (puntos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros) y polos de estratificación (puntos negros) en el Flanco E justo al lado de la charnela del Anticlinal. Base de la columna de Geosearch-INGEOMINAS.



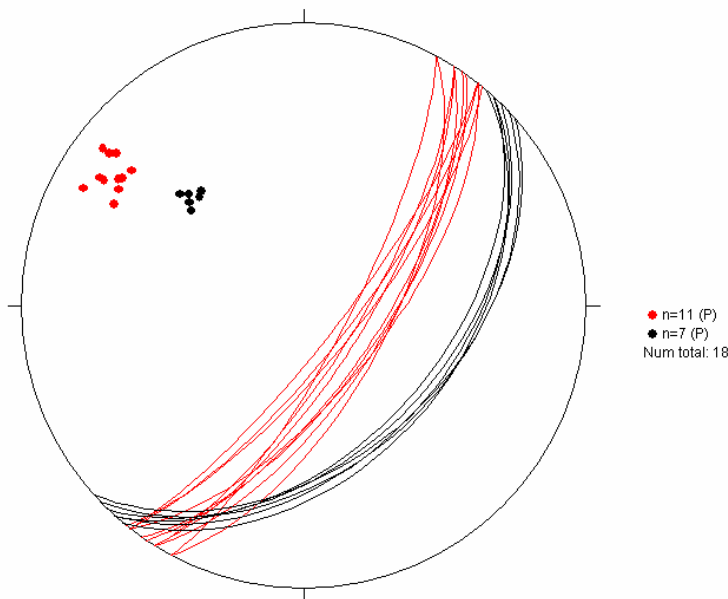


Figura 99. Foliación tectónica (círculos mayores rojos), polos de foliación tectónica (puntos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros) y polos de estratificación (puntos negros) flanco E del Anticlinal. (Est. BOR5B). Bastón 345 (m 517.5 de Geosearch-INGEOMINAS)

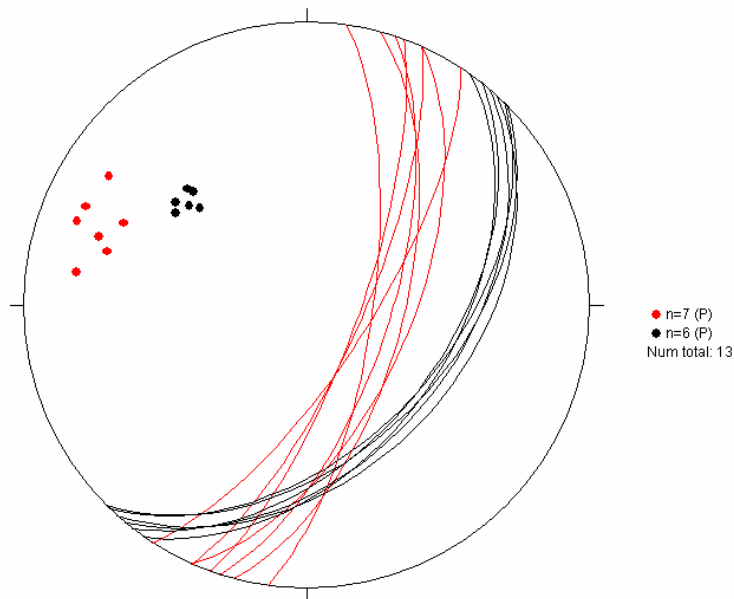


Figura 100. Foliación tectónica (círculos mayores rojos), polos de foliación tectónica (puntos rojos), planos de estratificación (círculos mayores negros) y polos de estratificación (puntos negros) flanco E del Anticlinal (BOR5c) Bastón 360 (m 540 de Geosearch-INGEOMINAS)

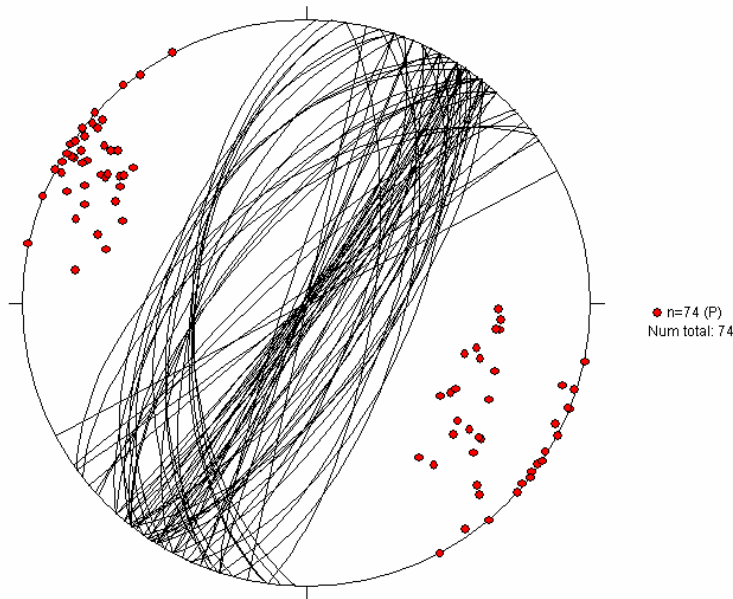


Figura 101. Compilación de foliaciones tectónicas (círculos mayores negros) y polos de foliación tectónica (puntos rojos) en Anticlinal la Marina.

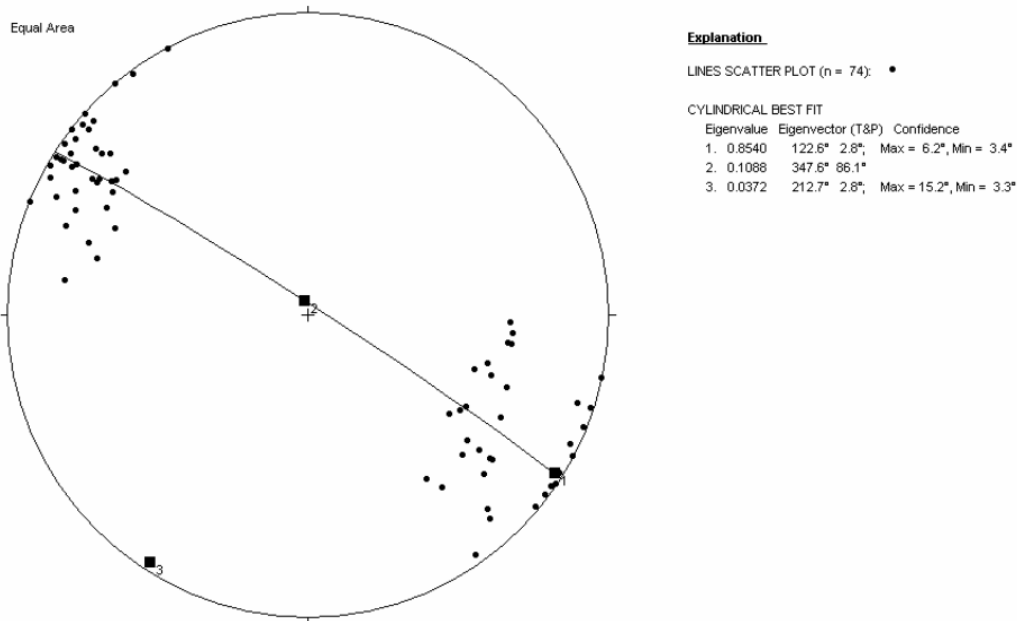


Figura 102. Eje de pliegue deducido de foliaciones tectónicas (los puntos negros son los polos de foliaciones tectónicas. Los cuadrados son « eigenvector » del conjunto de datos. El « eigenvector » 3 equivale al eje de pliegue calculado, los otros dos « eigenvector » son líneas contenidas en el plano perpendicular al eje de pliegue calculado)

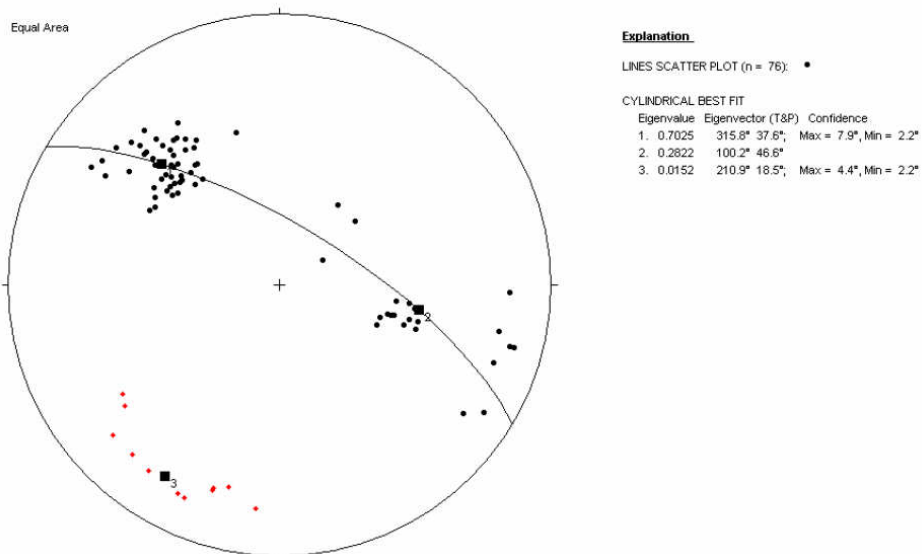


Figura 103. Eje de pliegue deducido de los polos de estratificación, anticlinal La Marina. Los puntos negros son los polos de estratificación. Las lineaciones de intersección representadas por diamantes rojos. El «eigenvector» número 3 es el eje de pliegue calculado con los polos de estratificación. Nótese su orientación similar a la de las lineaciones.

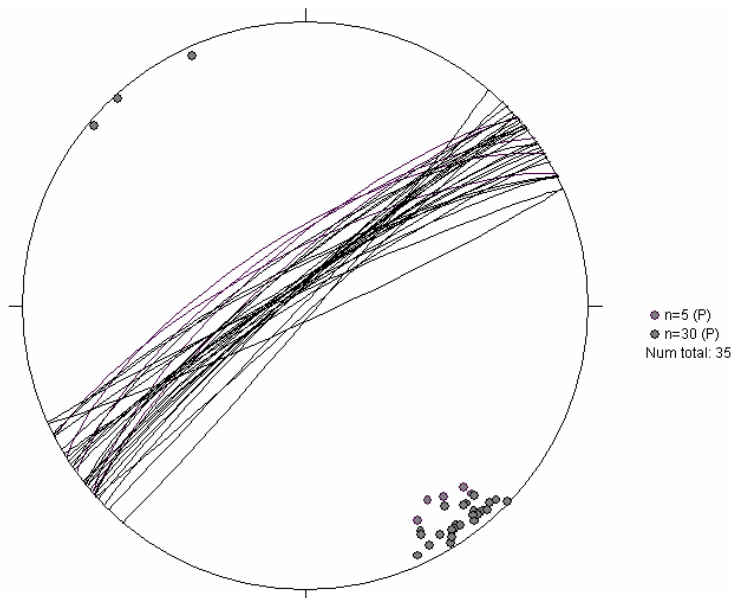


Figura 104. Fracturas paralelas a rumbo de las capas (círculos mayores negros) y al eje del pliegue deducido de foliaciones tectónicas y estratificación (BOR-6) Bastón 515 de Geosearch-INGEOMINAS, metro 772. Los puntos grises son los polos de las fracturas.



Los diagramas ilustran claramente la cilindricidad de los elementos estructurales, ejes de pliegue, foliaciones, lineaciones y fracturas. Indicando que son debidos a un mismo régimen de esfuerzos. Las fracturas fueron rotadas una a una a su posición pre-plegamiento, en la cual se encuentra un mayor agrupamiento y orientación similar en torno a los elementos de la fábrica planar.

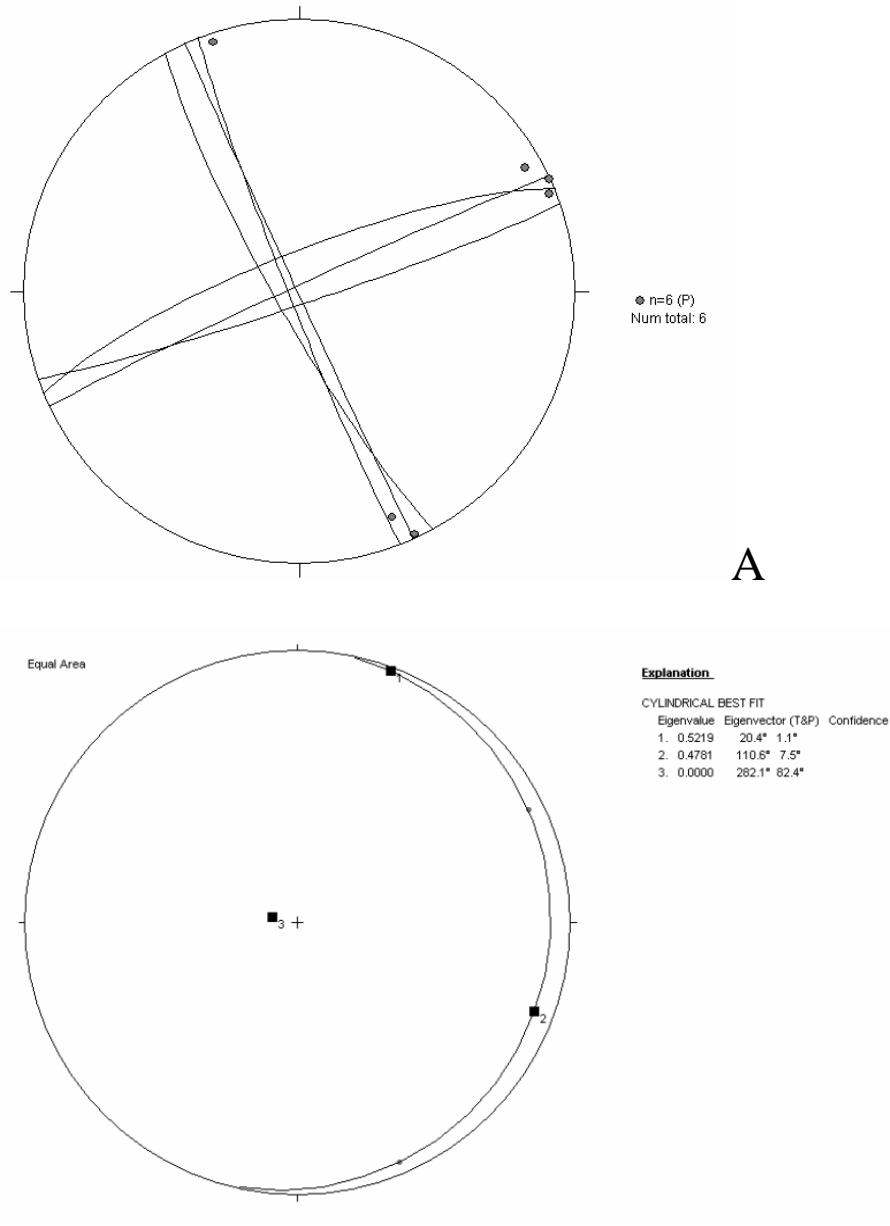


Figura 105. Bor 6a a. Fracturas conjugadas (círculos mayores negros) y polos de fracturas (círculos mayores grises) b. indicadores de paleoesfuerzos obtenidos a partir de las fracturas. En este caso el « eigenvector » marcado con el numero 2 (cuadrado negro numero 2) equivale a la dirección del máximo esfuerzo horizontal compresivo que es igual a la bisectriz aguda de las direcciones dominantes de los sistemas de fracturas conjugados. Bastón 515 (m 772)

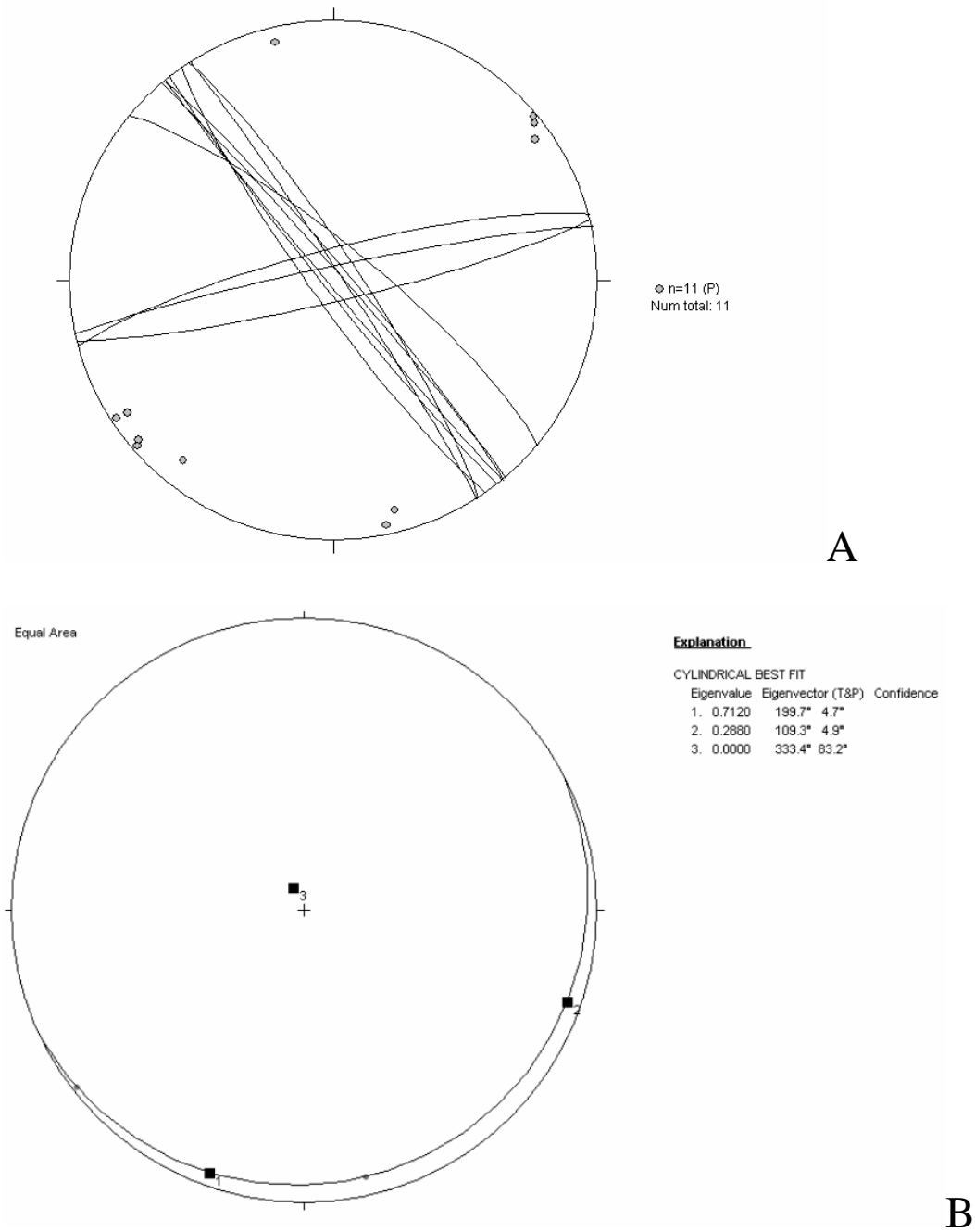
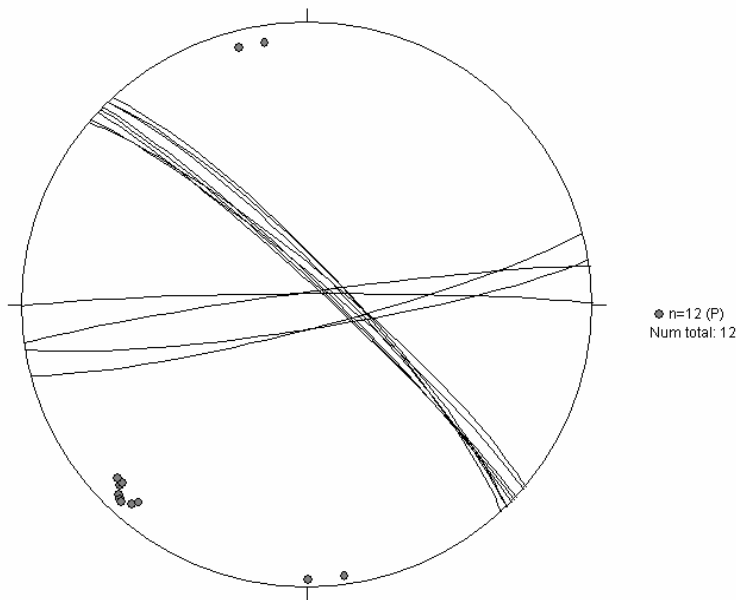
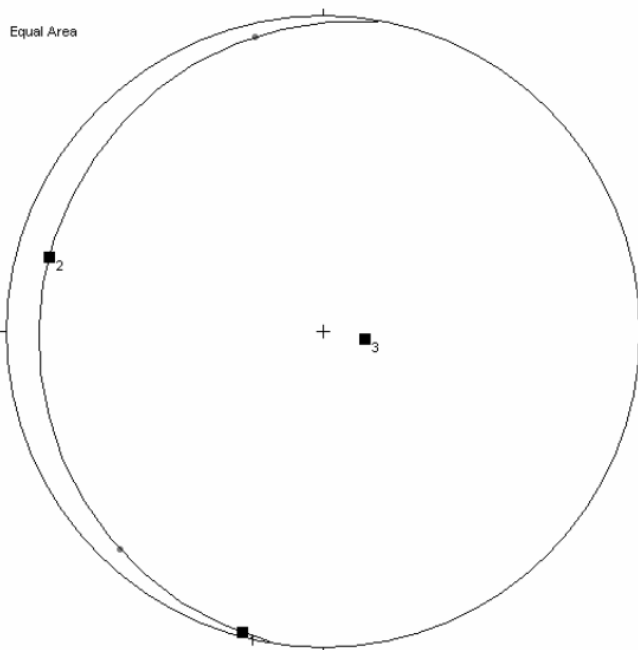


Figura 106. a. Sistemas conjugados de fracturas (círculos mayores) y polos de fracturas (puntos grises) b. Dirección de paleoesfuerzo deducida de la misma forma que en la figura 10.Bor 6b . Bastón 515 –m772 de Geosearch-Ingeominas.



A



**Explanation**

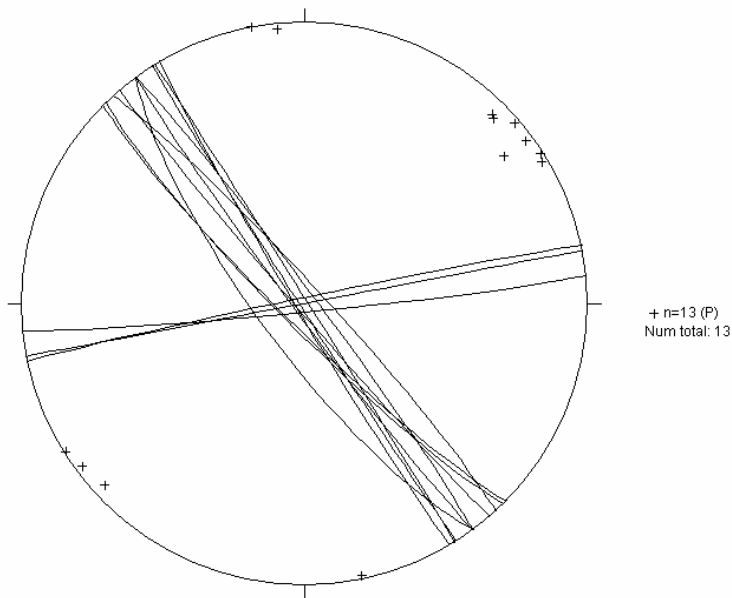
CYLINDRICAL BEST FIT

Eigenvalue	Eigenvector (T&P)	Confidence
1. 0.7734	195.0° 1.0°	
2. 0.2266	285.1° 10.9°	
3. 0.0000	100.0° 79.1°	

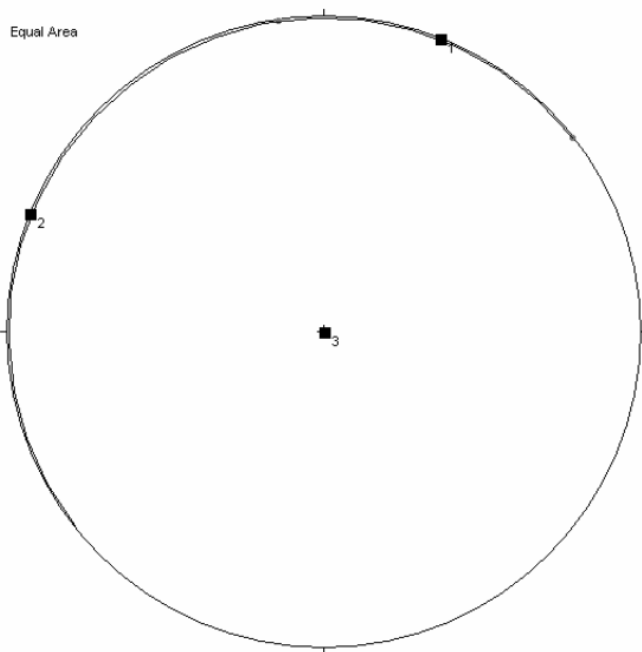
B

Figura 107. a. Planos de fracturas conjugados y polos de planos de fracturas. Igual representación que en figuras 10 y 11. b. Dirección de paleoesfuerzo horizontal máximo encontrada de la misma forma que en las figuras 10 y 11. Bor 6c Bastón 515 –m 772 de Geosearch-INGEOMINAS.





A



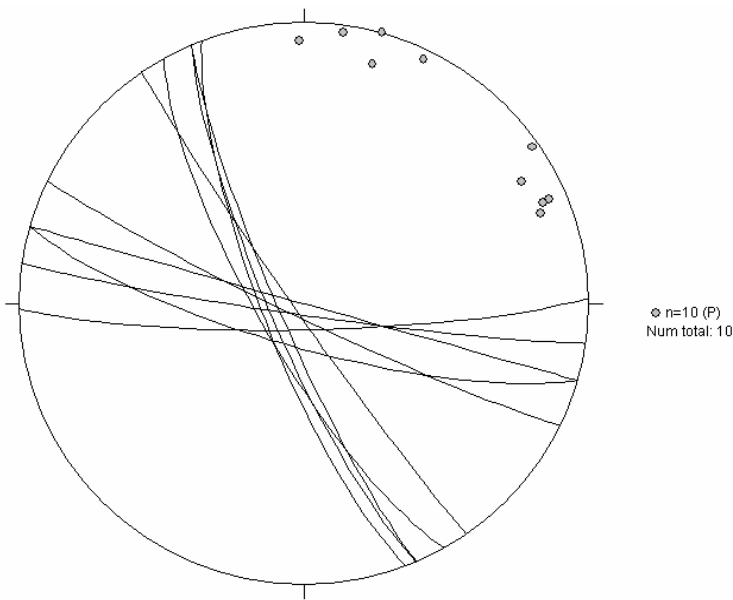
**Explanation**

CYLINDRICAL BEST FIT

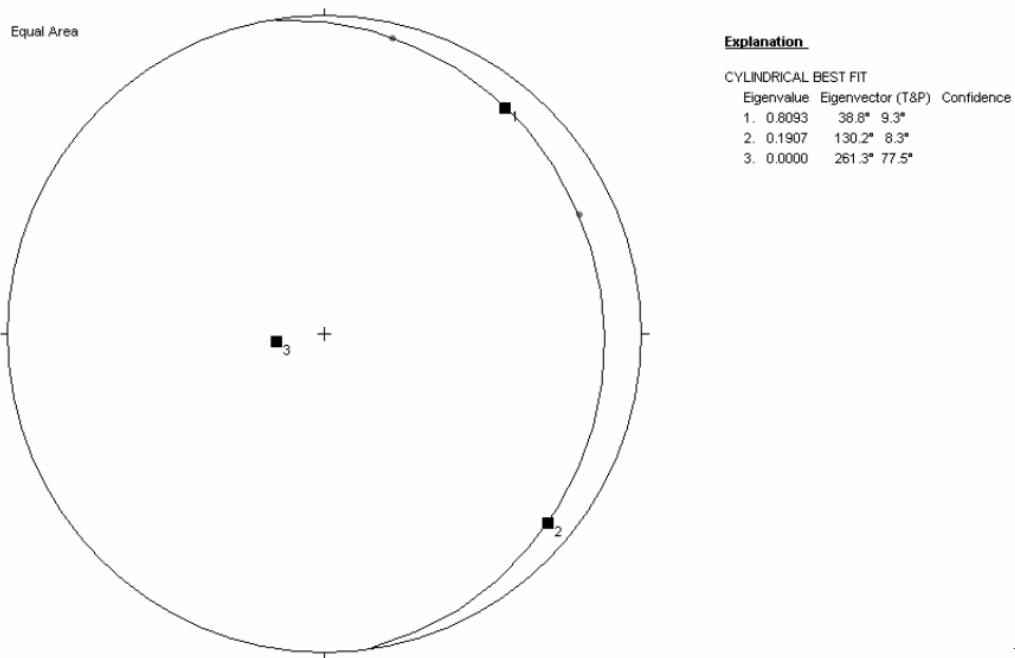
Eigenvalue	Eigenvector (T&P)	Confidence
1. 0.7470	21.8° 0.2°	
2. 0.2530	291.8° 0.3°	
3. 0.0000	142.0° 89.7°	

B

Figura 108. a. Fracturas conjugadas y polos de fracturas (cruces) b. Dirección de paleoesfuerzo deducida de las mismas (con el mismo procedimiento que en las figuras 10 a 12). La dirección de máximo paleoesfuerzo horizontal es igual al « eigenvector » numero 2.  
Bor 6d Bastón 515-metro 772

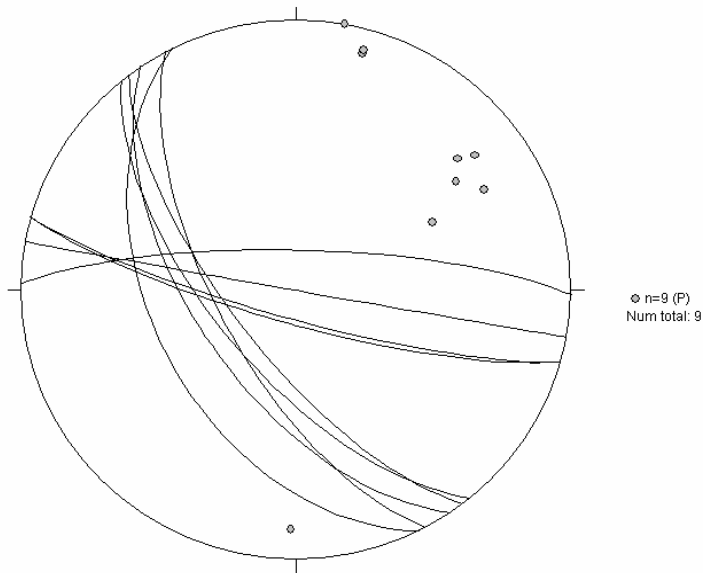


A

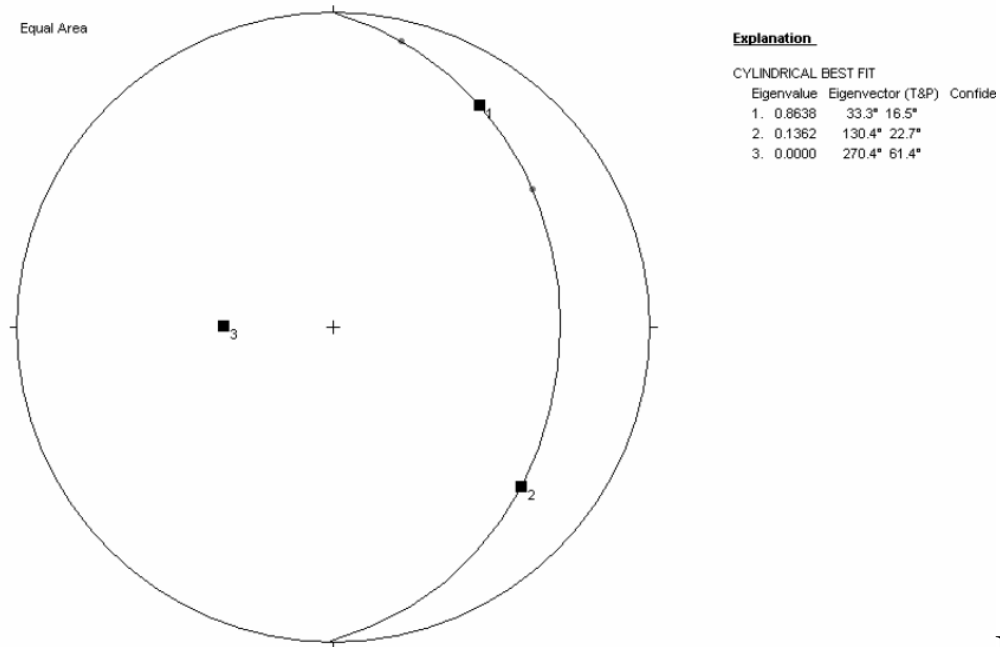


B

Figura 109. a. Sistemas conjugados de fracturas (círculos mayores) y polos de fracturas (puntos grises) b. Máximo paleoesfuerzo horizontal (« eigenvector » 2) deducido de las fracturas conjugadas. Bor 11a Techo de columna de Geosearch-INGEOMINAS.

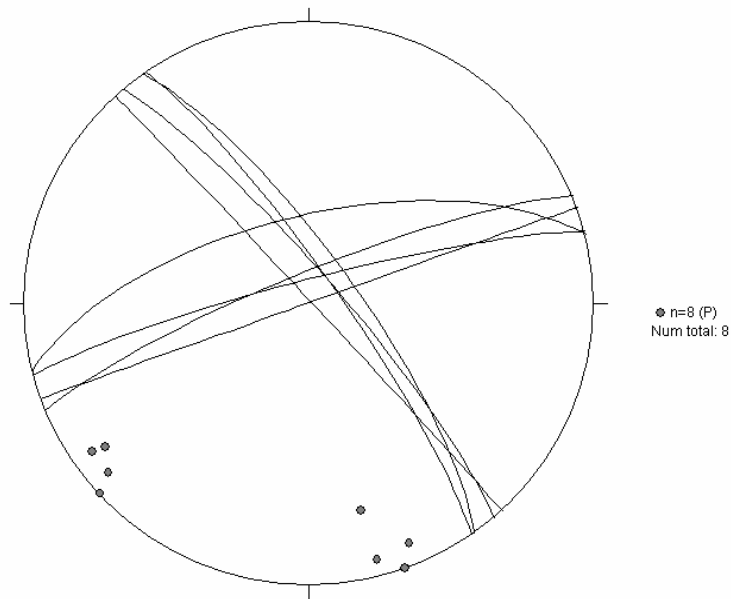


A

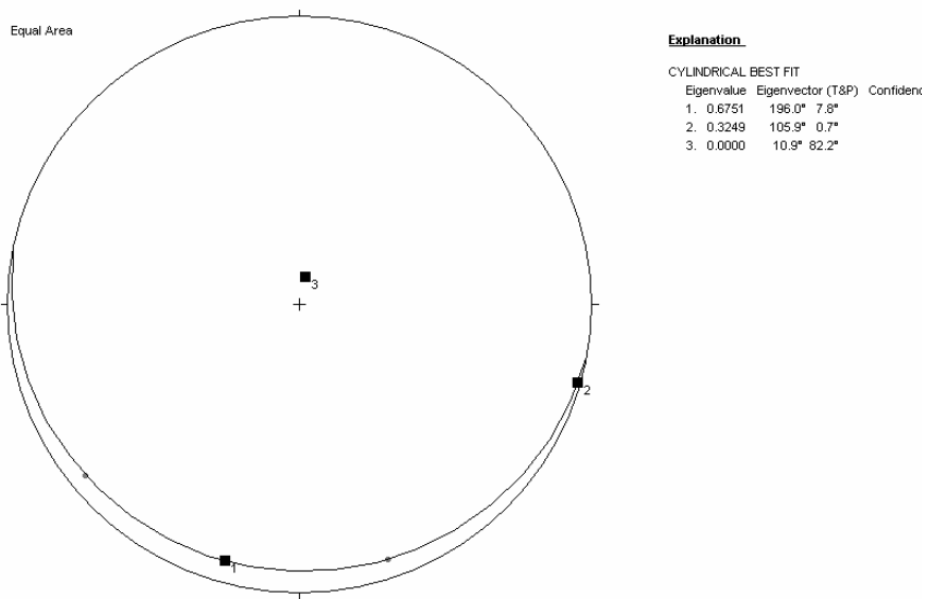


B

Figura 110.Bor 11-b a. Sistemas conjugados de fracturas (círculos mayores) y polos de fracturas (puntos grises) b. Máximo paleoesfuerzo horizontal (« eigenvector » 2) deducido de las fracturas conjugadas. Techo de columna de Geosearch-Ingeominas.



A



B

Figura 111. a. Sistemas conjugados de fracturas (círculos mayores) y polos de fracturas (puntos grises) b. Máximo paleoesfuerzo horizontal (« eigenvector » 2) deducido de las fracturas conjugadas. Bor9 Bastón 245 de Geosearch-Ingeominas. Metro 367.



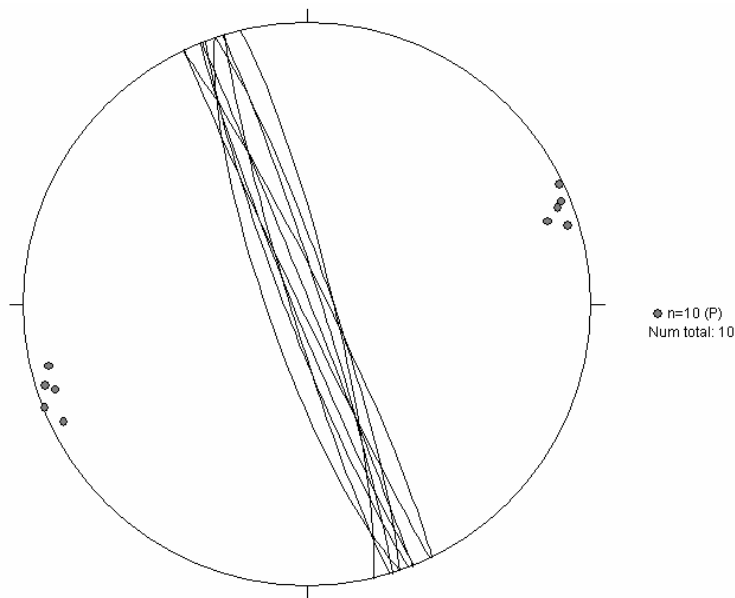


Figura 112. Fracturas sistemáticas (círculos mayores) y polos de las fracturas (puntos grises). Estación Bor 10. Podrían corresponder con uno de los sistemas de las diaclasas conjugadas (Figura 109 por ejemplo) o con uno de los sistemas de los juegos perpendiculares (Figura 117 por ejemplo). Sin embargo, ninguna de las dos opciones puede establecerse con la mera orientación

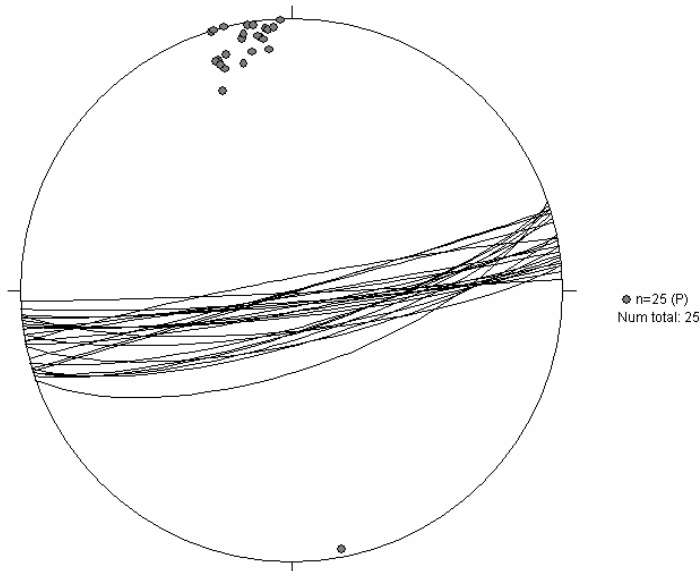


Figura 113. Fracturas sistemáticas (círculos mayores) y polos de las fracturas (puntos grises). Bor 8 aproximadamente bastón 160 de Geosearch-Ingeominas (240 metros). Podrían corresponder con uno de los sistemas de las diaclasas conjugadas (Figura 109 por ejemplo) o con uno de los sistemas de los juegos perpendiculares (Figura 117 por ejemplo). Sin embargo, ninguna de las dos opciones puede establecerse con la mera orientación.

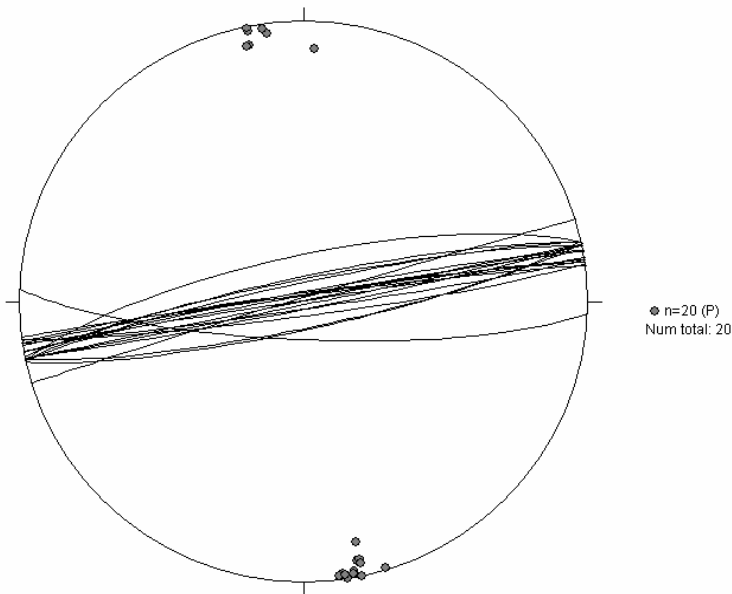


Figura 114. Fracturas sistemáticas (círculos mayores) y polos de las fracturas (puntos grises). Bor4 bastón 105 de Geosearch-Ingeominas (157 m.). Podrían corresponder con uno de los sistemas de las diaclasas conjugadas (Figura 14 por ejemplo) o con uno de los sistemas de los juegos perpendiculares (Figura 117 por ejemplo). Sin embargo ninguna de las dos opciones puede establecerse con la mera orientación

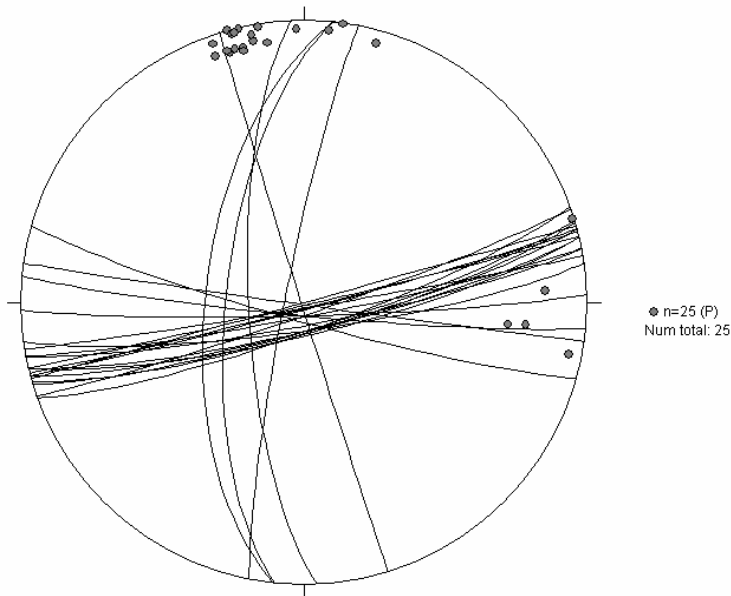


Figura 115. Estación Bor 4. Fracturas sistemáticas, aparentemente corresponden con las fracturas coetáneas que se muestran en la Figura 117, pero su coetaneidad no se pudo comprobar en el afloramiento.

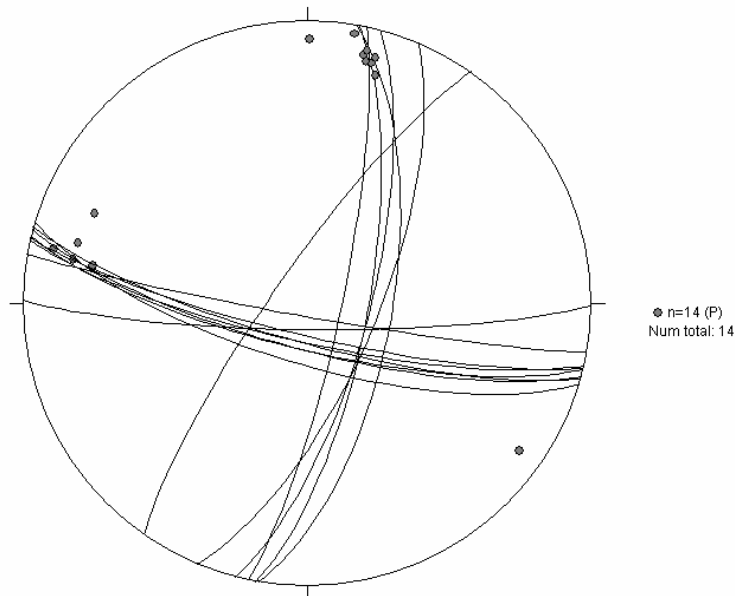


Figura 116. Bor 7 (4 metros adelante de la base de la columna de Geosearch-Ingeominas). No se pudo establecer si son conjugados o no, pero aparentemente equivalen a los perpendiculares entre si de la Figura 117 por ejemplo.

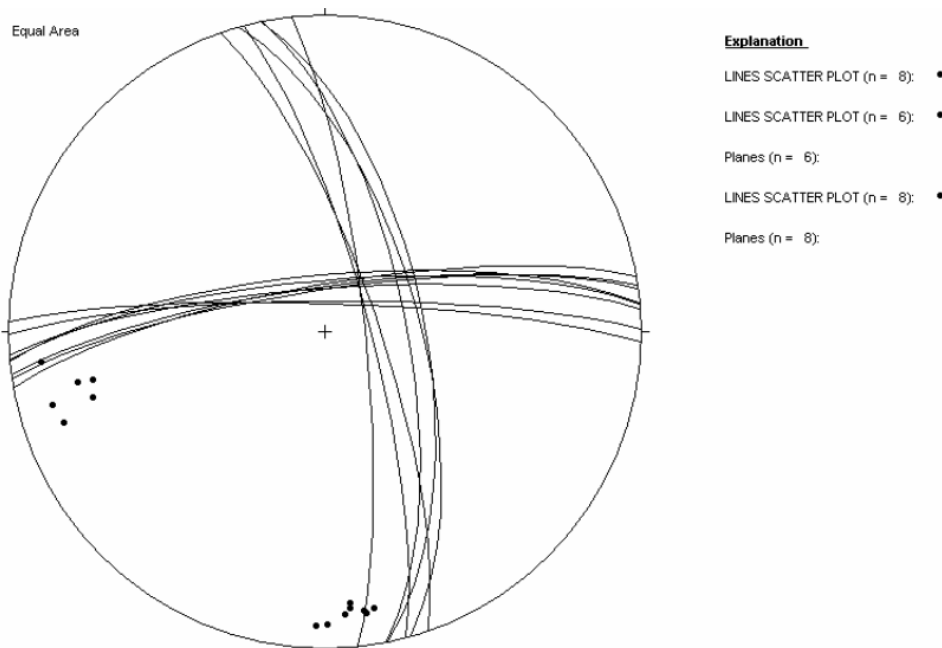


Figura 117. Sistemas de fracturas coetáneos perpendiculares entre si (círculos mayores). Polos de fracturas (puntos grises). Estación Bor 1a.

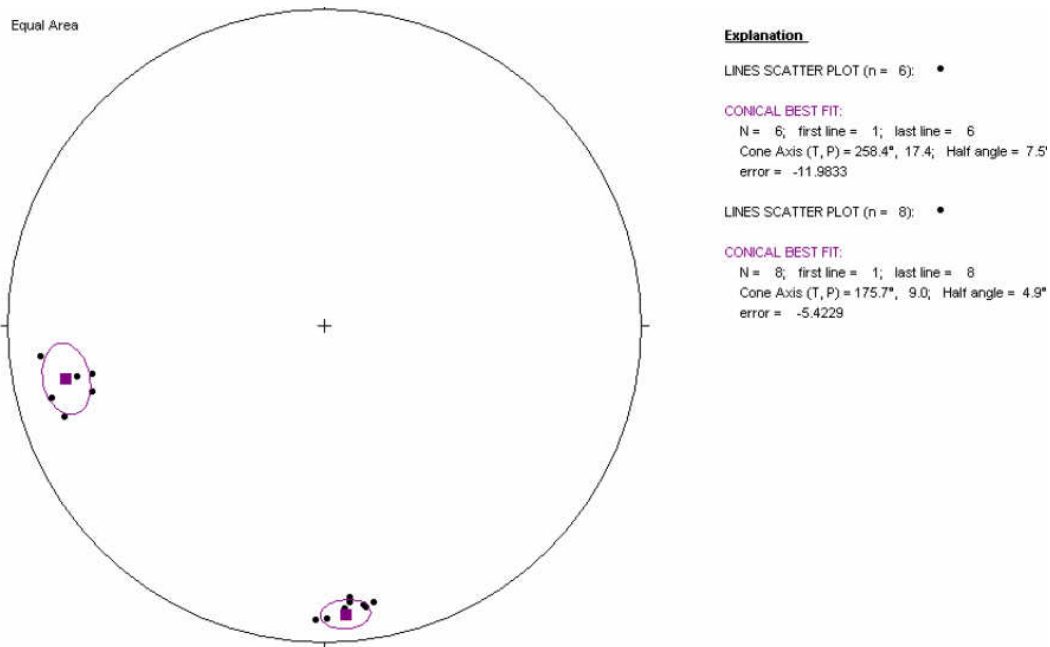


Figura 118. Mejor ajuste cónico de los polos de las fracturas mostradas en la Figura 117, este tipo de ajuste sirve, en determinados casos, para encontrar la máxima concentración en poblaciones de datos. Estación Bor-1a.

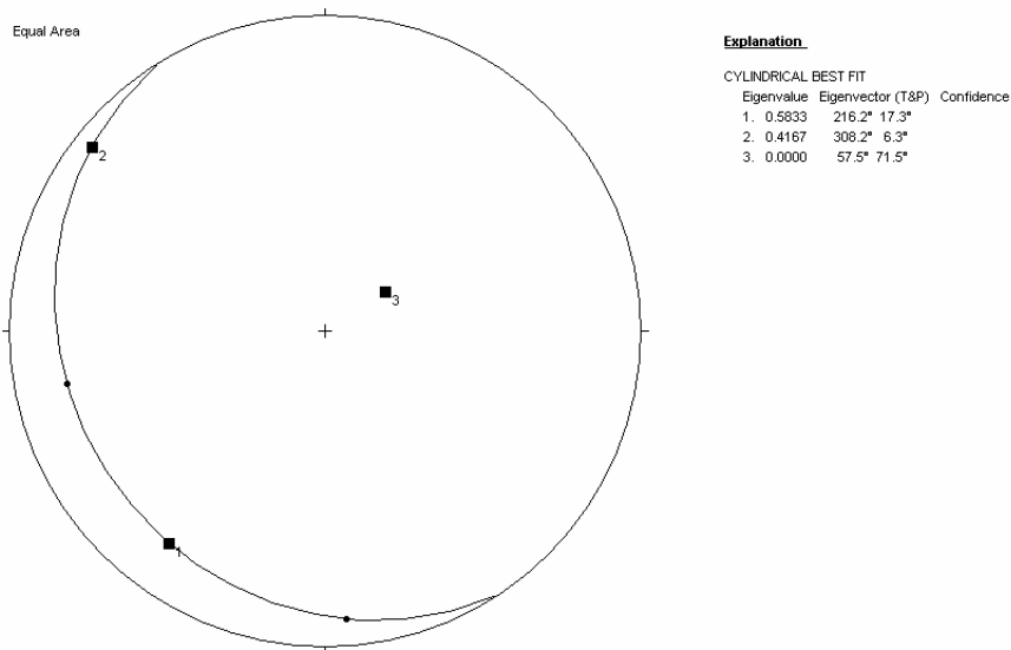


Figura 119. Dirección de paleoesfuerzo teórica (si se asume que los sistemas de diaclasas en la estación bor-1 son sistemas conjugados). El « eigenvector » marcado como número 2 indicaría, en ese caso, la dirección de máximo paleoesfuerzo horizontal.



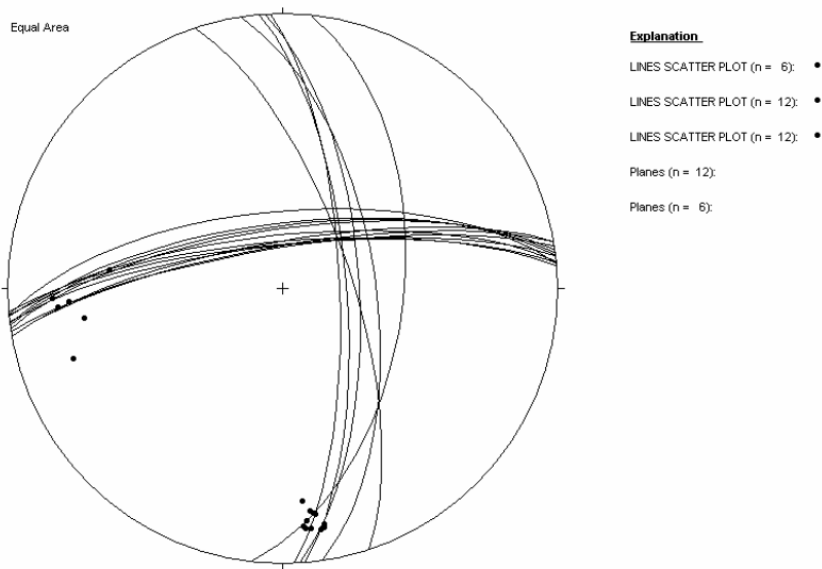


Figura 120. Sistemas de fracturas coetáneos perpendiculares entre sí (círculos mayores). Polos de fracturas (puntos grises). Estación Bor 1b.

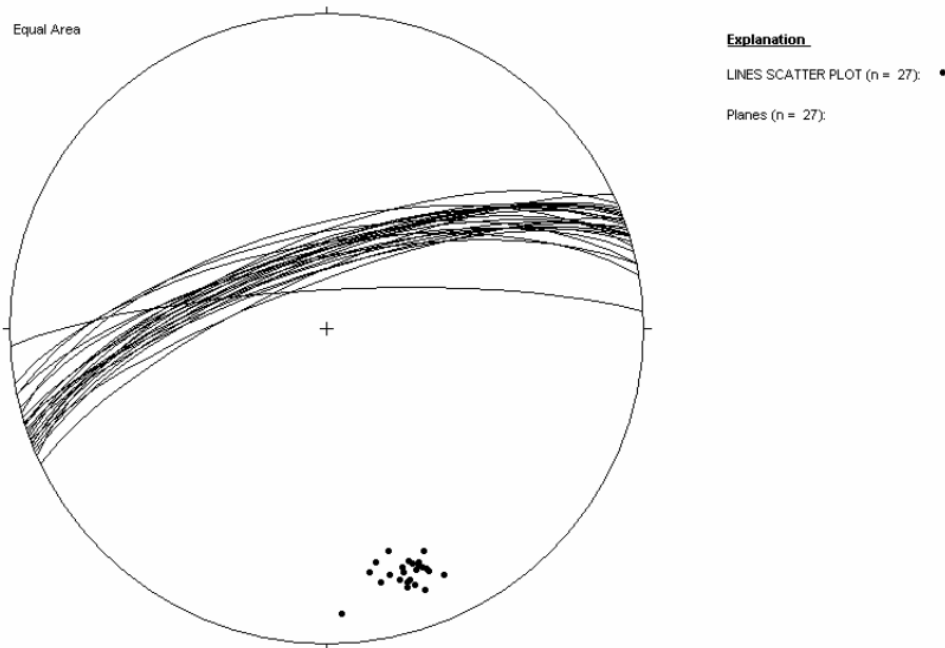


Figura 121. Fracturas sistemáticas correspondientes con el sistema ENE-WSW de las estaciones Bor 1a y 1b. Estación Bor 1c.

### 3.5 ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN LA MINA DE COSCUEZ.

#### 3.5.1 Metodología.

En esta localidad, pese a la deformación tectónica especialmente intensa, pudieron diferenciarse claramente relaciones entre la deformación y la mineralización, las cuales se describirán más adelante, después de analizar y describir la orientación y características de las principales deformaciones mesoscópicas.

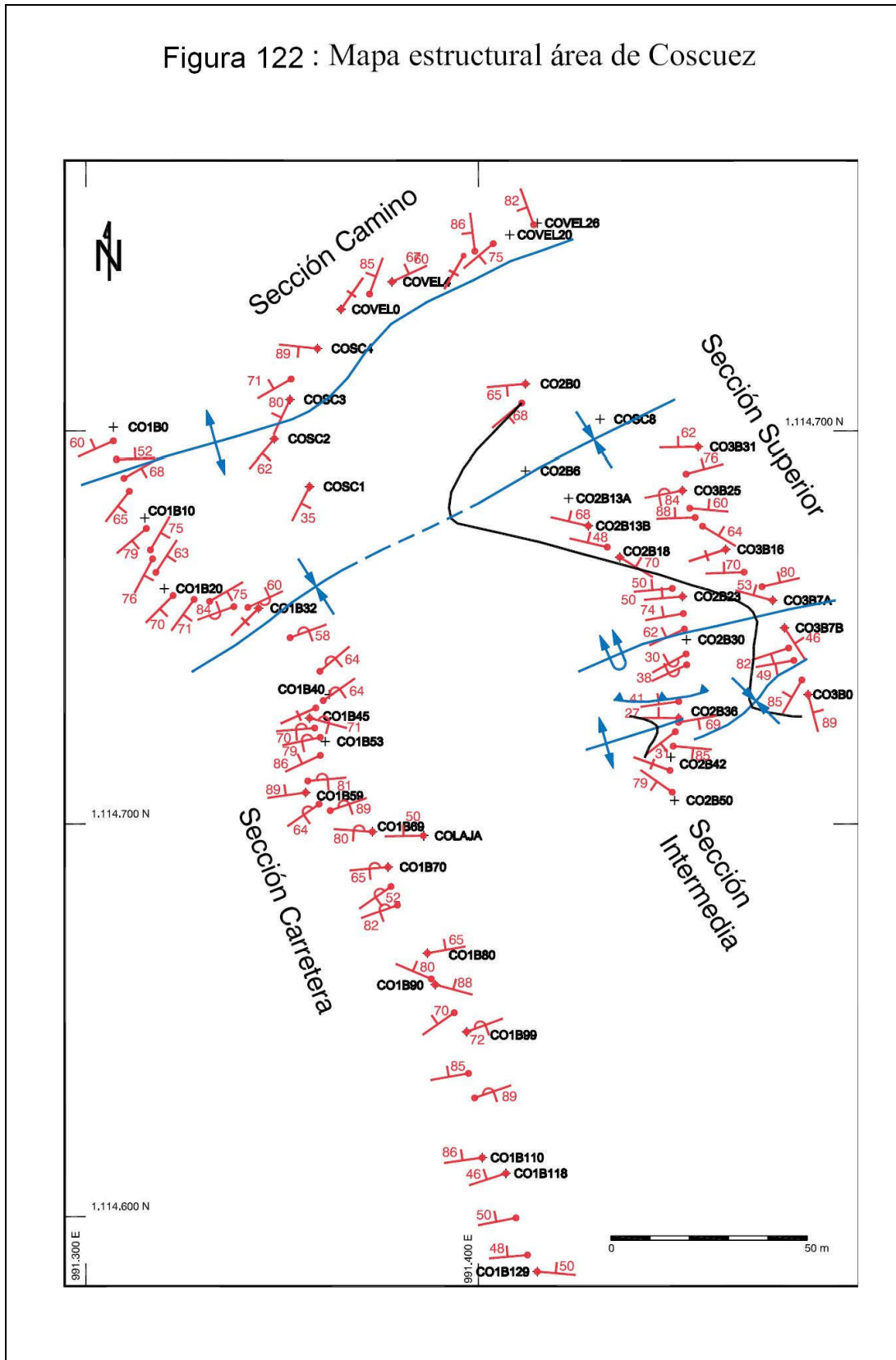
Para poder efectuar el análisis que se describe aquí, se llevaron a cabo cuatro perfiles en las transectas mejor expuestas al aire libre. Las transectas se consignan en el mapa adjunto (Figura 122). A lo largo de las mismas se hicieron medidas de espesor con bastón de “Jacob”, las cuales no solo fueron útiles para llevar a cabo columnas estratigráficas generalizadas con el fin de caracterizar las relaciones entre litología y deformación, sino también para asegurar que las medidas estructurales, especialmente los buzamientos, se tomaran de forma aproximadamente equidistante. Esto con el fin de no introducir sesgos en los cálculos de ejes de pliegue y demás.

Sobre la base de una ubicación precisa en los diferentes perfiles, se llevaron a cabo mediciones estructurales en todos los puntos principales que lo permitieron, especialmente mediciones de fracturas, venas, lineaciones y ejes de micropliegues. El procesamiento de los datos mediante la red de igual área de Schmidt, fue especialmente complicado en esta localidad, ya que fue necesario llevar a cabo dos rotaciones para cada dato. Lo anterior debido a que, el cabeceo de los pliegues deducido en la red de igual área es muy fuerte, lo que hace necesario que para devolver un plano de fractura o lineación a su posición original deba primero restituirse este plano a la posición que debería tener con un eje de pliegue horizontal. Después, las capas todavía plegadas se llevan a su posición inicial mediante una segunda rotación.

De ese modo el primer paso fue encontrar el eje de pliegue más adecuado para rotar cada conjunto de datos. La variabilidad en las orientaciones de los buzamientos permitió asumir anticipadamente que muy probablemente no podía asumirse un único eje de pliegue para toda el área de la mina de Coscuez. Mediante ensayo y error se encontró que lo más adecuado es tomar un eje para la sección superior con base en los datos de dicha sección; uno para la sección intermedia con base en los datos de la sección superior e intermedia; un eje de pliegue para la sección inferior con base en los datos de la misma y de igual modo en la sección del camino.

Siguiendo los pasos mencionados en los primeros párrafos de esta sección, una vez rotados los datos (fracturas, venas, lineaciones, estratificación) de cada sección para llegar a un estado de cabeceo cero del pliegue, se rotó por segunda vez de acuerdo a la estratificación cada dato, en algunos casos en grupos y en muchos casos dato por dato. Este procedimiento es dispendioso pero asegura una restitución original confiable de las posiciones de fracturas, lineaciones y demás.

Figura 122 : Mapa estructural área de Coscuez



### 3.5.2 Resultados.

#### 3.5.2.1 Estructura general.

En las exposiciones analizadas en la mina de Coscuez se buscó definir la estructura general, con base en las polaridades de las capas y los buzamientos obtenidos y con base en el análisis de orientaciones en la red de Schmidt. De esa forma, en el perfil superior puede definirse a grandes rasgos un buzamiento monoclinal cuya base apunta al SE. El anterior comportamiento sólo es modificado por plegamientos menores a escala mesoscópica (Figura 122). En segundo lugar, el perfil intermedio se encuentra en un área donde se puede definir claramente un sinclinal como estructura principal. Por último en el perfil inferior, a lo largo de la carretera principal, las estructuras establecidas se dedujeron con base en las polaridades de las capas, pero su observación directa es más subjetiva (Figura 122). Por ejemplo el Anticlinal más nor-occidental en este perfil puede ser un anticlinal fallado en su charnela, ya que enfrenta litologías no calcáreas y sin venas en su flanco NW, contra horizontes calcáreos y con venas paralelas a la estratificación (Figura 123). En segundo lugar el sinclinal que se ubica al S del anticlinal mencionado, se interpreta con base en las polaridades de las capas pero un cierre no es evidente ni tampoco susceptible a la medición directa de datos que lo definan. Hacia el SE de este sinclinal las polaridades no son evidentes, pero la presencia de datos verticales a subverticales con rumbo en general constante y la presencia de rocas del Aptiano al NW, permitieron interpretarlo como un dominio con polaridades cuya base apunta al SE. Dentro de este dominio se observan fallas menores de acomodación, con desplazamientos reducidos (Figura 124)

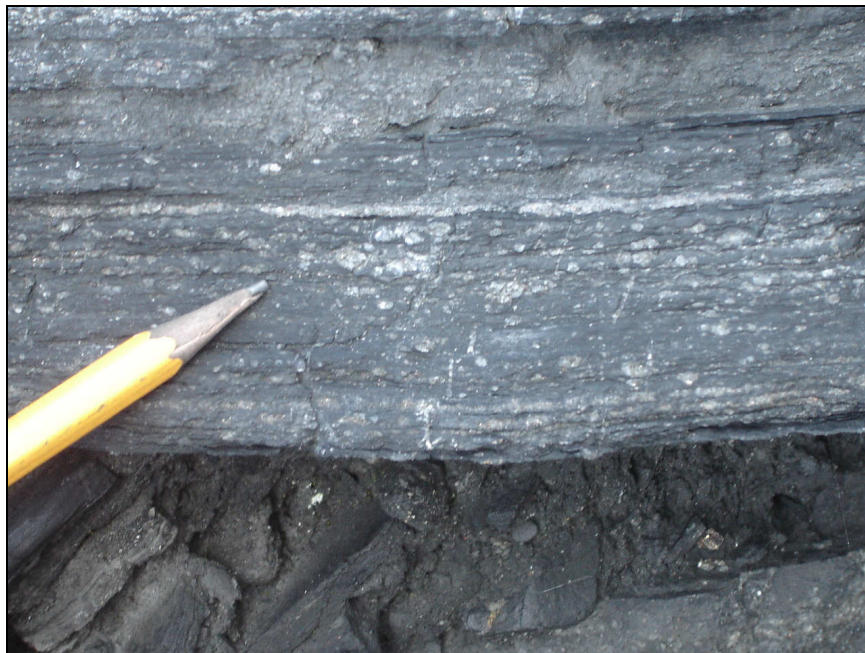


Figura 123. Rocas no calcáreas y sin venas, contra horizontes calcáreos y con venas paralelas a la estratificación.





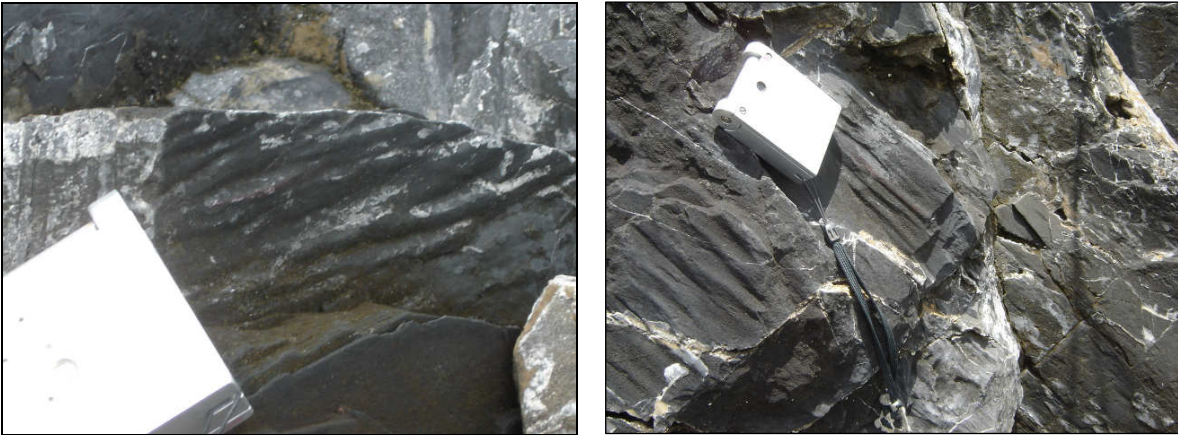
Figura 124. Fallas menores de acomodación, con desplazamientos reducidos.

En la red de igual área de Schmidt se pudo establecer que en los perfiles superior, medio e inferior las estructuras se orientan según un eje de plegamiento NE-SW con un fuerte cabeceo hacia el NE (entre 40 y 51 grados, Figuras 148b, 150b y 152b). Una inmersión (cabeceo) de esa magnitud es demasiado fuerte para un plegamiento cilíndrico normal y así mismo la orientación promedio de los ejes (azimut entre 60 y 73 grados, figuras 148b, 150b y 152b) se desvía marcadamente de la orientación regional de las estructuras cuyo azimuth promedio de acuerdo a los mapas de Ingeominas es de entre 0 y 20 grados (Plancha 189). Por último, en el perfil a lo largo del camino de ascenso a los perfiles más elevados (perfil “camino”) se observa un cabeceo axial de cerca de 83 grados hacia el W (Figura 154a). Todo lo anterior ilustra que el área de la zona mineralizada de Coscuez es estructuralmente anómala desde las escalas mayores de observación. Se tratará de explicar estos comportamientos y se analizará si tienen que ver con las mineralizaciones de esmeraldas del área.

### **3.5.2.2 Principales elementos de fábrica mesoscópica; relaciones y orientación.**

Se describen a continuación las orientaciones en una posición pre-plegamiento de los principales elementos encontrados. Como se mencionó la posición pre-plegamiento se dedujo tras dos rotaciones consecutivas de los datos.

En el perfil superior se identificaron de forma consistente lineaciones de intersección y microplegamientos de amplitudes centimétricas a milimétricas, los cuales definieron, una vez rotados, una orientación inicial de los mismos aproximadamente NW-SE, con una dirección de acortamiento perpendicular (Figura 147a, Figuras 125 y 126). Así mismo, también se encontraron sistemas de fracturas y venas que se disponen verticalmente al rotarse a un estado pre-plegamiento. El rumbo de estas fracturas puede ser paralelo a las lineaciones (Figuras 147b y 148a) o perpendicular a las mismas (Figura 148a). En este último caso se trata de un sistema de fracturas presente en la misma litología donde se encontraron las lineaciones (Figura 126). Por su parte, los sistemas de fracturas paralelos a las lineaciones no se observan en los mismos horizontes que las lineaciones y se localizan en zonas de charnela o flancos de pliegues mesoscópicos de amplitudes métricas a decimétricas. Estas fracturas se disponen visiblemente paralelas a las charnelas de los mismos (Figuras 127 y 128).



Figuras 125 y 126. Lineaciones de intersección y microplegamientos de amplitudes centimétricas a milimétricas.

Este comportamiento de fracturas compartiendo ejes de fábrica con las lineaciones, se repite a grandes rasgos en el nivel intermedio, excepto por el hecho de que los juegos de fracturas perpendiculares a las lineaciones no se observan, pero sí aquellos subparalelos a las mismas (Figuras 149 y 150). Llama la atención que en ambos casos, tanto en el perfil superior como en el intermedio, las lineaciones (NW-SE) se orientan casi perpendiculares al eje de plegamiento (NE-SW) deducido de los datos de estratificación (ver Figuras 147, 149) lo cual inicialmente se interpretaría como dos fases de plegamiento superpuestas, no obstante se propone como mucho más consistente una hipótesis alternativa de deformación progresiva en una sola fase (ver explicación más adelante).





Figuras 127 y 128. Fracturas que se disponen visiblemente paralelas a las charnelas de los mismos de los pliegues.

La disposición ortogonal entre lineaciones y fracturas muestra muy probablemente una deformación coaxial (que tiene los mismos ejes principales de deformación) producida ante un mismo campo de esfuerzos. Esta hipótesis se ve reforzada por el hecho de que las fracturas perpendiculares a las lineaciones y las lineaciones mismas se midieron en pares, de modo que en cada plano de estratificación se midió un grupo de lineaciones y un grupo de fracturas adyacente (Figura 126). Después ese plano se usó para rotar individualmente los elementos medidos en el mismo.

En el perfil inferior hay una complicación adicional. Los ejes de los pliegues a meso escala de amplitudes decimétricas presentan una orientación ENE-WSW (Figura 152a), la cual es sub-perpendicular a la dirección ESE-WNW de las lineaciones y microplegamientos de los perfiles superior (Figura 147a) e intermedio (Figura 149a) pero paralela a los ejes de plegamiento regional en los niveles superior, medio e inferior (Figuras 148b, 150b y 152b). De nuevo este punto daría la primera impresión de que existen dos fases de deformación. Por otro lado, las fracturas rotadas, asumiendo capas invertidas, coinciden aproximadamente en su orientación (NE-SW) con las de similar orientación presentes en el perfil superior (Figura 151).

En la sección denominada “camino” en la Figura 122, no se encuentran lineaciones ni microplegamientos a escala milimétrica a centimétrica que puedan ser medidos, y que por tanto permitan correlacionar la orientación de las fracturas con otros elementos. Este comportamiento contrasta con las secciones anteriormente descritas. Sin embargo, en un pliegue de escala decimétrica y eje subvertical se midieron fracturas y venas mineralizadas (Figura 153). Los sistemas de fracturas son E-W a WSW-ENE y son mucho más frecuentes en la zona de charnela del pliegue. En principio las fracturas son anteriores al plegamiento debido a que se agrupan en una posición vertical, perpendicular a las capas tras rotarse a la posición pre-plegamiento (Figura 153).

Tentativamente el sistema WSW-ENE y el sistema E-W a esta altura podrían correlacionarse con los de orientación WNW-ESE en las secciones superior e intermedia, dado que todos tienen en común que se concentran en la charnela de pliegues mesoscópicos y son paralelos a las charnelas mismas y a las lineaciones (Figuras 147b, 148a, 149b y 150a). Además se desarrollaron inicialmente como fracturas verticales perpendiculares a la estratificación, pero fueron basculadas después. Este último hecho puede indicar que son o bien fracturas pre-plegamiento, cuando ya existía un régimen de esfuerzos igual al que originó los pliegues, o por otro lado son fracturas asociadas a los estados iniciales del plegamiento. Sin embargo el hecho de que guarden un paralelismo con los elementos del plegamiento mesoscópico asociado y se concentren en las charnelas de los pliegues, indica que efectivamente se originaron durante los estados iniciales del plegamiento mismo, por efectos flexurales asociados con las zonas que inicialmente tenían una mayor curvatura. Esto se dio; sin embargo, cuando la amplitud de los pliegues era aún reducida, ya que las fracturas son perpendiculares a la estratificación.

En la parte inicial del perfil del camino se observan dos sistemas de fracturas (Figura 153b) cuya orientación en estado rotado pre-plegamiento podría indicar que son sistemas



conjugados. De ser así, el plano bisector del ángulo agudo que forman contiene la dirección del esfuerzo horizontal máximo. En ese caso dicho eje sería aproximadamente NNW-SSE. Lo anterior estaría de acuerdo con la dirección de esfuerzo horizontal máximo que se requeriría para generar un plegamiento con eje E-W aproximadamente, como el que se observa en este perfil. Sin embargo, las relaciones de temporalidad entre ambos sistemas no indican inequívocamente que sean contemporáneas. Como de hecho debería ser para que se asuman como sistemas conjugados.

### 3.5.2.3 Densidad de fracturamiento y su relación con litología y mineralización.

Aunque la mayor utilidad práctica de analizar las fracturas menores, como se explicara más adelante, es detectar su temporalidad relativa y correlacionarla con la temporalidad de las mineralizaciones; en la zona mineralizada de Coscuez no son las fracturas perpendiculares a la estratificación la anisotropía más importante para la movilización de fluidos mineralizantes.

Según se pudo observar, en Coscuez puede haber venas paralelas a la estratificación y perpendiculares a la misma, en todos los casos rellenas como mínimo de calcita o con evidencias de haberlo estado pero su relleno fue disuelto por acción meteórica reciente. Las venas de tensión paralelas a la estratificación son mucho más importantes para la movilización de fluidos que las venas perpendiculares a las capas. Lo anterior se establece puesto que su longitud total en los afloramientos observados es mucho mayor, es decir, mientras que las venas paralelas a la estratificación tienen espesores que oscilan entre 3 y 10 cm. y longitudes de varios metros (Figura 124, 129 y 130), las venas perpendiculares a la estratificación tienen espesores que en pocos casos pasan de los 5 cm. y longitudes que en casos extremos pueden ser de 30 cm. (Figuras 127 y 131).



Figura 129. Venas paralelas a la estratificación con espesores que oscilan entre 3 y 10 cm. y longitudes de varios metros.



Figura 130. Venas paralelas a la estratificación con espesores que oscilan entre 3 y 10 cm. y longitudes de varios metros.



Figura 131. Venas perpendiculares a la estratificación con espesores que en pocos casos pasan de los 5 cm. y longitudes que en casos extremos pueden ser de 30 cm.

El espaciamiento y densidad de las fracturas son dependientes de la litología tal como se ha demostrado mediante análisis teóricos (*Price & Cosgrove, 1990, Bai & Pollard, 2000*) o en otros casos estudiados con base en datos de afloramiento (*Florez-Niño et al., 2005*). En la zona mineralizada de Coscuez, en consecuencia, se encuentra que la gran mayoría de los



casos registrados (ver columnas) donde aumenta la densidad de venas de tensión paralelas a la estratificación, de modo que su espaciamiento es de entre 15 y 20 cm., se dan en aquellos horizontes donde hay un contraste de competencia grande entre diferentes capas (Figuras 129 y 130). Es decir, en aquellos horizontes donde se intercalan por un lado, capas medianas de arenitas calcáreas, arenitas con cemento calcáreo o en algunos casos micritas contra por otro lado, capas medianas de lodolitas terrígenas, los límites que marcan el contraste de competencia son el sitio donde se concentran las venas paralelas a la estratificación (Figura 132). Las venas perpendiculares en cambio tienen su máxima concentración no solo condicionada por la presencia de litologías competentes sino que se observa que su intensidad es mayor en las zonas de charnela de pliegues mesoscópicos (Figuras 133 y 134).

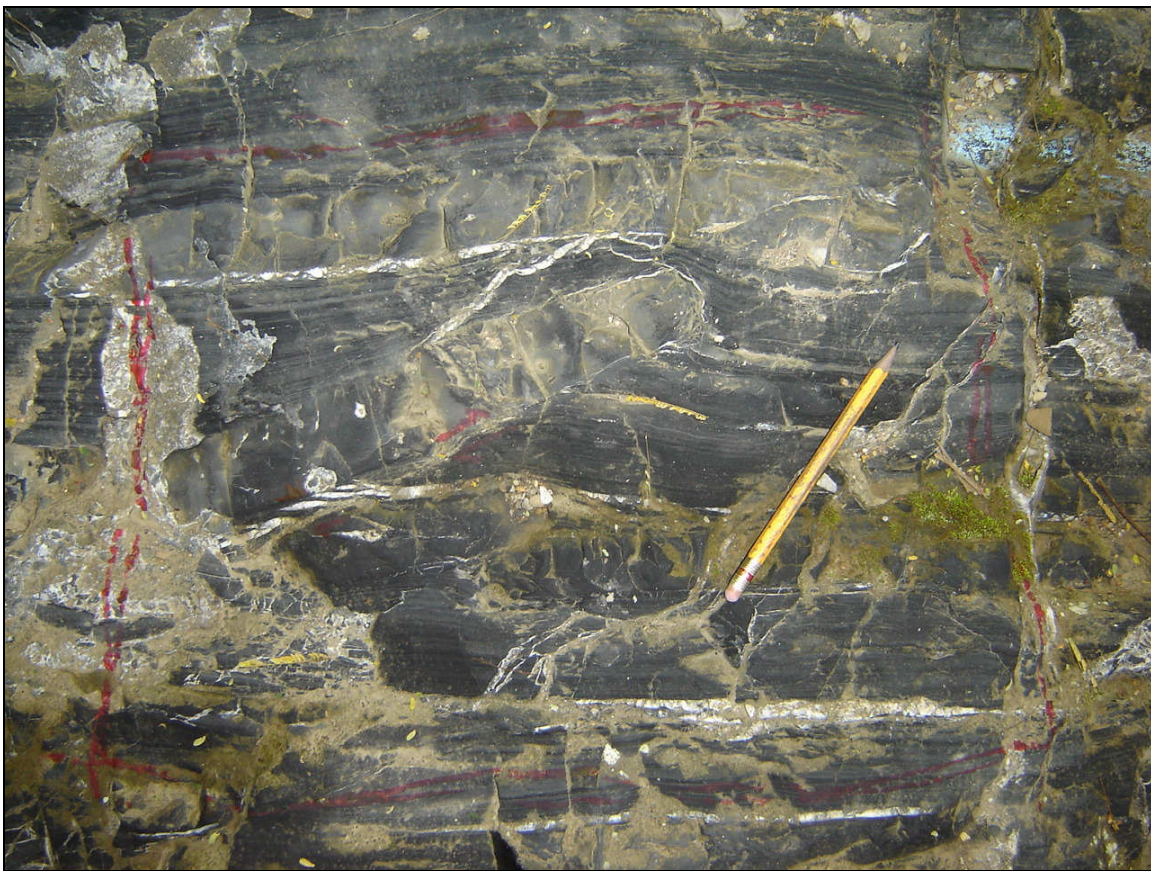
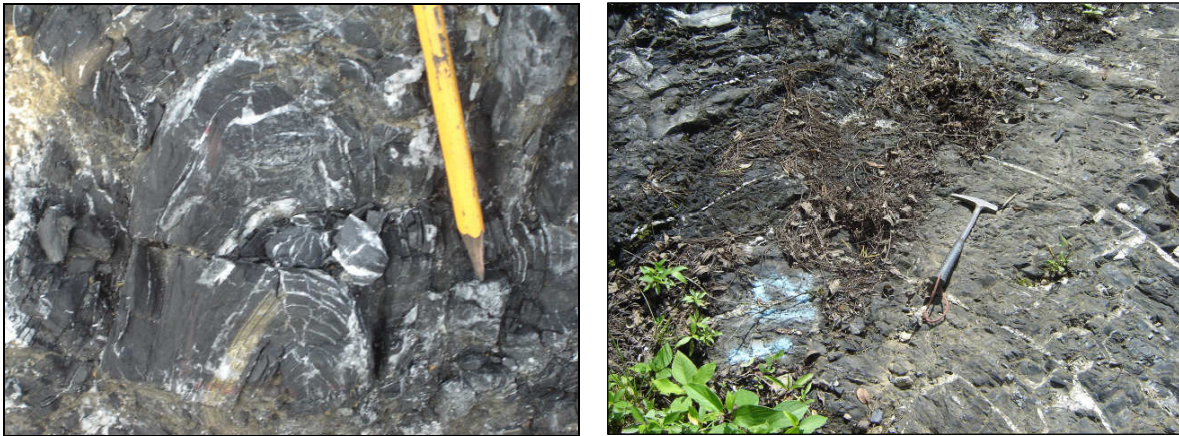


Figura 132. Intercalación, por un lado, de capas medianas de arenitas calcáreas, arenitas con cemento calcáreo o en algunos casos micritas, contra, por otro lado, capas medianas de lodolitas terrígenas, los límites que marcan el contraste de competencia son el sitio donde se concentran las venas paralelas a la estratificación.



Figuras 133 y 134. Venas perpendiculares con su máxima concentración en las zonas de charnela de pliegues mesoscópicos.

Por otro lado, como se puede observar en la Tabla 1 y las columnas (Columnas Coscuez), la presencia de brechas hidráulicas está concentrada en muchos casos en aquellas zonas de mayor curvatura como ejes de pliegues y zonas de bisagra de dominios plegados (Figura 135). De ese modo, al igual que las fracturas perpendiculares a la estratificación, las brechas en muchos casos se asocian a fenómenos flexurales y zonas de relaciones de deformación máxima. Esto sin embargo, no quiere decir que sean fenómenos cataclásticos (tritramiento mecánico), sino fracturamiento hidráulico producido por una presión de fluidos máxima en aquellas zonas donde las relaciones de deformación son mayores. Sin embargo, en algunos casos si se asocian a brechas cataclásticas, donde claramente la cataclasis es un fenómeno posterior que retrabaja las brechas hidráulicas, ya que las zonas cataclásticas no están mineralizadas. Iguales relaciones se observaron en la sección de análisis estructural del Río Batatas.

	Sección	Ubicación
Brechas Hidráulicas	Superior	Metro 34,5-36, cerca de pliegue.
	Intermedia Sur	Brechas en las zonas de bisagra del sinclinal mayor (puntos de inflexión). Vena de tensión paralela a S0 en zonal axial.
	Camino	Concentradas en los ejes de los pliegues más cerrados.
Brecha cataclástica e hidráulica	Carretera 1	Base de sección, charnela de pliegue chevron
Brecha cataclástica e hidráulica	Carretera 2	Metro 43
	Carretera 2	Metro 88
Venas		
Capas blancas	Intermedia sur	En pliegue ubicado en el metro 9,5
	Carretera 2	Zona de pequeña falla menor (metro 124)

Tabla 1





Figura 135. Brechas hidráulicas concentradas en muchos casos en aquellas zonas de mayor curvatura como ejes de pliegues y zonas de bisagra de dominios plegados.

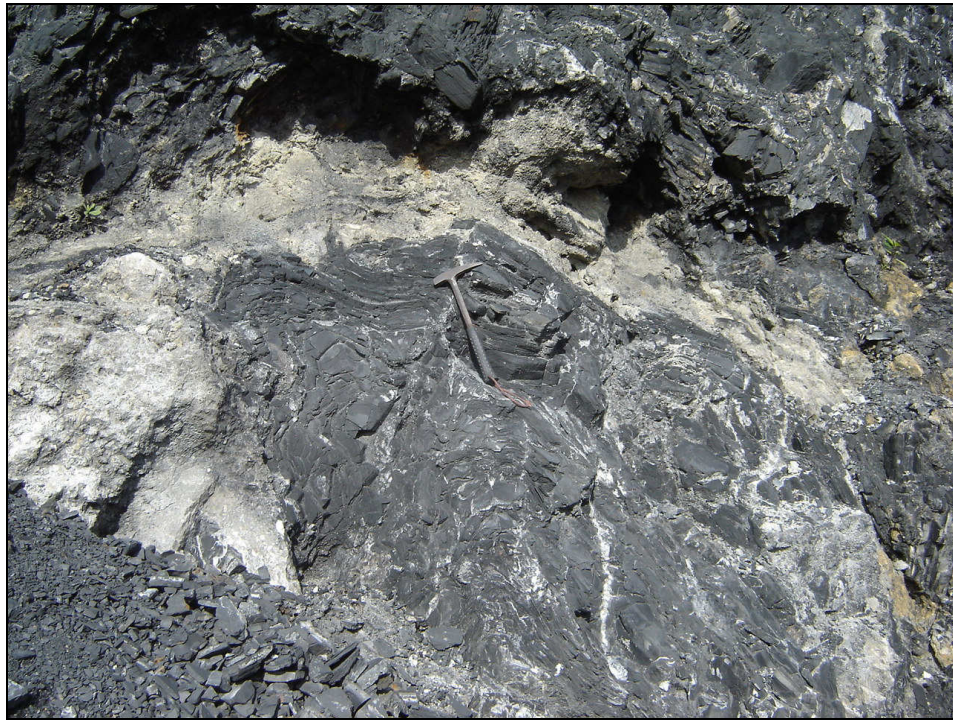
Capas caolinizadas se observaron solo en dos puntos (Figuras 136 y 137) y solo en uno de ellos (perfil inferior, Figura 137) se observa que al parecer la presencia de caolinización está asociada con una zona de falla de acomodación menor.

#### **3.5.2.4 Temporalidad relativa de los elementos de fabrica mesoscópica y las mineralizaciones.**

La temporalidad relativa de las fracturas perpendiculares a la estratificación como elemento de fabrica (entiéndase por fabrica el arreglo geométrico de todos los elementos estructurales) más antiguo asociado a los estados más tempranos del plegamiento, se demostró mediante el análisis estructural de las orientaciones de las mismas en áreas adyacentes menos deformadas y con una disposición cilíndrica muy evidente de sus elementos de fabrica mesoscópica (Ejemplo: Carretera Borbur – Pauna – Mina La Marina). También fue posible determinar dichas relaciones en otras áreas análogas en el cinturón esmeraldífero oriental. Dentro de ese contexto, la localidad más intensamente deformada de Coscuez, aunque muestra de forma menos nítida dichas relaciones, permite por lo menos llegar al entendimiento mínimo como para deducir que el comportamiento y la



temporalidad relativa de las fracturas se repite, aunque se superpone una deformación más intensa como se detallará a continuación.



Figuras 136 y 137. Capas caolinizadas.



Las evidencias encontradas en la zona mineralizada de Coscuez, permiten proponer que por sus relaciones de ortogonalidad y simetría respecto a los pliegues mesoscópicos y su mayor intensidad en las charnelas de los mismos, el fracturamiento perpendicular a la estratificación se produce en presencia de un régimen de esfuerzos que producía simultáneamente un plegamiento en las capas. La presencia de una fábrica mesoscópica adyacente a las fracturas y en disposición coaxial, como lo son las lineaciones de intersección y microplegamientos, permite proponer que dicho plegamiento se producía desde sus estados iniciales acompañado de deformación interna penetrativa (procesos que pueden ser de presión-solución, flujo cataclástico microscópico, rotación de granos o deformación intracristalina según *Passchier & Trouw*, 1998) tal como se observó también en el cinturón oriental. Muy probablemente en un estado posterior, los procesos de deformación interna condujeron a una elevación en la presión de fluidos en las zonas de máxima deformación la cual condujo a la movilización de los mismos hacia las fracturas previamente existentes. Este último punto, el cual se refiere a que las fracturas ya existían al momento de la mineralización, se comprueba en el afloramiento por criterios sencillos como la presencia de fluidos mineralizantes que rellenan con continuidad simple fracturas paralelas y perpendiculares a la estratificación (ver Figuras 138 y 139, tal como lo ilustran *Jensen & Bateman*, (1981) su figura 8.19).



Figuras 138 y 139. Presencia de fluidos mineralizantes que rellenan con continuidad simple fracturas paralelas y perpendiculares a la estratificación.

Aunque en muchos otros contextos se ha demostrado que altas presiones de fluidos durante la deformación han conducido a procesos mineralizantes que generan yacimientos de interés económico (*Price & Cosgrove*, 1990; *Peters*, 2004; *Sibson*, 2004; *Tripp & Vearncombe*, 2004), en la zona mineralizada de Coscuez esto podría permanecer como una simple suposición coherente si se tiene en cuenta la evidencia de que las fracturas y el plegamiento son anteriores a la mineralización y si se asumiera que ésta última ocurrió cuando ya no hay deformación, esto es, en una etapa muy posterior. Esto puede ser posible ya que la gran mayoría de las venas son de calcita, mineral que se ha reportado generando mineralizaciones en venas a profundidades de enterramiento cercanas a 30 metros, en presencia de porosidades muy altas (77%) y esfuerzos de cizalla de menos de 100 Kpa,

puesto que en tales condiciones ya es soluble (*Maltman, 1994*). Sin embargo, evidencias adicionales apuntan de forma consistente hacia un modelo en el cual la mineralización se produjo durante un pico en la presión de fluidos sincrónico con un pico en los procesos de deformación interna, que se producen a profundidades, presiones y temperaturas mucho mayores.

De ese modo, en el perfil superior se observa cómo hay una refracción y asimetría del brechamiento hidráulico condicionado por la presencia de fracturas perpendiculares a las capas las cuales son pre-existentes (ver Figura 140). Este punto indica por lo tanto que el brechamiento hidráulico es posterior al fracturamiento y con base en esto podría proponerse que puede ser posterior a la deformación. Sin embargo, el hecho de que en muchos casos las brechas hidráulicas se concentren en las charnelas de los pliegues y puntos de inflexión es una evidencia que indica que el plegamiento no había terminado cuando se generaron las brechas hidrotermales (ver Figura 135). Por otro lado podría argumentarse que dicho plegamiento pudo ser así mismo producido durante una fase tardía muy posterior a la que generó las fracturas. No obstante como se observa en las Figuras 141 y 142, se dan casos nítidos de venas paralelas a la estratificación con plegamientos ptigmatíticos, localizadas en medio de capas de lodolitas calcáreas no plegadas. Dicho comportamiento es evidencia de que las capas de lodolitas más incompetentes acomodaron mediante deformación interna (aplanamiento y foliación tectónica) el acortamiento que la vena de calcita acomodó mediante plegamiento ptigmático. Pero así mismo, se observan múltiples casos en que las venas mineralizadas perpendiculares a la estratificación generan pliegues ptigmáticos en los flancos de anticlinales de escalas decimétricas a métricas, mientras que las capas de lodolitas adyacentes no se pliegan sino que desarrollan una foliación tectónica subparalela a la superficie de estratificación (ver Figuras 143, 144, 145, 146).

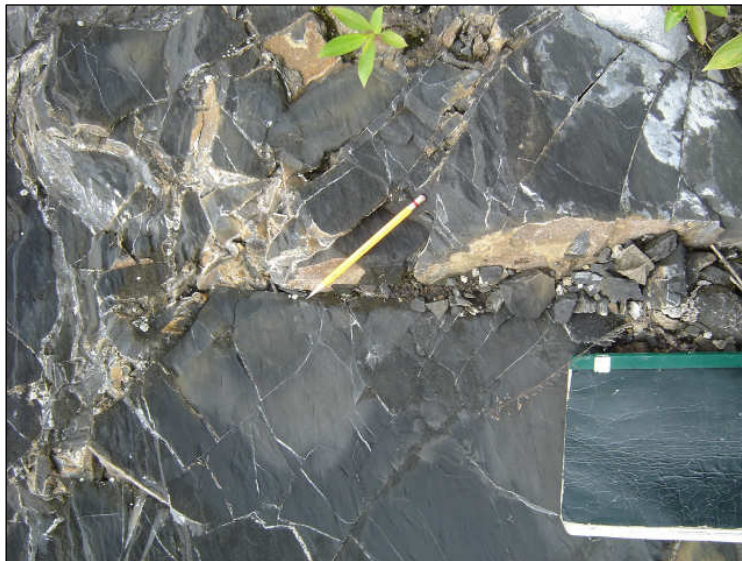
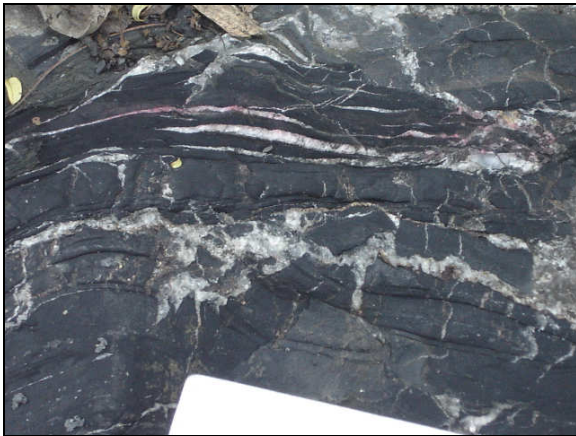
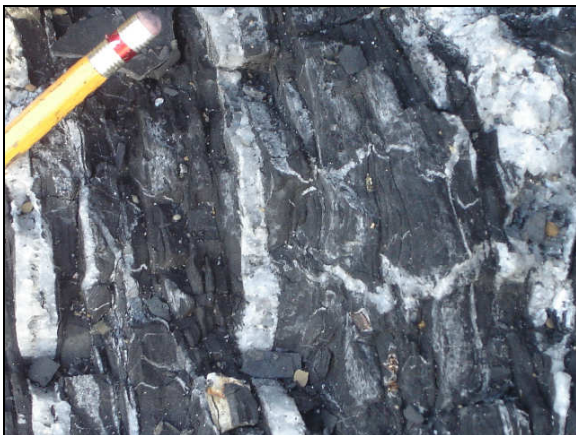


Figura 140. Fracturas perpendiculares a las capas las cuales son pre-existentes





Figuras 141 y 142. Venas paralelas a la estratificación con plegamientos ptigmatíticos, localizadas en medio de capas de lodolitas calcáreas no plegadas.



Figuras 143, 144, 145 y 146. Foliación tectónica subparalela a la superficie de estratificación.

Este último comportamiento de deformación progresiva donde una zona de un pliegue que sufre esfuerzos extensivos y se fractura pasa a ser una zona de esfuerzos compresivos y por tanto sufre aplanamiento, es similar al ya explicado en la zona de La Marina y se describe en diferentes publicaciones clásicas de geología estructural *Ramsay & Huber, 1987; Mattauer, 1976; Price & Cosgrove, 1990; Twiss & Moores, 1992; Davis & Reynolds, 1996*), como consecuencia de un aumento en la amplitud del pliegue y por tanto un acortamiento mayor. En segundo lugar, el comportamiento reológico en que las venas se acortan por plegamiento mientras que las capas adyacentes lo hacen por aplanamiento se describe desde los textos antiguos de *De Sitter, (1964)* y *Mattauer, (1976)*, hasta los más recientes como los de *Ramsay & Huber, (1987); Price & Cosgrove, (1990)* y *Passchier & Trouw, (1998)*. Como se mencionó antes, la presencia de un aplanamiento importante asociado a la deformación, así mismo documenta que la deformación se producía mediante mecanismos que en rocas siliciclásticas se producen ante temperaturas mayores de 120 grados centígrados, como mínimo y cargas equivalentes a 5 kilómetros de presión litostática (*Price & Cosgrove, 1990; Dittmar et al., 1994*). No obstante los mismos autores y otros como *Maltman, (1994)* indican que en carbonatos el desarrollo de una foliación tectónica por presión solución podría teóricamente darse a temperaturas menores, debido a la mayor solubilidad de la calcita en rangos termales más bajos que el cuarzo o las micas. Sin embargo, la posibilidad de una foliación tectónica de baja temperatura en carbonatos ya litificados no se ha demostrado hasta el presente. Por otro lado, zonas de deformación tectónica intensa pueden causar que un determinado volumen de roca que no ha sido enterrado 5 kilómetros, pueda sufrir localmente presiones equivalentes a la que generarían cinco kilómetros de carga litostática por causa de esfuerzos tectónicos intensos (*Price & Cosgrove, 1990*), lo cual haría que el desarrollo de un aplanamiento y foliación tectónica sean localmente producidos a profundidades menores en zonas intensamente deformadas. Sin embargo, estos puntos no quieren decir que se produzca aplanamiento en rocas litificadas bajo enterramientos superficiales.

Otros elementos como la presencia en muchos casos de fibras en las venas de tensión presentes en la zona de Coscuez, indican como en las áreas del cinturón oriental, que la presión de fluidos era alta y que la transferencia de fluidos y crecimiento de los minerales se dio durante episodios de deformación (*Passchier & Trouw, 1998*).

### **3.5.2.5 Deformación progresiva y fases de deformación.**

Los puntos expuestos definirían una sucesión de eventos que se resume en la Tabla 2 y que definirían la mineralización como un fenómeno puramente flexural asociado a una sola fase de plegamiento en el área de Coscuez tal como en el cinturón oriental. Esa fase se habría producido en todo caso antes de la exhumación de las rocas mineralizadas y por tanto a una cierta profundidad. Existe por tanto una asociación directa entre deformación y mineralización, lo cual no necesariamente implica afirmar que hay una relación entre cabalgamientos y mineralización como erróneamente lo propone *Branquet, (1995)* como hipótesis, mas no como evidencia (ver capítulo de Introducción de este documento).

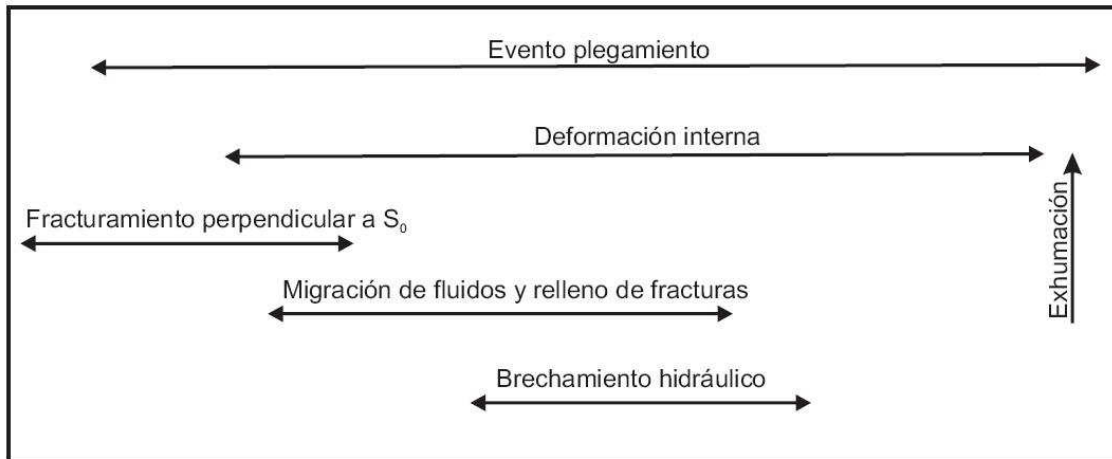


Tabla 2 Sucesión propuesta de eventos

Las múltiples rotaciones a lo largo de un eje vertical que se tuvieron que llevar a cabo para restituir a su estado inicial las capas y las fracturas indican que el fuerte basculamiento de la secuencia es un evento posterior, por lo menos al fracturamiento, pero no por eso una fase de deformación independiente.

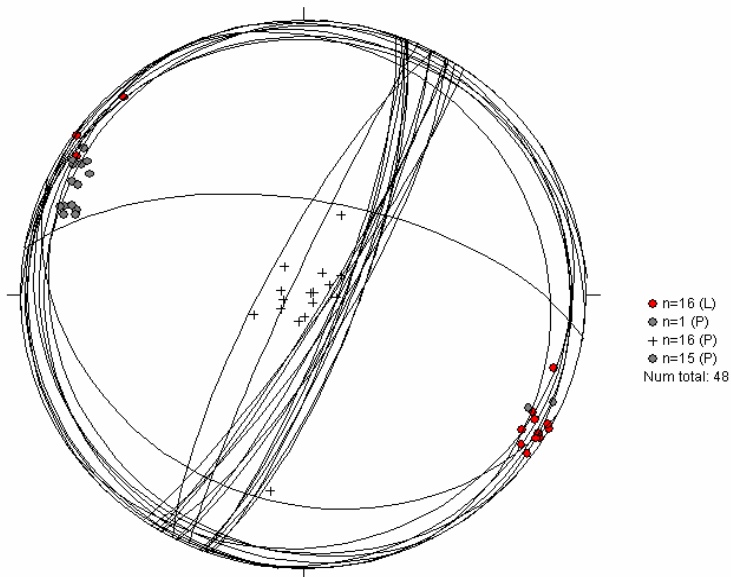
Por otro lado, como se mencionó antes, en la zona mineralizada de Coscuez se detectaron indicios de lo que inicialmente se podría interpretar como superposición de fases de deformación de diferentes orientaciones, pese a que se expondrá un punto de vista diferente. De ese modo las lineaciones de intersección medidas en los perfiles superior e intermedio poseen una orientación NW-SE en su estado restituido pre-plegamiento (Figuras 147a y 149a), esto indicaría un acortamiento inicial por deformación longitudinal tangencial en dirección NE-SW. Por contraste las direcciones de plegamiento mayores indican ejes de pliegue de azimut entre 60 y 70 grados, con acortamientos perpendiculares a esas direcciones (NNW-SSE). Ambas direcciones no solo son diferentes entre sí, sino que no concuerdan con las direcciones de esfuerzos y desplazamientos conocidas en las publicaciones existentes para la Cordillera Oriental (*Kammer, 1999; Cortés et al., 2005; Montes et al., 2005; Trenkamp et al., 2002; Colmenares & Zoback, 2003*) ni con las direcciones de plegamiento del área deducidas de los mapas publicados (e.g. Planchas 169, 170, 189, 190 del INGEOMINAS). Tampoco concuerdan con las direcciones más acordes al contexto regional obtenidas en la sección de “La Marina”.

En las líneas siguientes se propone una hipótesis para explicar esta desviación. De ese modo, si los ejes de pliegue calculados en la zona mineralizada de Coscuez con azimut entre 60 y 70 grados fuesen retrodeformados a una hipotética posición N-S previa y a través de un eje vertical, por ejemplo, las lineaciones deberían rotar a una orientación NE-SW desde su orientación actual. Dicha orientación hipotética retrodeformada de las lineaciones concuerda más con una dirección de esfuerzos promedio NW-SE a lo largo del Cenozoico. En ese caso, el ángulo que aun formarían, en ese estado hipotético, respecto a los ejes de pliegue podría explicarse más fácilmente mediante cambios locales en la

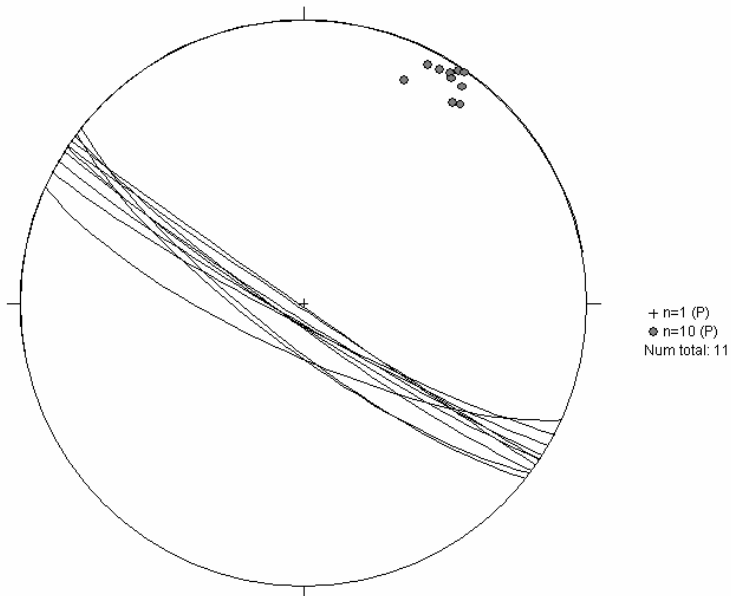


dirección de esfuerzos en una estructura. En vista de esto se propone que las estructuras de la zona mineralizada de Coscuez (ejes de pliegue y microfábrica) sufrieron una rotación horaria tardía hacia el E, a lo largo de un eje vertical. Esta rotación sería la causante de que hoy los ejes de las estructuras mayores se encuentren desviados de la tendencia regional. Esta rotación facilita interpretar los elementos de deformación observados dentro de un contexto de deformación progresiva y no superposición de fases de diferentes orientaciones, fases que por otro lado no se han observado con orientaciones tan diferentes en la Cordillera Oriental a lo largo del Cenozoico.

Por contraste una desviación local y posterior de parte del trazo de un eje de pliegue es un comportamiento común en otros cinturones plegados como consecuencia de zonas de acomodación o transferencia (*Kley & Monaldi, 2002; Beauchamp, 2004*). Estas desviaciones no obstante, implican por lo general el condicionante de “topografías” o altos de basamento pre-existentes que pueden tener que ver con la localización de las mineralizaciones. Se propone por lo tanto hasta aquí que los diferentes incrementos de la deformación descritos son parte de una sola fase de deformación progresiva. Sin embargo, la presencia de zonas cataclásticas no mineralizadas que re trabajan ciertas zonas de brecha hidráulica pueden ser el único indicio de deformación posterior bajo unas condiciones de presión y temperatura mucho menores que las que produjeron las mineralizaciones. Fases tardías de reactivación frágil fuera de secuencia han sido observadas en otros cinturones plegados (*Dittmar et al., 1994, Echavarría et al., 2003*)



A



B

Figura 147. Coscuez perfil superior: a: lineaciones (puntos rojos) y fracturas asociadas (círculos mayores subverticales, los puntos grises son polos de fracturas). b: segundo sistema de planos de fracturas (círculos mayores) y polos de fracturas (puntos grises) en bastones 18 a 20.

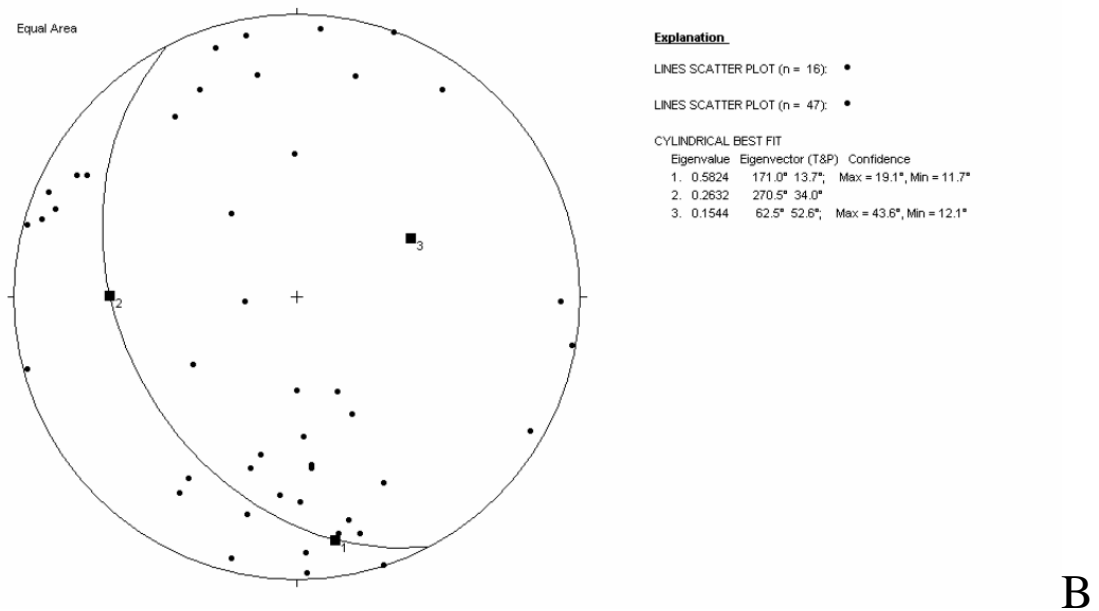
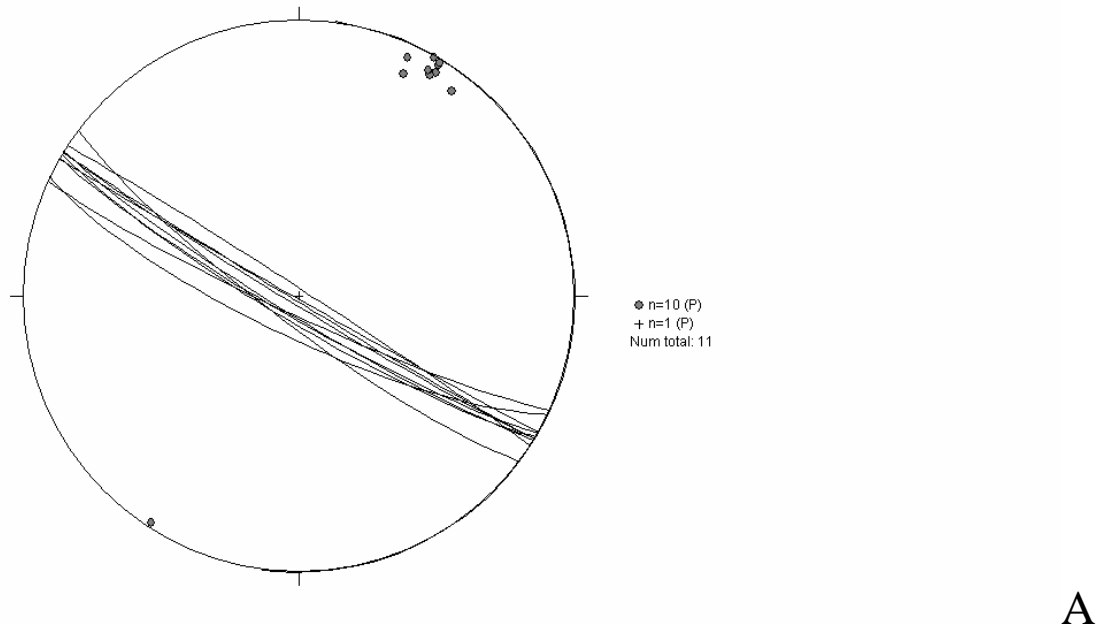
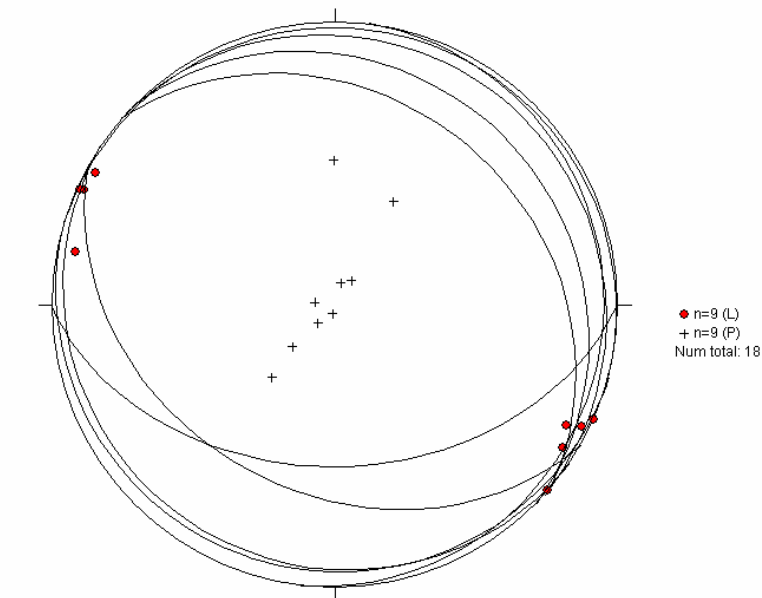
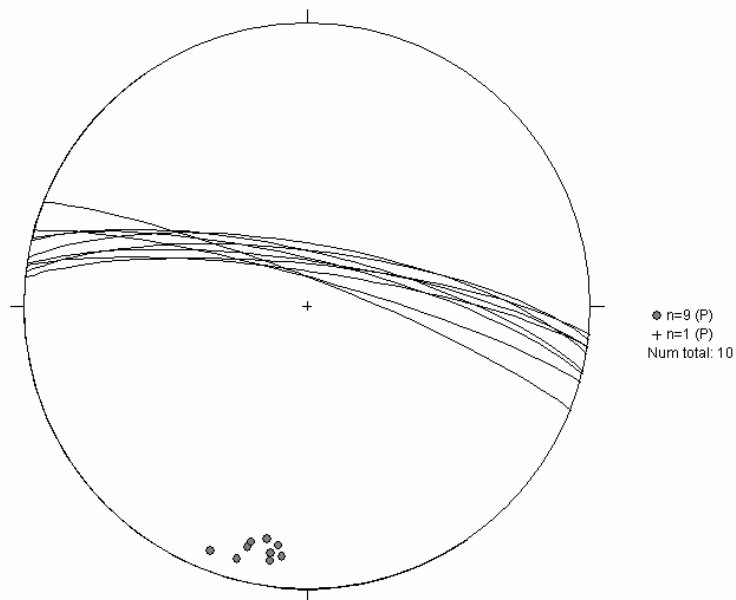


Figura 148. Coscuez perfil superior. a. Fracturas entre los metros 30 y 32 (Círculos mayores), los puntos grises son los polos de fracturas. b. Eje de pliegue para el perfil superior obtenido con base en el mejor ajuste cilíndrico para los datos de polos de estratificación (Calculado en Stereonett de Allmendinger). El eje equivale al eigenvector No 3.





A



B

Figura 149. Coscuez perfil intermedio. a. Lineaciones medidas en el primer metro (puntos rojos). Los círculos mayores sub-horizontales son la representación de los planos de estratificación rotados, sobre los cuales se midieron las lineaciones. b. Fracturas metro 7 representadas como círculos mayores y sus polos como puntos grises.

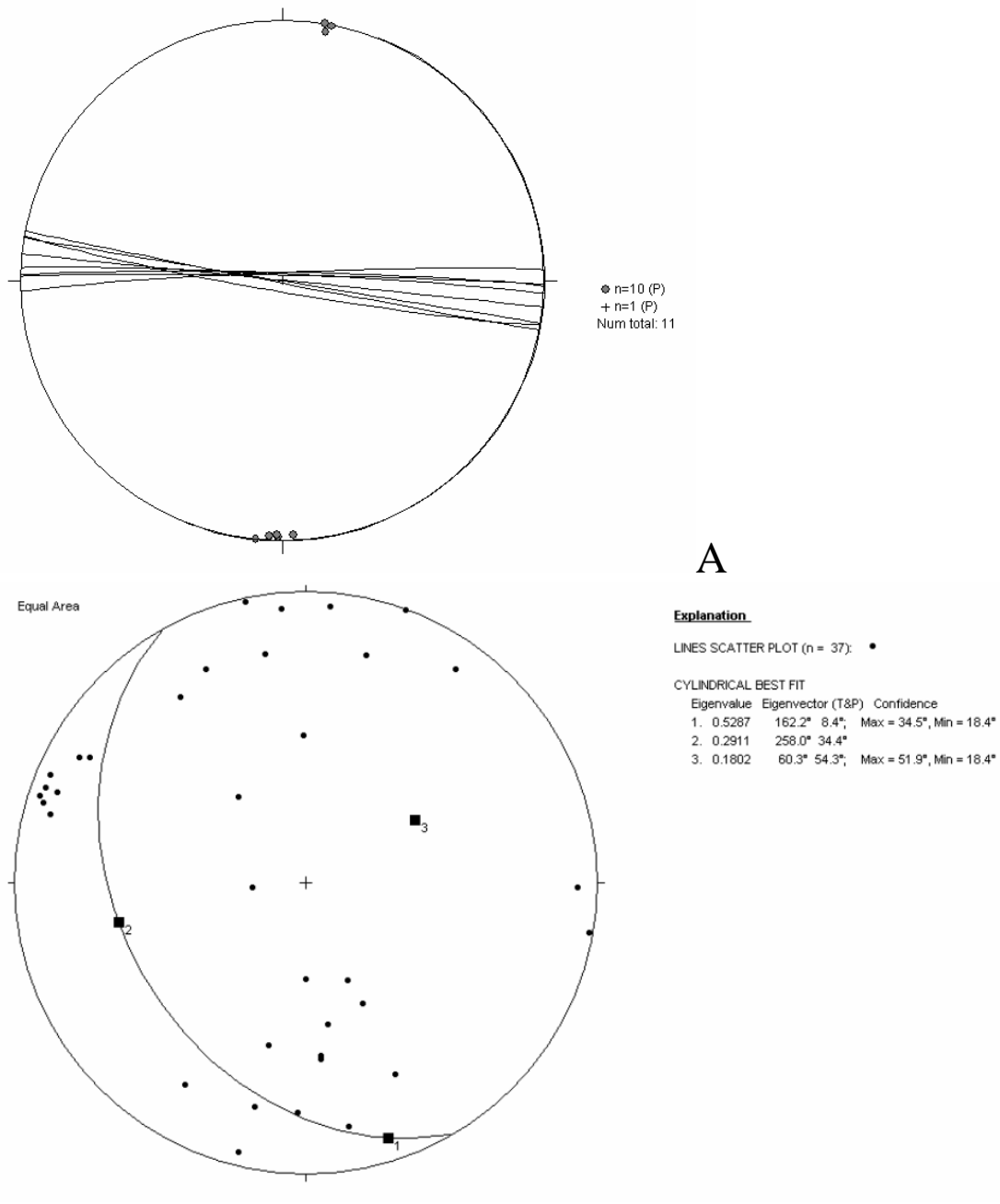


Figura 150. Coscuez perfil intermedio: a. Fracturas medidas en el metro 46. b. Eje de pliegue original (no rotado) calculado para el perfil intermedio.

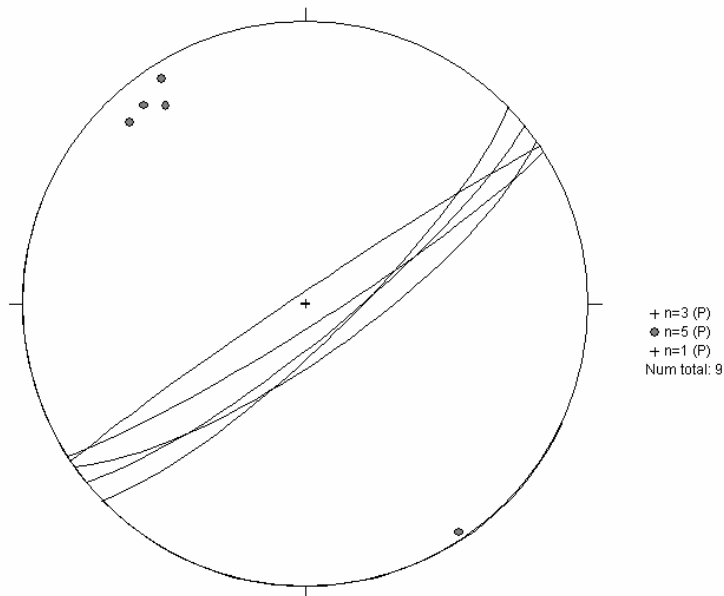
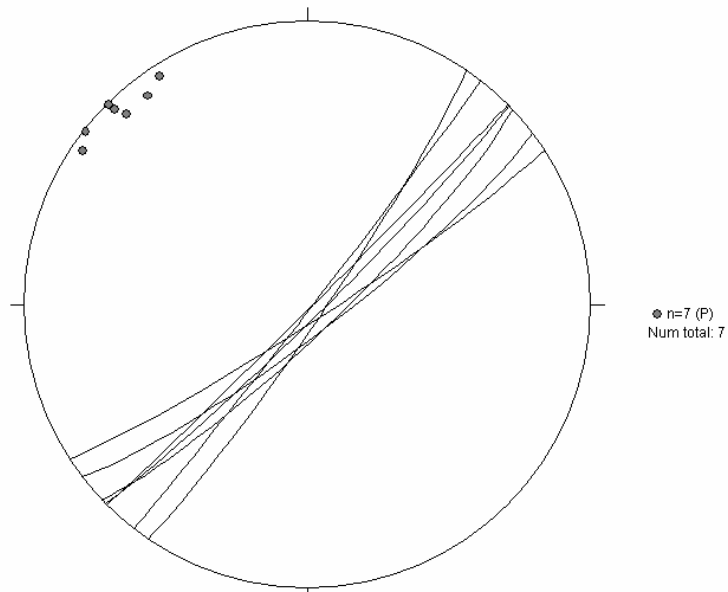


Figura 151. Coscuez carretera perfil inferior. a y b : Fracturas en estado inicial rotado medidas aproximadamente 99 metros por encima de la base de la sección Carretera 2



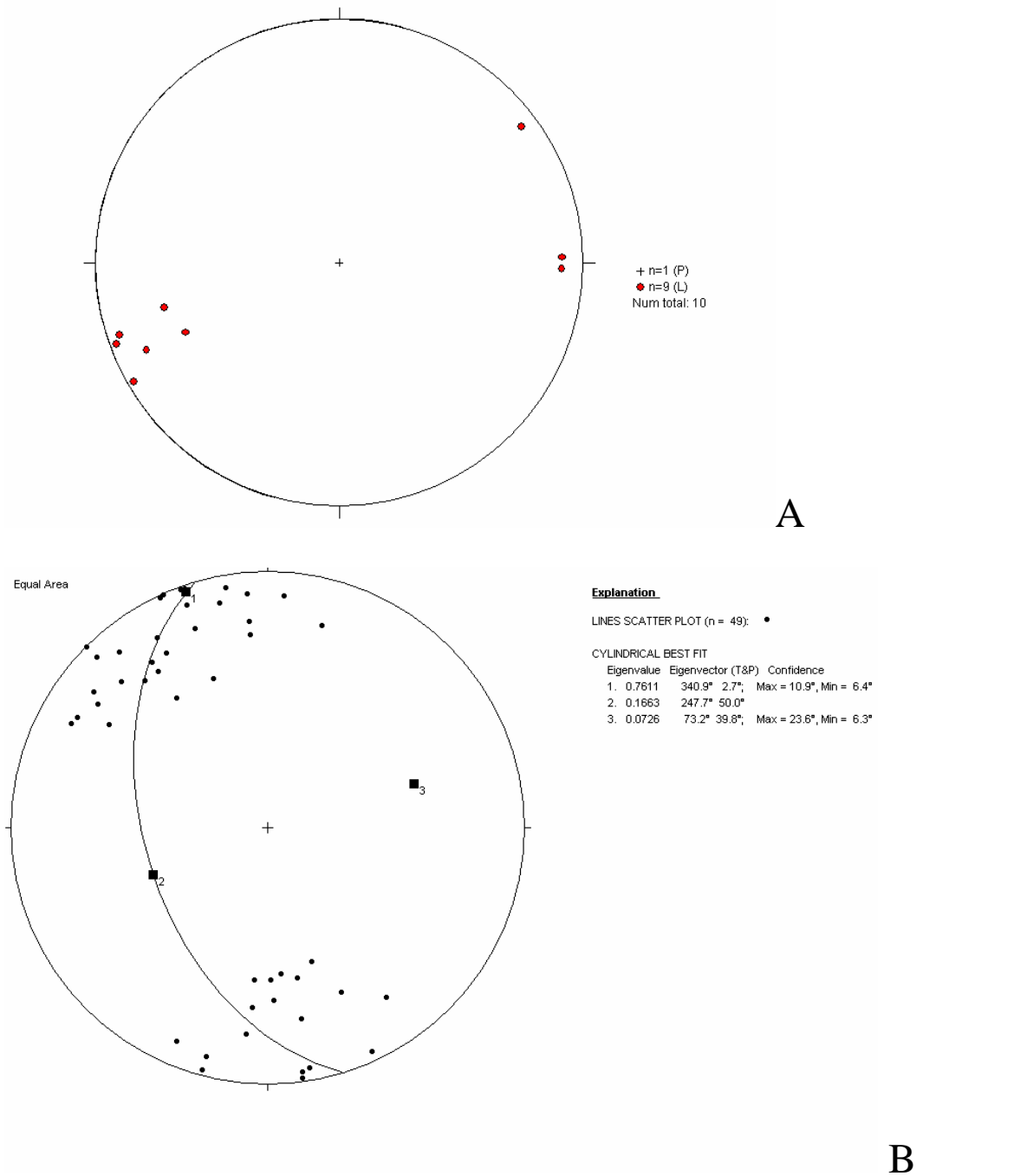
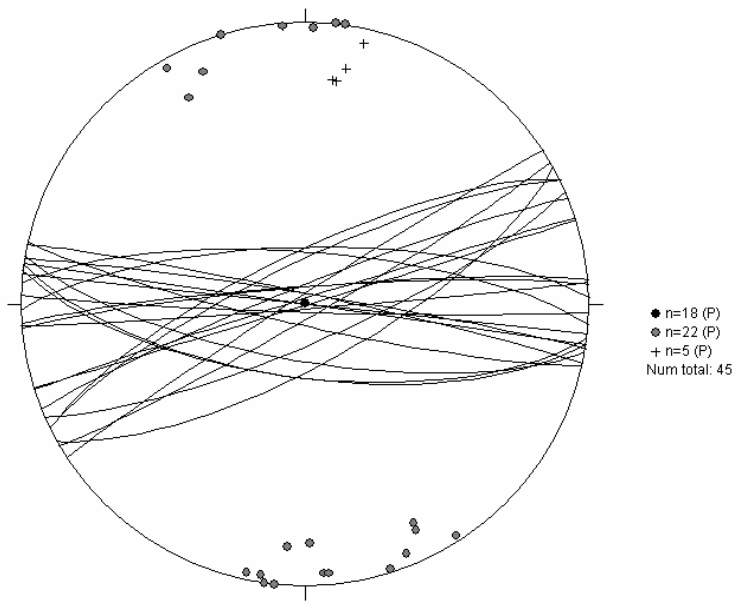
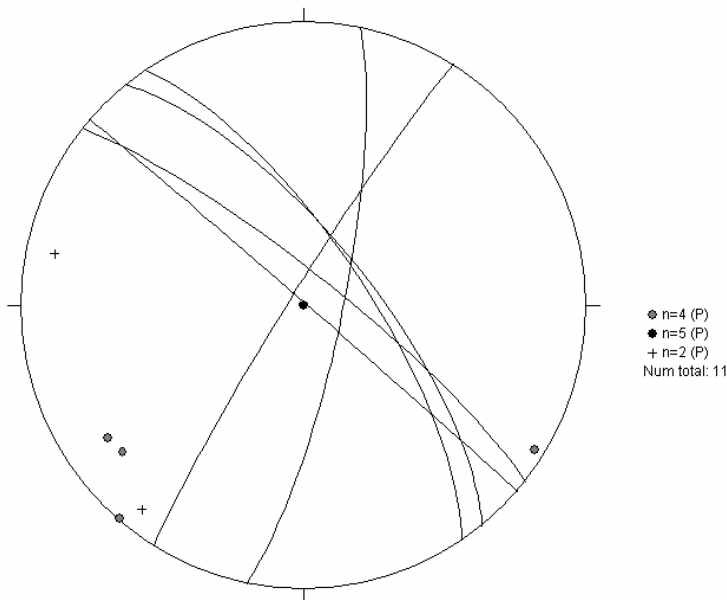


Figura 152. Coscuez carretera perfil inferior. a. Ejes de micropliegues (representados como puntos rojos), aproximadamente 40 metros sobre la base de la sección Carretera 2 b. Eje de pliegue calculado para el perfil inferior con base en datos de polos de estratificación.



A



B

Figura 153. Perfil por el camino de subida a los perfiles altos. a . Planos y polos de fracturas medidas en zona de charnela de pliegue de escala decamétrica y eje vertical. Si se compara con la figura 5.35a se observa que la orientación de este sistema de fracturas es subparalelo a la charnela misma del pliegue en el cual se encuentran. Intervalo desde el metro 15 al 25 de la sección b. Segundo sistema de fracturas medido en esta sección. Intervalo en los primeros 5 metros de la misma.

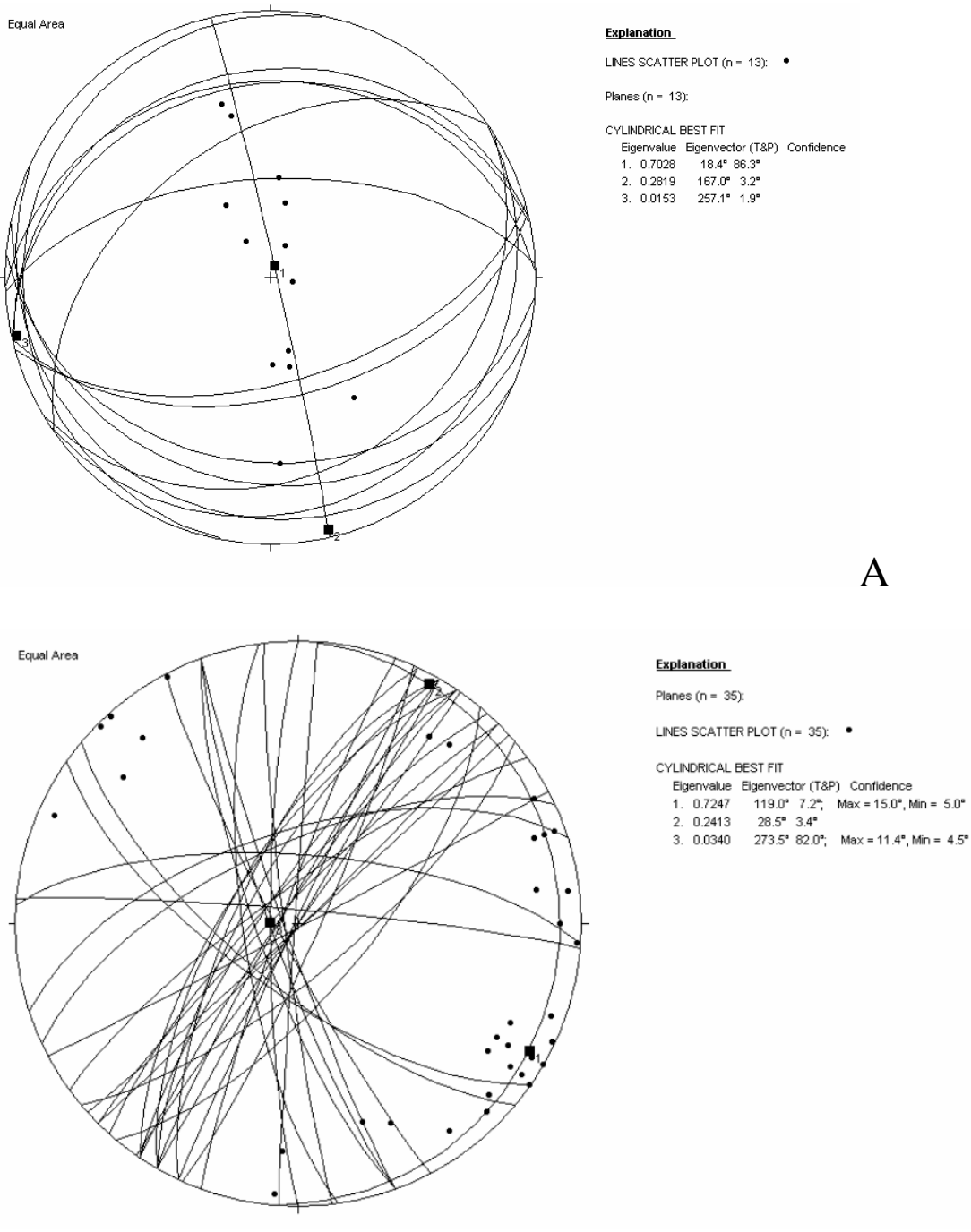


Figura 154. a. Eje rotado del pliegue en cuya charnela fueron medidas las fracturas de la figura 155a. b. Eje de plegamiento en posición original (sin rotar) de todos los datos de estratificación medidos a lo largo de la sección por el camino.

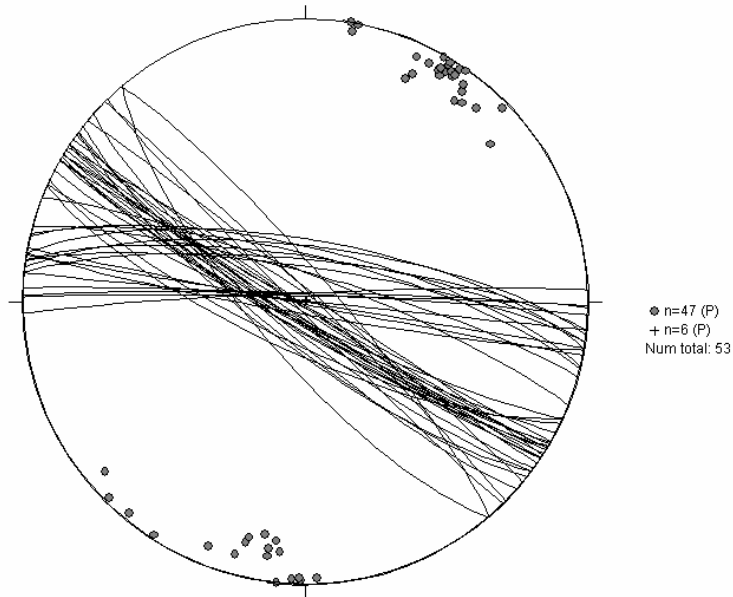


Figura 155. Compilación de fracturas con orientación WNW-ESE medidas en los perfiles intermedio y superior.

En Coscuez las fracturas medidas a lo largo de 4 niveles diferentes ilustran la presencia de un fracturamiento preferencialmente orientado perpendicular a So. Los planos de fractura alcanzan un mayor agrupamiento y verticalidad tras ser rotados dos veces, la primera según el eje de pliegue local y la segunda horizontalizando la estratificación previamente rotada.



#### 4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

El presente estudio muestra evidencias respecto a la presencia restringida por el contexto paleogeográfico de ciertas facies que más adelante constituyen la roca encajante de las mineralizaciones de esmeraldas. Evidencias de dicho comportamiento solo se estudiaron en la secuencia más inferior del Cretáceo del cinturón esmeraldífero oriental. Según eso, parece ser que la presencia de facies de lodolitas asociadas con depositación submareal en una albufera (“lagoon”) e intercaladas con facies supramareales e intermareales de tapices de algas y pseudomorfo de evaporitas, constituyen asociaciones de facies ideales para el desarrollo posterior de mineralizaciones con paragénesis típicas de las esmeraldas. Estas facies se restringirían al W de la Falla del Garabato asociadas muy probablemente a un alto estructural del Cretáceo Inferior ya que no se observan en secciones que se cree que podrían ser equivalentes laterales al W de la Falla del Garabato.

Sin embargo, se requieren más secciones y más detalle para llegar a afirmar que estas condiciones por sí solas ya pueden ser una guía potencial de exploración de nuevas áreas. Pueden existir factores adicionales sutiles en el condicionante estratigráfico que deben ser detectados y estudiados. Por ejemplo, la secuencia del segmento inferior de la columna del Río Chivor Alto, posee unas asociaciones faciales similares a las observadas en las columnas del Río Batatas y la Mina de Chivor (Soescol) pero no hay evidencias mayores de albitización ni mineralizaciones.

Es importante también señalar que contrario a lo afirmado por *Branquet et al.*, (1999), los niveles que contienen las mineralizaciones de esmeraldas no representan un horizonte continuo, ni aun al W de la Falla del Garabato. Por el contrario, si bien por lo general se encuentran en una posición estratigráfica similar, el horizonte que contiene las mineralizaciones esta sujeto a cambios laterales de facies, como lo demuestran las secciones levantadas en el Río Chivor y el Río Batatas.

Sin embargo, la presencia de mineralizaciones de esmeraldas en pseudomorfos de evaporitas en el cinturón oriental, refuerza aun más las conclusiones obtenidas por *Giuliani et al.*, (1995) en cuanto a un origen a partir de salmueras evaporíticas de buena parte de los fluidos mineralizantes. Pero así mismo hace mucho más viable un origen en un sistema cerrado y autóctono, implicando migraciones de fluidos de cortas distancias. Con respecto a este punto se recomienda verificar si en el cinturón occidental la unidad encajante también es de pseudomorfos de evaporitas.

En este reporte se consignan los resultados de la primera caracterización existente del patrón de fracturamiento de las rocas del Cretáceo Inferior de la Cordillera Oriental. La

gran mayoría de las fracturas sistemáticas medidas y reportadas tienen un ángulo de buzamiento perpendicular al ángulo de buzamiento de la estratificación y por lo tanto en estado restituido son verticales. Se proponen tres situaciones diferentes en cuanto tiene que ver con su temporalidad relativa:

Un estado pre-plegamiento durante un régimen de esfuerzos previo al que originó el plegamiento mismo. Se reportaron solamente en el flanco W del Anticlinal donde se encuentra la Mina “La Marina”. Esta cronología relativa de tales fracturas se dedujo puesto que son verticales en estado restituido y además no guardan ninguna simetría respecto a la estructura regional.

Un estado pre-plegamiento durante el cual si bien ya existía el régimen de esfuerzos que originó los pliegues, la flexión de las capas asociadas a los mismos aun no se había iniciado o era de muy bajo ángulo. Guardan una relación de simetría respecto al plegamiento regional. Estas corresponden con fracturas conjugadas que forman ángulos agudos entre sí, las cuales se reportaron en dos localidades. El flanco E del Anticlinal donde se encuentra la mina “La Marina” y la sección del Río Chivor Alto.

Fracturas paralelas y perpendiculares al eje de pliegue. Se originan durante los estados iniciales del plegamiento. Este juego de fracturas ortogonales y simétricas respecto al pliegue se constituyen en un elemento común respecto a otros cinturones plegados y de cabalgamiento (Stearns, 1968; Cooper, 1992; Coli & Sani, 1990; Florez-Niño et al., 2005). Estas fracturas a su vez se reportaron en virtualmente todas las localidades, excepto la mina de Chivor (Soescol) donde los resultados obtenidos no son inequívocos respecto a comportamiento alguno.

Al parecer el hecho de que las fracturas estén mineralizadas o no depende directamente de las unidades que las contienen. Entendiéndose en esta afirmación específica por mineralización, cualquier relleno mineralizante de las fracturas que no es necesariamente la paragénesis de las esmeraldas. De ese modo unidades pelíticas serían las más impropias para que las fracturas que contienen estén mineralizadas. En cambio las unidades calcáreas, incluyendo especialmente los pseudomorfos de evaporitas, serían más propensas a que fluidos mineralizantes rellenen las fisuras de estas rocas. Estos puntos ilustran lo que al parecer sería un régimen de migración de fluidos intraformacional y de cortas distancias en concordancia con lo dicho anteriormente.

El fracturamiento inicial es por lo tanto mayormente asociado a la deformación tectónica en sus estados iniciales. Estos estados iniciales también se asociarían desde el principio con una deformación interna penetrativa (foliación tectónica). Una vez estos procesos se inician las evidencias indican que ante un aumento en la amplitud de los pliegues y de la presión de fluidos se produciría el relleno de las fracturas preexistentes.

Dentro de ese proceso de mineralización, las observaciones indican que las mineralizaciones de esmeraldas son las más internas dentro de un crecimiento sintaxial.

Sin embargo, en un estado posterior, ante una amplificación aun mayor de los pliegues, en muchos casos las venas mineralizadas extensionales terminan pasivamente en posiciones dentro del pliegue que implican que ahora estas sufren acortamiento y plegamiento ptigmático. Así mismo se produce un brechamiento hidráulico ante una presión de fluidos finalmente máxima.

En esta sucesión de eventos, la cual se resume en la Tabla 2, por lo tanto las mineralizaciones están englobadas dentro del intervalo de un proceso de plegamiento. Durante este estudio se demostró que el fracturamiento y sin duda alguna, buena parte de las mineralizaciones que rellenan las fracturas, están entonces totalmente ligadas a fenómenos flexurales. Más aun, parece ser que ciertas mineralizaciones de calcita se asocian directamente a disolución por presión en las capas directamente adyacentes, donde se genera foliación tectónica y migración directa de fluidos hacia las fracturas circundantes. El caso del Río Batatas es muy ilustrativo respecto al proceso sugerido. Sin embargo, no se puede afirmar lo mismo con base en las evidencias encontradas respecto a las paragénesis específicas de las mineralizaciones de esmeraldas. Ciñéndonos estrictamente a las evidencias aquí aportadas no se puede descartar del todo un escenario donde la mineralización específica de las esmeraldas pueda tener que ver con otros procesos, por ejemplo migración de fluidos hidrotermales externos a la roca encajante. Pese a esto, sean cuales fueren esos procesos adicionales, no fueron anteriores ni posteriores a un proceso de plegamiento y deformación interna, fueron contemporáneos (Tabla 2).

Las observaciones del fracturamiento hidráulico en áreas como la zona mineralizada de Coscuez y el Río Batatas muestran que la migración de fluidos se produjo probablemente en mayor cantidad a través de los planos mismos de estratificación, mientras que las zonas de brechamiento hidráulico nunca se observaron como niveles estratiformes continuos implicando que sean vías de migración de fluidos. Las fracturas perpendiculares a la estratificación por su parte tienen longitudes muy cortas para representar vías de migración representativas. Las zonas de falla permanecen como una hipótesis no demostrada y solo ocasionalmente observada. De esa forma, contrario a lo que argumenta *Branquet et al.*, (1999b) no se encontró evidencia alguna de que la migración de fluidos se haya dado mayormente a través de fallas de cabalgamiento. Los casos documentados son aislados (ej confluencia Río Chivor-Río Guavio) y tampoco indican que las zonas de falla o contactos mecánicos puedan llegar a ser sitios potenciales para la prospección. Si bien es cierto que minas como “El Diamante” o “Las Cruces” en la región de Gachalá están localizadas cerca del trazo de la Falla del Garabato, otras localidades como “Las Vegas de San Juan”, “Mata de Fique” o “Chivor” no parecen estar localizadas en zonas de fallas mayores ni en posiciones cercanas a las mismas lo suficientemente evidentes para afirmar una relación causa efecto. Por el contrario en todas ellas la posición estratigráfica es muy similar, por lo cual este factor parece tener mucho más peso. Tampoco se observaron casos suficientes como para generalizar sobre la presencia de despegues mineralizados como asumen *Cheilletz et al.*, (1994) excepto en la confluencia del Río Chivor y el Guavio.

Posteriormente áreas como la zona mineralizada de Coscuez sufren un acortamiento aun mayor, probablemente contemporáneo con la mayor exhumación, el cual bascula las capas

a estados subverticales y probablemente rota localmente los ejes de pliegue a lo largo de ejes verticales. Las fracturas previamente formadas también son pasivamente basculadas en este proceso. Finalmente también se observó que en general hay una sobreimposición de deformación cataclástica tardía la cual en ningún caso se observó mineralizada.

La relación tectónica-mineralización no es sin embargo lineal. No parece ser necesario que para que haya mineralizaciones de esmeraldas se requiera de condiciones de deformación especialmente intensas. Entre otras cosas estas solo se dan en la zona mineralizada de Coscuez, pero en otras áreas como la mina de Chivor (Soescol – El Porvenir) los procesos de deformación mesoscópica interna o de plegamiento y fallamiento parecen haber sido menores. Sin embargo, este es un punto que especialmente requiere más datos para un análisis consistente.

Las observaciones llevadas a cabo aportan elementos para proponer que hay una sucesión de eventos común en ambos cinturones (a diferencia de lo propuesto por *Branquet et al.*, 1999) las cuales parten de los estados iniciales de plegamiento y culminan con el proceso mineralizante que conlleva a la formación de las esmeraldas (Tabla 2).

Los estudios de microsonda y de inclusiones fluidas de *Cheilletz et al.*, (1994) sirvieron como base para sustentar la hipótesis de que las mineralizaciones se producen antes de los procesos mayores de exhumación de la Cordillera. Esta observación coincide con las apreciaciones hechas en este estudio, donde un origen durante procesos cataclásticos superficiales parece inviable y en cambio un origen ante ciertas presiones y temperaturas en vista de su asociación con una fábrica planar- mayores de 150° es muy probable.

Así mismo las edades obtenidas por *Cheilletz et al.*, (1991) y *Cheilletz et al.*, (1995) que oscilan entre 32 y 38 Ma. para el cinturón occidental y 62 a 68 Ma. para el oriental, concuerdan con estudios regionales (*Gómez et al.*, 2003; *Restrepo et al.*, 2004; *Gómez et al.*, 2005; *Cortés et al.*, 2005) que muestran evidencias de la presencia de deformación y plegamiento desde el Maastrichtiano-Paleoceno y durante el Eoceno. El trabajo más cercano al área de estudio en el cinturón occidental es el de *Restrepo et al.*, (2004) quienes fijan el inicio de la deformación hacia el Paleoceno tardío – Eoceno temprano en este sector. Pero más aun la idea de *Montes et al.*, (2005) respecto a la presencia de acortamiento por deformación interna incluso desde el Campaniano tampoco diverge de las edades observadas por lo siguiente: Los procesos ligados a la deformación interna que conducen al desarrollo de una fábrica planar (por ejemplo foliación tectónica) los cuales fueron ilustrados aquí, no son instantáneos sino que por el contrario son el resultado de una deformación finita *Passchier & Trouw*, (1998) la cual puede abarcar periodos de tiempo muy largos. Esto pese a que el crecimiento de agregados minerales que rellenan vetas si es un proceso instantáneo. El fracturamiento observado, por su geometría, solo requiere un plegamiento en sus estados iniciales, cuya temporalidad puede ser muy variable de una localidad a otra. Esto quiere decir que ante dos condiciones sencillas como son enterramiento suficiente y deformación por plegamiento, la mineralización podría probablemente producirse en cualquier instante mientras tales condiciones duren (*Price & Cosgrove*, 1990) más aun si todas las condiciones proceden de un sistema cerrado roca



encajante-mineralización. Con lo cual la diferencia de edades entre ambos cinturones no implica necesariamente que los procesos y contextos tectónicos sean diferentes como lo proponen erróneamente *Branquet et al.*, (1999).

Esta discusión ilustra en todo caso que las edades existentes hasta la fecha y las evidencias estructurales encontradas en este informe, guardan una consistencia mutua entre otras cosas para descartar un origen magmático durante el Cretáceo Inferior o un origen reciente post-exhumación. Sin embargo si esta consistencia mutua se asume, unas edades de mineralización cercanas a 65 millones de años en el cinturón oriental (*Cheilietz et al.*, 1994) implicarían que las evidencias de deformación aquí expuestas datan de esa época. Constituyéndose por lo tanto en las primeras evidencias claras de deformación compresiva desde el Maastrichtiano-Paleoceno en el flanco oriental de la Cordillera Oriental.

Sin embargo de acuerdo a lo observado, el inicio de la exhumación si puede ser un factor que detenga los procesos mineralizantes, dadas las condiciones de presión y temperatura propuestas *Cheilietz et al.* (1994). En vista de esto, se recomienda como muy positivo para el entendimiento y contexto geológico de las edades absolutas de las mineralizaciones, llevar a cabo estudios de historia de exhumación de temperaturas intermedias, esto es utilizando trazas de fisión en zircones y apatitos. Estos estudios tienen la gran ventaja, frente a otras dataciones como el Ar-Ar, de poder ser llevados a cabo tanto en la roca encajante como en las mineralizaciones, con la única condición inicial de que se encuentren los minerales adecuados (apatitos y circones). En tales condiciones dataciones individuales tanto en la roca encajante como en la mineralización permitirían saber si la mineralización se debe a una anomalía termal local o a condiciones generales de presión y temperatura que afectaban a toda la unidad encajante como consecuencia de la pila de sedimentos. En el primer caso las edades de trazas de fisión de la roca encajante y las mineralizaciones serían diferentes mientras que en el segundo las edades serían idénticas.

Es necesario mencionar que todas estas observaciones deben ser tomadas aun como un primer dato y no como ideas definitivas. El hecho de que el volumen de datos no sea lo suficientemente denso como para representar todas las localidades mineralizadas puede producir un sesgo en la interpretación general de las poblaciones de venas y fracturas por solo citar un ejemplo. Todo lo cual indica que se requieren así mismo más puntos de análisis estructural para robustecer el modelo y temporalidad relativa del fracturamiento.

Ya que de este estudio emergen ciertas propuestas sobre relaciones entre sedimentación y mineralización, como es apenas lógico la única forma de robustecer las ideas propuestas para convertirlas en verdaderas guías para la exploración es con una mayor densidad de datos. Esto es, si se consigue localizar, describir y caracterizar estratigráficamente con detalle cada uno de los horizontes productivos se facilitaría el buscar análogos y el entender que condiciona la presencia de tales análogos. Este estudio está lejos de haber llegado a ese punto.

## 5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALSHARHAN, A. S. & KENDALL, C. G. 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Sciences Reviews* No. 61.
- BAI, T. & POLLARD, D. D. 2000. Closely spaced fractures in layered rocks: initiation mechanism and propagation kinematics. *Journal of Structural Geology* No. 22. pp. 1409 – 1425.
- BEAUCHAMP, W. 2004. Superposed folding resulting from inversion of a synrift accommodation zone, Atlas Mountains, Morocco. *AAPG Memoir* No. 82. pp. 635 – 646.
- BRANQUET, Y. 1995. Estudio estructural de la mina de esmeralda de Coscuez. *Minerales de Colombia S.A.*, 30 páginas. Bogotá.
- BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., GIULIANI, G., LAUMONIER, B. & BLANCO, O. 1999 b. Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits, in *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. Edited by McCaffrey, Lonergan & Wilkinson. *Geological Society Special Publication* No. 155. pp. 183 – 195. London.
- BRANQUET, Y., LAUMONIER, B., CHEILLETZ, A. & GIULIANI, G. 1999. Emeralds in the Eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization. *Geology* No. 27. pp 597 - 600.
- BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., COBBOLD, P. R., BABY, P., LAUMONIER, B., C. & GIULIANI, G. 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Science* No. 15. pp 391 - 407.
- BÜRGL, H. 1961. El Jurásico e infracretáceo del Río Batá, Boyacá. *Boletín Geológico* No. 6. pp. 169 – 211.
- CARRIO-SCHAFFHAUSER, E. S., RAYNAUD, S., LATIERE, H. J. & MAZEROLLE, F. 1990. Propagation and localization of stylolites in limestones. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Edited by Knipe & Rutter. *Geological Society Special Publication* No. 54. pp. 193 – 199. London.

- CHEILLETZ, A., FÉRAUD, G., GIULIANI, G. & RODRÍGUEZ, C. T. 1991.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser-probe dating of the Colombian emerald deposits: Metallogenic implications, in Source. Transport and Deposition of Metals. Edited by Leory, G. Baikema. pp 373 - 376. Rotterdam.
- CHEILLETZ, A., FÉRAUD, G., GIULIANI, G. & RODRÍGUEZ, C. T. 1994. Time-pressure-temperature constraints on the formation of colombian Emeralds: a laser probe and fluid inclusion study. *Economic Geology* No. 89. pp 362 - 380.
- CHEILLETZ, A., GIULIANI, G., ZIMMERMAN, J. L. & RIBEIRO-ALTHOFF, A. M. 1995. Ages, geochemical signatures and origin of Brazilian and Colombian emerald deposits: A magmatic versus sedimentary model. *Mineral Deposits*. Edited by Zak, J. Balkema. pp 569 - 572. Rotterdam.
- CHEILLETZ, A. & GIULIANI, G. 1996. The genesis of Colombian emeralds: a restatement. *Mineralium Deposita* No. 31. pp 359 - 364.
- COLI, M. & SANI, F. 1990. Vein distribution in a thrust zone: a case history from the Northern Apennines, Italy. *Deformation Mechanisms, Reology and Tectonics*. edited by Knipe & Rutter. Geological Society Special Publications No. 54. pp. 475 - 482. London.
- COLMENARES, L. & ZOBACH, M. D. 2003. Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology* No. 31. pp. 721 - 724.
- COOPER, M. A. 1992. The analysis of fracture systems in subsurface thrust structures from the Foothills of the Canadian Rockies. *Thrust Tectonics*. Edited by McKlay, Chapman & Hall. Pp. 391 - 406. London.
- CORTÉS, M., ANGELIER, J. & COLLETA, B. 2005. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics* No. 24.
- DAVIS, G. H. & REYNOLDS, S. J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*, 2<sup>nd</sup>. 800 pp. Wiley, New York.
- DE SITTER, L. U. 1964. *Structural Geology*, 2<sup>nd</sup>. 551 pp. McGraw-Hill. New York.
- DITTMAR, D., MEYER, W., ONKEN, O., SCHIEVENBUSCH, T., WALTER, R. & VON WINTERFELD, C. 1994. Strain partitioning across a fold and thrust belt: the Rhenish Massif, Mid-European Variscides. *Journal of Structural Geology* No. 16. pp. 1335 - 1352.
- DUNNE, W. M. & HANCOCK, P. L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. *Continental Deformation*. Edited by Hancock. Pergamon Press. pp. 101 - 120. Oxford.

- DURNEY, D. W. & RAMSAY, J. G. 1973. Incremental strain measured by syntectonic crystal growths. *Gravity and Tectonics*. Edited by De Jong & Scholten. John Wiley and Sons. pp. 67 – 96. New York.
- ECHAVARRIA, L. R., HERNANDEZ, R., ALLMENDIGER, R. W. & REYNOLDS, J. 2003. Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of Andean Evolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* No. 87. pp. 965 – 985.
- EINSELE, G. 2000. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*. 2nd Edition, 792 pp. Springer Verlag. Berlín.
- ERSLEV, E. A. 1988. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. *Journal of Structural Geology* No. 10. pp. 201 – 209.
- FLOREZ-NIÑO, J. M., AYDIN, A., MAVKO, G., ANTONELLI, M. & AYAVIVRI, A. 2005. Fault and fracture systems in a fold and thrust belt: An example from Bolivia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* No. 89. pp. 471 – 493.
- FRY, N. 1979. Random point distributions and strain measurements in rocks. *Tectonophysics* No. 60. pp. 806 – 807.
- GARNICA, J. & PARRADO, R. 1987. Estudio de la discordancia entre el paleozoico y el Cretáceo en el área de del proyecto hidroeléctrico del Río Guavio al este de Gachalá (Cundinamarca). Tesis de Maestría. 97 pp. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- GAWTHORPE, R. L. & LEEDER, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* No. 12. pp. 195 – 218.
- GEOESTRATOS-INGEOMINAS. 2005. Columna estratigráfica Río Chivor. En Preparación. INGEOMINAS. Bogotá.
- GEOSEARCH-INGEOMINAS. 2005. Levantamiento de información estratigráfica y muestreo paleontológico, geoquímico e isotópico en secciones estratigráficas en el terreno del Cretácico Inferior del sector central de la Cordillera Oriental. Sección Pauna - San Pablo de Borbur. pp. 50. En Preparación. INGEOMINAS. Bogotá.
- GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., RUEDA, F., FÉRAUD, G. & FRANCE-LANORD, C. 1995. The genesis of the Colombian emerald deposits: An unique example of beryllium mineralization developed in a black shale environment. *Mineral Deposits*. Edited by Pasava, Kribek & Zak. Balkema. Pp. 943 – 946. Rotterdam.



- GÓMEZ, E., JORDAN, T. E., ALLMENDIGER, R. W. & CARDOZO, N. 2005. Development of the Colombian foreland-system basin as a consequence of the diachronous exhumation of the northern Andes. Geological Society of America Bulletin No. 117. pp. 1272 – 1292.
- GÓMEZ, E., JORDAN, T. E., ALLMENDIGER, R. W., HEGARTY, K., KELLEY, S. & HEIZLER, M. 2003. Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. Geological Society of America Bulletin No. 115. pp. 131 – 147.
- HANCOCK, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practices. Journal of Structural Geology No. 7. pp. 431 – 457.
- JENSEN, M. & BATEMAN, A. M. 1981. Economic Mineral Deposits, 3rd Edition. 593 pp. John Wiley & Sons. New York.
- KALKOWSKY, E. 1998. Oolith und stromatholit im norddeutschen Buntsandstein. Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft No. 60. pp. 68 – 125.
- KAMMER, A. 1999. Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. Geología Colombiana No. 24. pp. 29 – 52. Bogotá.
- KLEY, J. & MONALDI, C. R. 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. Tectonics No. 21. pp. 1 – 18.
- LISLE, R. J. 1994. Palaeostrain analysis. Continental Deformation. Edited by Hancock. Pergamon Press. pp. 28 – 42. Oxford.
- LOGAN, V. W., REZAK, R. & GINSBURG, N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. Journal of Geology No. 72. pp. 68 – 83.
- MALTMAN, A. J. 1994. Prelithification deformation. Continental Deformation. Edited by Hancock. Pergamon Press. pp. 149 – 158. Oxford.
- MATTAUER, M. 1976. Las Deformaciones de los Materiales de la Corteza Terrestre. 524 pp. Omega. México D.F.
- MONTES, C., HATCHER, R. D. & RESTREPO, P. A. 2005. Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras – Girardot area, Colombia. Tectonophysics No. 399. pp. 221 – 250.
- MORA, A. & KAMMER, A. 1999. Comparación de los estilos estructurales en la sección entre Bogotá y los Farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia. Geología Colombiana No. 24. pp. 55 – 82. Bogotá.



- PASSCHIER, C. W. & TROUW, A. J. 1998. *Microtectonics*. 289 pp. Springer Verlag. Berlín.
- PETERS, S. G. 2004. Syn-deformational features of Carlin-type Au deposits. *Journal of Structural Geology* No. 26. pp. 1007 – 1023.
- PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. 1990. *Analysis of Geological Structures*. 516 pp. Cambridge University Press. Cambridge.
- RAMSAY, J. G. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* No. 284. pp. 135 – 139.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume I: Strain Analysis*. 307 pp. Academic Press. San Diego.
- READING, H. G. & COLLINSON, J. D. 1996. *Clastic coasts. Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Edited by Reading, H. G. Blackwell Science. Pp. 154 – 231. Oxford.
- RESTREPO, P. A., COLMENARES, F., HIGUERA, C. & MAYORGA, M. 2004. A fold-and-thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia- Style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping, in *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. Edited by McKlay. AAPG Memoir No. 82. pp. 598 – 613. Tulsa.
- RIDING, R. 2000. Microbial carbonates: the geologic record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* No. 47. pp. 179 – 214.
- ROYO & GÓMEZ, J. 1945. Fósiles Carboníferos e Infra-Cretácicos del Oriente de Cundinamarca. *Compilación de Estudios Geológico Oficiales de Colombia*. Vol. IV. INGEOMINAS. pp. 193 – 246. Bogotá.
- RUST, B. & KOSTER, E. 1984. Coarse alluvial deposits. *Facies Models*. Edited by Walker, R. Geological Association of Canada. pp. 53 – 59. St. John Newfoundland.
- SAFARICZ, M. & DAVIDSON, I. 2005. Pressure solution in chalk. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* No. 89. pp. 383 – 401.
- SHANMUGAN, G. 1997. The Bouma sequence and the turbidite mind set. *Earth Science Reviews* No. 42. pp. 201 – 229.
- SIBSON, R. H. 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. *Basin Inversion*. Edited by Buchanan & Buchanan. Geological Society of London Special Publication No. 88. pp. 3 – 21.

- SIBSON, R. H. 2004. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation. *Journal of Structural Geology* No. 26. pp 1127 – 1136.
- STEARNS, D. W. 1968. Certain aspects of fracture in naturally deformed rocks). *Rock mechanics seminar*. Edited by Riecker. pp. 27-116. Terrestrial Sciences Lab Air Force. Cambridge Research Lab. Bedford, Massachusetts.
- SUPPE, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* No. 283. pp. 684 – 721.
- TREKAMP, R., KELLOGG, J. N., FREYMUELLER, J. T. & MORA, H. P. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern Southamerica. CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* No. 12. pp. 157 – 171.
- TRIPP, G. I. & VEARNCOMBE, J. R. 2004. Fault/fracture density and mineralization: a contouring method for targeting in gold exploration. *Journal of Structural Geology* No. 26. pp. 1087 – 1108.
- TUCKER, M. E & WRIGHT, V. P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. 482 pp. Blackwell. Oxford.
- TWISS, R. & MOORES, E. 1992. *Structural Geology*. 532 pp. Freeman. New York.
- URAI, J. L. & WILLIAMS, P. F. 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *Journal of Structural Geology* No. 13. pp. 823 – 836.
- WARREN, J. K. & KENDALL, C. G. 1985. Comparison of marine (subaerial) and salina (subaqueous) evaporites: ancient and modern. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* No. 69. pp. 1013 – 1023.
- WILLIAMS, P. F. & URAI, J. L. 1989. Curved vein fibers - an alternative explanation. *Tectonophysics* No. 172. pp. 235 – 253.
- WRIGHT, V. & BURCHETE, T. 1996. *Shallow-water carbonate environments. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Edited by Reading, H. G. Blackwell Science. Oxford.