



Estructuras y Deformaciones del Borde Oriental del Macizo de Floresta

ANDREAS KAMMER

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Apartado 14490, Bogotá, Colombia

KAMMER, A. (1996): Estructuras y Deformaciones del Borde Oriental del Macizo de Floresta.- Geología Colombiana No. 21, p. 65-80, 9 Figs., 1 Tabla, Santa Fé de Bogotá.

Palabras Claves: Macizo de Floresta, Cordillera Oriental

RESUMEN

En el área comprendida entre Paz de Río y Corrales se cartografió un relevo de dos fallas mayores que se denominan fallas de Soapaga y Corrales en este trabajo y las cuales se caracterizan cada una por un estilo estructural muy particular. Las capas del bloque yacente de la Falla de Soapaga buzan moderadamente hacia esta última, definiendo una cuña sedimentaria. En el bloque colgante, las capas asumen un buzamiento hacia el interior del Macizo de Floresta, debido a la presencia de un sinclinal marginal. La Falla de Corrales, en cambio, se desarrolla a partir de una flexión del flanco oriental del Macizo de Floresta. El plegamiento de este flanco condujo probablemente a un despegue de la cobertera al frente del macizo, que se amortiguó en un pequeño anticlinorio. Este anticlinorio está separado por bloques o mesas poco deformados del flanco interno del Alto de Pisba que está afectado por pliegues abiertos.

ABSTRACT

The eastern border of the Floresta Massif is affected by two major reverse faults which relieve each other in the area of the present study. Each fault is characterized by a proper structural style. The strata around the northerly Paz de Río fault display "reverse - drag" relations, as the sediments of the footwall block define a major wedge against the fault, and as the hangingwall block is affected by a marginal syncline. The southerly Corrales fault, however, relates to a bending and inversion of the massif's eastern flank, without resembling a typical drape-induced detachment, however. Folding of this eastern flank produced probably some excess length of the sedimentary cover which was consumed within a small anticlinorium to the east of the massif. This anticlinorium is separated further east by faulted blocks or mesas from a more internal, folded zone of the Pisba high.

1. INTRODUCCION

Las fallas son estructuras que, por escapar a la observación directa, deben analizarse en un contexto estructural amplio. En la Cordillera Oriental, las fallas inversas se caracterizan por una segmentación longitudinal de decenas de kilómetros y sus expresiones estructurales se manifiestan por la presencia de sinclinales marginales en los bloques levantados y un basculamiento del bloque yacente hacia el bloque levantado. Esta disposición se parece a las estructuras producidas alrededor de fallas en medios elásticos y ha sido caracterizado para fallas normales como "arrastre inverso" (HAMBLIN 1965). Levantamientos cartográficos en las terminaciones de las fallas de Suárez, Servitá y Boyacá muestran, que estas estructuras dan paso a flexuras sencillas dentro de distancias relativamente cortas. Estas situaciones se prestan para dos conclusiones: 1) deben hacerse correlaciones estructurales por medio de los antiformes o altos estructurales de la Cordillera Oriental, y no por las fallas; y 2), estas fallas deberían ser planos de alto ángulo.

Fallas que no caben en el esquema esbozado o se diferencian por estructuras más intrincadas, se encuentran al borde oriental del Macizo de Floresta. El documento base para la revisión de estas estructuras es una compilación cartográfica a escala 1:10'000, que ha sido condensada en la Fig.2 y que el autor tuvo la oportunidad de completar durante varios campos de cartografía, durante la dirección de un trabajo de grado (CARDOZO & ZUÑIGA 1995) y la ejecución de un proyecto de investigación, sumándose un total de 32 días de campo. Lejos de dar resultados definitivos, pretendemos a continuación presentar nuestros hallazgos y conclusiones, y así sentar una base de discusión para trabajos futuros.

Por su interés económico, su hermoso paisaje y sus buenos afloramientos, la región ha atraído a diferentes geólogos, entre los cuales CEDIEL (1969), REYES & REYES (1969), REYES (1984) y CARDOZO & ZUÑIGA (1992) contribuyeron a su levantamiento cartográfico y a su comprensión

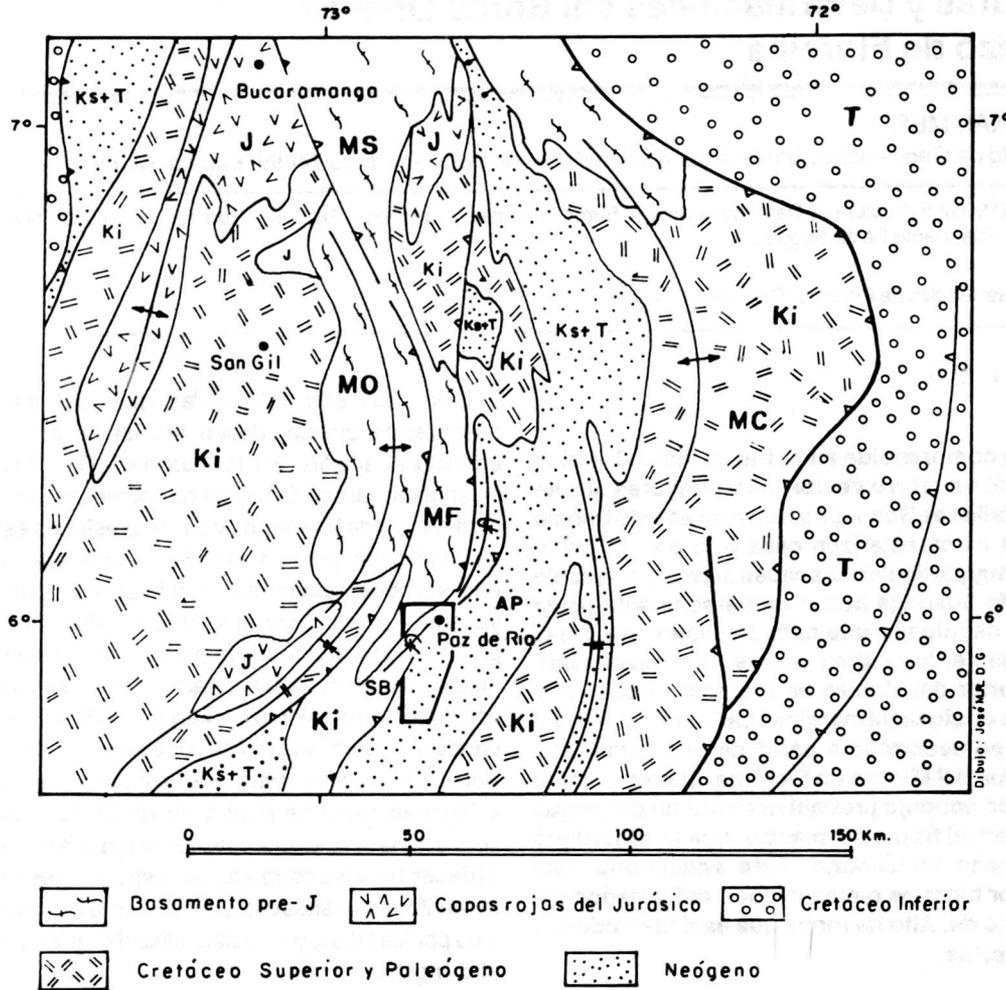


Fig. 1. Mapa de ubicación del área de estudio. MS: Macizo de Santander; MO: Macizo de Onzaga-Mogotes; MF: Macizo de Floresta; MC: Macizo del Nevado del Cocuy; AP: Alto de Pisba; SB: Sinclinal de Betétiva.

estructural.

2. UBICACION ESTRUCTURAL DE LA REGION

Una primera aproximación a la situación estructural de la región la da el esquema de la Fig. 1, la cual ubica las fallas del borde oriental del Macizo de Floresta y un sinclinal que separa el Macizo de Floresta en su costado occidental del Alto de Pisba en su costado oriental y al que nos referimos como Sinclinal de Betétiva en este trabajo. La figura recalca dos rasgos más: 1) La región se ubica en el brazo meridional del arco dominado por el Macizo del Cocuy, y 2), el Sinclinal de Betétiva se caracteriza por una asimetría notoria que se manifiesta por una posición invertida o una ausencia completa de su flanco occidental y que indica una vergencia hacia el E. Esta vergencia se manifiesta también

en los altos estructurales circundantes y tiene su mayor expresión en el arco del Cocuy. En modelos que se basan en sistemas de fallas interconectadas, esta vergencia ha sido tomada como criterio para inferir un transporte tectónico general hacia el W (COLLETTA *et al.* 1990; DENGU & COVEY 1993; COOPER *et al.* 1995).

3. UNIDADES LITOLÓGICAS

El basamento metamórfico consta de filitas con prorrifloblastos de cordierita (?), esquistos cloríticos y neises migmatíticos, y muestra una foliación sub-vertical en el borde oriental del Macizo de Floresta. Este basamento está recubierto por las arenitas cuarzosas de la Formación Tibet, las limolitas de la Formación Floresta y las capas rojas de la Formación Cucho. Esta secuencia abarca el

Cretáceo Inferior apuntan otra vez hacia un contacto discordante en el tope de esta unidad. Muestra, además, intercalaciones tobáceas y manifestaciones de una actividad ígnea ácida. Estas características cuestionan su correlación con la Formación Girón, que carece de depósitos piroclásticos y exhibe facies transicionales hacia los sedimentos clásticos del Cretáceo basal (CEDIEL 1968; WARD *et al.* 1973). A pesar de estas dudas, nos referiremos a esta unidad como Formación "Girón", las comillas expresando el carácter provisional de esta asignación.

La columna cretácea y terciaria (BOTERO 1950) se caracteriza por una alternancia de formaciones incompetentes y competentes, las últimas diferenciadas por un tono sombreado en los perfiles de la Fig. 3. Sus espesores son variables y tienden a aumentar hacia el E del área de estudio, hecho que se confirmó en particular para el miembro superior de la Formación Ermitaño o la "Arenisca Tierna". En los perfiles se utilizaron espesores variables, tal como se obtuvieron a partir de las proyecciones del mapa base a los planos de perfil. Para el Terciario contamos con unos datos de subsuelo de una campaña de exploración de carbones en la parte septentrional del área de estudio (ARDILA & CUBIDES 1985).

4. ESTRUCTURAS DEL BORDE ORIENTAL DEL MACIZO DE FLORESTA

Las fallas del borde oriental del Macizo de Floresta se presentan en diferentes trazos,

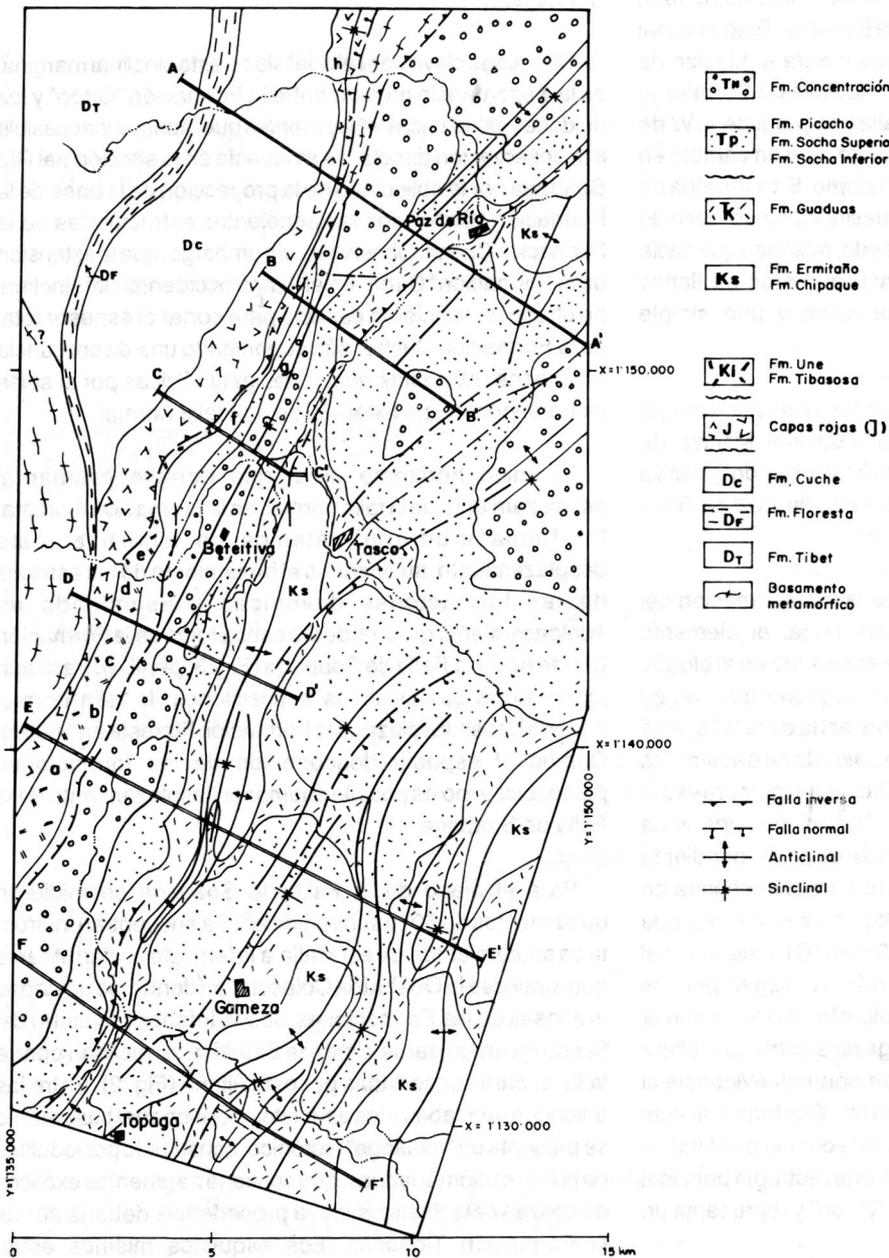


Fig. 2. Mapa geológico del área de estudio.

Devoniano y, eventualmente, el Carbonífero Inferior (MOJICA & VILLARROEL 1984). Los espesores de estas tres formaciones están sujetos a variaciones locales: La Formación Tibet no se presenta del todo en el flanco oriental del Macizo de Floresta y la Formación Cuche aumenta su espesor de 350m en la terminación meridional del macizo (MOJICA & VILLARROEL 1984) a 3500m en el corte del Río Soapaga (perfil A, Fig.3).

Separado por una discordancia angular, este conjunto paleozoico está seguido por una unidad de capas rojas que se ha correlacionado tradicionalmente con la Formación Girón (CEDIEL 1969). En el área de estudio consta de sedimentos aluviales y contiene un conglomerado basal conspicuo. Su espesor variable (200m a 500m) y el contacto tajante con los sedimentos del

que podemos situar con respecto al elemento estructural más continuo del área, el Sinclinal de Betétiva. Este sinclinal está limitado por dos fallas inversas contra el Macizo de Floresta, la Falla de Soapaga al N y la Falla de Corrales al S (Fig.2). El relevo de estas dos fallas se produce al W de Betétiva y coincide, significativamente, con un cambio en la organización interna del sinclinal mismo. En esta zona de transición el Sinclinal de Beteitva muestra su flanco invertido completo, aunque bastante adelgazado, mientras que hacia las dos fallas mencionadas el sinclinal pierde su flanco occidental y se degenera a una cuña o una simple imbricación.

Dos fallas inversas adicionales pertenecen, por levantar bloques occidentales, al borde oriental del Macizo de Floresta. Afectan el flanco occidental del sinclinal de Betétiva y se denominarán en este informe Falla de Paz de Río y Falla del Cerro Culata (Fig.2).

La Falla de Soapaga: Aparte de la transformación del Sinclinal de Betétiva a una simple cuña, el elemento distintivo de la Falla de Soapaga se encuentra en el bloque levantado en forma de un sinclinal estrecho que, en su costado oriental y formando el propio techo de la falla, está limitado por una lámina o un bloque delgado de basamento metamórfico. Este sinclinal se manifiesta por primera vez al NW de Betétiva en la Formación "Girón" por una zona delgada de un buzamiento opuesto al de la pendiente estructural del bloque levantado. En esta área se encontraron también los primeros lentes de esquistos cloríticos, que componen aquí el basamento (Fig. 3, perfil C). Este sinclinal se ensancha hacia el N, en donde, a juzgar por los buzamientos más acentuados, adquiere también una mayor amplitud. En el corte del Río Soapaga esta estructura aflora sobre un desnivel de 300m. Aquí se pone en evidencia la orientación vertical de su plano axial. Conforme a esta actitud, se observa en la zona de la bisagra del sinclinal un clivaje que, localmente, hasta define la anisotropía principal en las capas rojas de la Formación "Girón" y representa un clivaje de plano axial.

La estructura interna de este sinclinal se deduce en el corte del Río Soapaga por medio del conglomerado basal de la Formación "Girón". Este conglomerado está plenamente desarrollado en el flanco occidental, se trunca sin embargo en un ángulo ligeramente oblicuo contra el bloque de basamento metamórfico que forma la parte colgante de la Falla de Soapaga (Fig. 3, perfil A). De hecho, este truncamiento se debe a una falla normal de una actitud muy inclinada que, en combinación con la Falla de Soapaga, facilitó la protrusión de la lámina o del bloque marginal del Macizo de Floresta. La alta inclinación de esta falla normal excluye también un buzamiento moderado de la Falla de

Soapaga.

Otro rasgo clave para el análisis de este sinclinal marginal es la discordancia angular entre la Formación "Girón" y las unidades paleozoicas infrayacentes que, aunque inaccesible a la observación directa, se evidencia en la sección del Río Soapaga por la oblicuidad de la proyección de la base de la Formación "Girón" con las pendientes estructurales de la Formación Cucho. Obsérvese, sin embargo, que la extensión de la Formación "Girón" en el flanco occidental del sinclinal no ofrece un suficiente espacio para cortar el espesor total de la Formación Cucho, aún suponiendo una discordancia angular de 90°. Estas relaciones geométricas por sí solas ya presuponen la existencia de una falla normal.

El único horizonte guía, que permite estimar el desplazamiento de la falla normal, es la Formación Floresta. De forma arbitraria tratamos de minimizar este desplazamiento, suavizando el buzamiento de los estratos de las formaciones devónicas y asumiendo un adelgazamiento gradual de las capas rojas de la Formación Cucho hacia la Falla de Soapaga (Fig. 3, perfil A). Pero aún tomando en cuenta estas suposiciones, la falla normal debería haber desplazado la Formación Floresta en 1500m. Debido al espesor desconocido de las formaciones paleozoicas, no es posible estimar el desplazamiento de la Falla de Soapaga.

Para el plano de la Falla de Soapaga se midieron buzamientos de 60° a subverticales. Se encuentran instructivos afloramientos de esta falla a lo largo de un carretable que atraviesa la Quebrada Colacote, en donde las unidades arenosas de las Formaciones Socha Inferior y Picacho del flanco invertido del sinclinal de Betétiva se reclinan contra la falla, para ser cortadas por esta última (Fig. 2). Entre las unidades truncadas y los esquistos cloríticos del basamento se presenta un "mélange" tectónico, constituido por lodolitas de la Formación Guaduas, que contiene fragmentos exóticos de calizas cataclásticas, cuya procedencia debería ser de la Formación Tibasosa. Los esquistos mismos están transformados a lo largo de planos de movimiento a ultracataclastitas; hasta la fecha no se han terminado las secciones delgadas correspondientes en el laboratorio del Departamento.

Los datos estructurales de lado y lado de la falla definen un rumbo uniforme de N40°E, de acuerdo al curso rectilíneo de la falla al S de Paz de Río (Fig. 4f, g y h).

La Falla de Corrales: El relevo de las dos fallas inversas se produce al W de Betétiva en el mayor receso del contacto entre basamento pre-cretáceo y su cobertera. De ahí hacia el S, el patrón estructural del borde oriental del

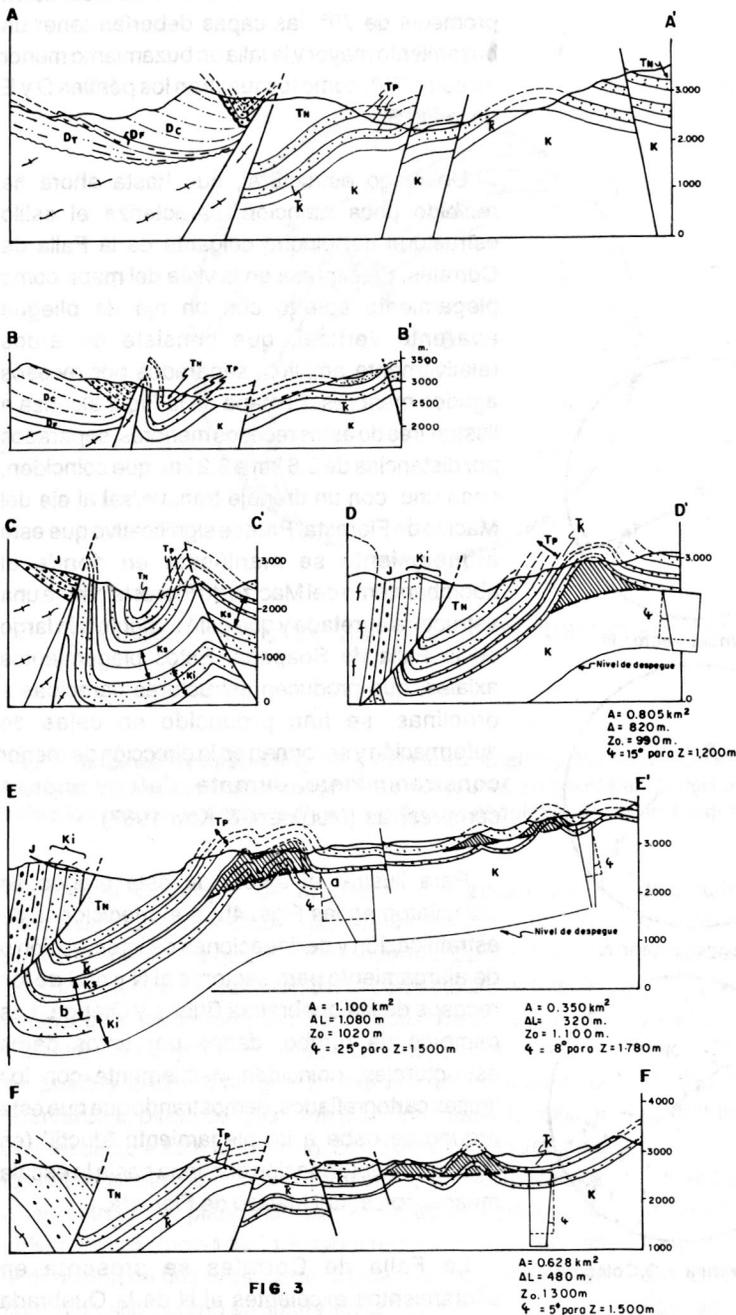


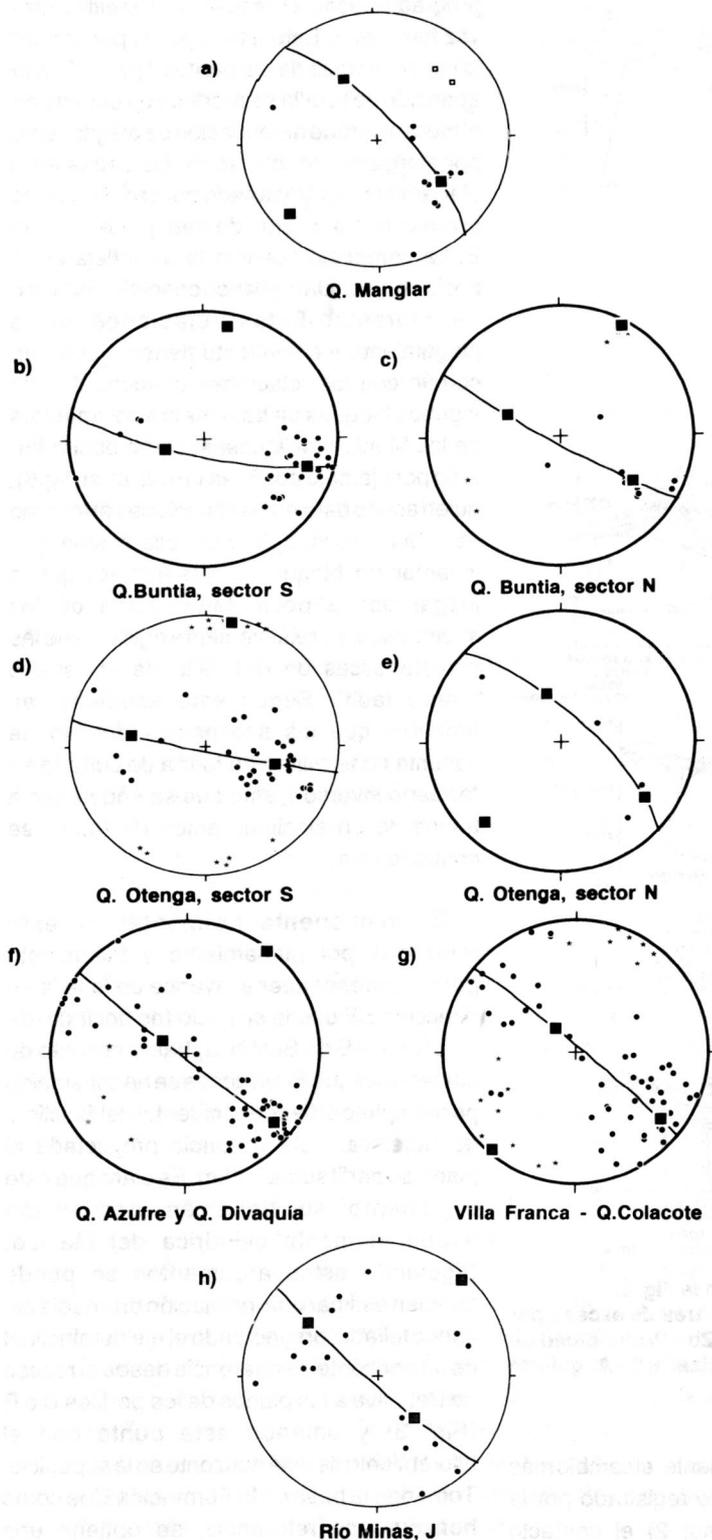
Fig. 3. Cortes geológicos. Su ubicación está trazada en la Fig. 2. Símbolos utilizados en los cálculos de despegue: A - Área de exceso por encima de un nivel de referencia; ΔL - Acortamiento; Z_o - Profundidad de despegue sin cizalla; z - Profundidad de despegue con cizalla; ψ - Angulo de cizalla.

Macizo de Floresta cambia consistentemente con respecto a los siguientes aspectos (Figs. 2 y 3): 1) Las capas se ensanchan

considerablemente, el cambio más drástico siendo registrado por la Formación Une; 2) el contacto entre el basamento metamórfico y

su cobertera, así como las unidades del Cretáceo Inferior, asumen posiciones subverticales e invertidas; y 3), el contacto prograda desde el receso de Betétiva otra vez hacia el E. Este último punto parece ser la consecuencia de los puntos 1) y 2): Con la aparición de la falla se produce un cambio en el mecanismo de deformación de plegamiento por alargamiento interno de las capas a un plegamiento acompañado por un fallamiento inverso, con dirección de transporte hacia el E. La vergencia acentuada se refleja en la posición invertida del flanco oriental del Macizo de Floresta. Estas relaciones entre plegamiento y fallamiento tienen mucho en común con las relaciones estructurales de algunos bloques de basamento del antepaís de las Montañas Rocosas, como documentado por ejemplo por BERG (1962; cf. su fig. 6), quien acuñó para estas situaciones el término de "fold - thrust uplift". La falla misma, por levantar un bloque de basamento, que a juzgar por la poca deformación de los sedimentos, es relativamente rígido, tiene las características de una falla de arrastre o "drape fault". Según este esquema, es probable que los sedimentos del bloque yacente no terminen en forma de cuña (o en "arrastre inverso"), sino que se enderecen a través de un sinclinal, antes de truncarse contra la falla.

El componente horizontal de este transporte por plegamiento y fallamiento podría corresponder al avance de la falla en dirección SE desde su inicio (es decir desde el receso al E de Betétiva) hasta el punto de su pleno desarrollo, en donde se ha consumido por completo el flanco occidental del Sinclinal de Betétiva. Esta distancia proyectada al plano de perfil suma 1.7 km. Es claro que este argumento se basa en una visión extremadamente cilíndrica del Macizo. Siguiendo estos argumentos se puede también estimar una inclinación promedio del flanco fallado, proyectando el eje del sinclinal de un horizonte de referencia desde el receso de Betétiva a los planos de los perfiles D o E (Fig. 3) y uniendo este punto con el afloramiento de este horizonte en la superficie. Tomando la base de la Formación Une como horizonte de referencia, se obtiene una inclinación de 70° . Ahora bien, para producirse



un desplazamiento a lo largo de la Falla de Corrales y tomando en cuenta esta inclinación promedia de 70° , las capas deberían tener un buzamiento mayor y la falla un buzamiento menor de estos 70° , como lo muestran los perfiles D y E de la Fig.3.

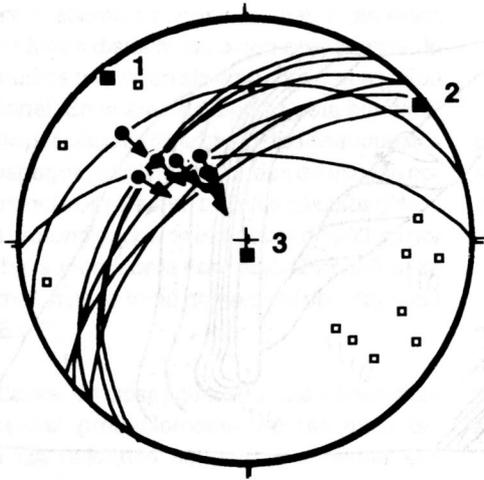
Un rasgo estructural, que hasta ahora ha recibido poca atención, caracteriza el estilo estructural del bloque colgante de la Falla de Corrales. Se expresa en la vista del mapa como plegamiento abierto con un eje de pliegue aparente vertical, que consiste de arcos relativamente amplios, separados por recesos agudos menores. El mapa de la Fig.2 alcanza a ilustrar tres de estos recesos menores, separados por distancias de 2.6 km a 3.2 km, que coinciden, cada uno, con un drenaje transversal al eje del Macizo de Floresta. Parece significativo que este arqueamiento se manifiesta en donde el abombamiento del Macizo de Floresta define una estructura apretada y que está ausente a lo largo de la Falla de Soapaga. Estos plegamientos axiales, que producen estructuras parecidas a oroclinas, se han producido en cajas de deformación y se forman en la dirección de menor constreñimiento durante deformaciones compresivas (MULUGETA & KOYI 1987).

Para ilustrar el efecto de este arqueo se compilaron en las Figs. 4b) a e) mediciones de estratificación y de lineaciones de intersección o de alargamiento para sectores al N y al S de los recesos de las quebradas Buntía y Otengá. Los cambios de rumbo, dados por estos datos estructurales, coinciden visiblemente con los límites cartografiados, demostrando que este arqueo se debe a un plegamiento "dúctil" (es decir a una deformación continua hasta la escala mesoscópica) del Macizo de Floresta.

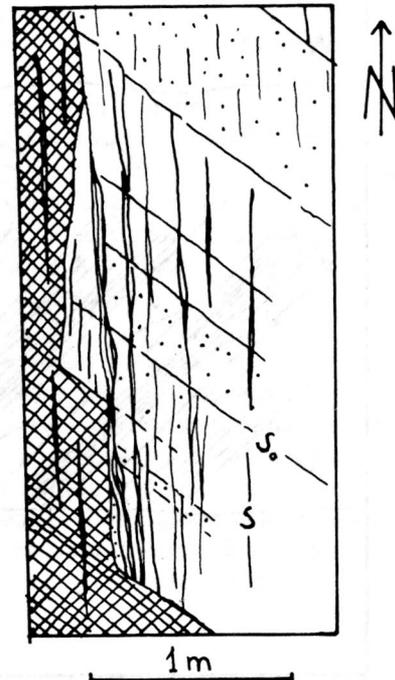
La Falla de Corrales se presenta en afloramientos excelentes al N de la Quebrada Manglar, en donde separa las lutitas de la

Fig. 4. Compilaciones de datos estructurales en la proyección estereográfica de igual área, hemisferio inferior. Los puntos representan polos de planos de estratificación; los asteriscos representan lineaciones. Para cada población se indica un círculo mayor de mejor ajuste.

a)



b)



Q. Manglar, falla entre las fmes Concentración y Picacho

Fig. 5. Datos estructurales (Fig. 5a) y vista horizontal (Fig. 5b) de un afloramiento de la Falla de Corrales al norte de la Quebrada Manglar. La proyección estereográfica es de igual área (hemisferio inferior) y muestra los planos de falla y sus estrías (flechas sobre los planos; la flecha indica el sentido de desplazamiento del bloque colgante) de este afloramiento.

Formación Chipaque de areniscas cuarzosas de la Formación Concentración. Las areniscas están en una posición normal, ya que el flanco invertido del sinclinal de Betéitiva se trunca más al N. En el contacto las areniscas están afectadas por bandas cataclásticas que son paralelas a la falla y solamente a través de una inspección detenida es posible determinar que la estratificación asume, al acercarse al plano de falla, una posición bastante oblicua con respecto a este último (Fig. 5b). Sobre el plano de falla los estratos han dado lugar a escalones, que son paralelos a las estrías del plano de falla y que se midieron como indicadores de movimiento. Estas direcciones cabecean en la dirección de buzamiento de la falla y son por lo tanto de tipo "dip - slip", como se ilustra en la Fig. 5a.

Las fallas de Paz de Río y del Cerro Culata: Las fallas de Paz de Río y del Cerro Culatas son fallas de desplazamientos menores y se presentan, en la vista de los cortes, en un arreglo escalonado con las fallas de Soapaga y Corrales. Ambas fallas elevan un bloque que constituye a la vez el flanco oriental del sinclinal de Betéitiva. La Falla de Paz de Río desvía su rumbo en una dirección más nororiental del eje del Macizo de Floresta, dejando así un espacio para el ensanchamiento del sinclinal de Betéitiva en el N del área

de estudio (Fig. 2). Al igual que la Falla de Soapaga, esta falla está bordeada por un sinclinal marginal y, por no presentarse en ningún afloramiento, este sinclinal es la evidencia principal de su existencia. Las capas del bloque yacente buzando hacia la falla. Una falla satélite menor se ubica al E del Municipio de Soapaga y muestra, de manera mucho más incipiente, las mismas características estructurales.

Las capas que forman el sinclinal del bloque colgante de la Falla de Paz de Río están afectadas por un plegamiento menor y comparten a través de esta deformación compresiva una característica en común con las capas rojas de la Formación "Girón" en la zona de bisagra del Sinclinal de Soapaga. Los pliegues se observaron en capas de arenisca de la Formación Guaduas, son isoclinales y muestran una vergencia hacia el W (Fig. 6). A estos pliegues se sobrepone una imbricación, cuyo sentido de cizalla es independiente de la polaridad de las capas, de manera que su formación no debe relacionarse con una cizalla flexural asociada al plegamiento.

Este plegamiento se interpreta como producto de un deslizamiento gravitatorio que condujo a la acumulación y

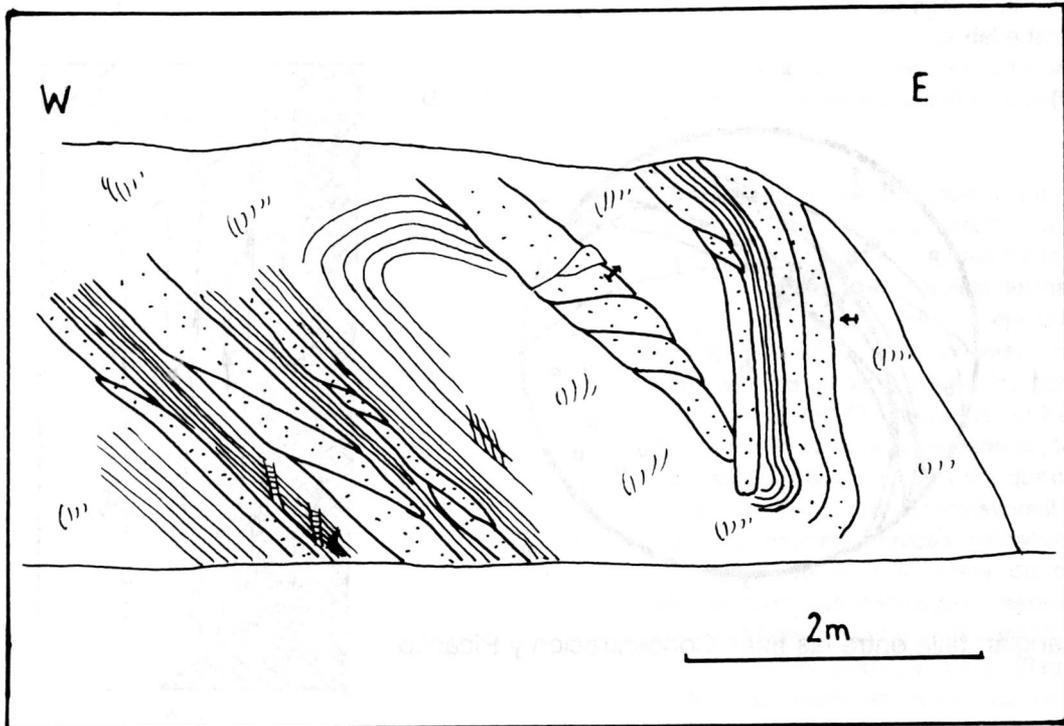


Fig. 6. Pliegues en acordeón, al S de Paz de Río.

al engrosamiento de la Formación Guaduas en la zona de bisagra del sinclinal. Las imbricaciones deben haberse formado posteriormente a estos pliegues secundarios, como respuesta a un aplastamiento casi perpendicular a sus planos axiales. Vale destacar que por este engrosamiento de las unidades incompetentes en la zona de bisagra, el sinclinal debería tener una amplitud mucho mayor hacia el basamento.

La Falla del Cerro Culatas limita un bloque basculado en su lado colgante, cuyo labio se levanta al máximo cerca de la falla. Este bloque levantado no exhibe un sinclinal marginal. Al W de Puente Reyes, cerca de la confluencia del Río Gámeza con el Río Chicamocha, se observa un contacto tectonizado y verticalizado entre areniscas de la Formación Socha Inferior y lodolitas carboníferas de la Formación Guaduas. Con estas deformaciones intensas las unidades parecen haberse verticalizado por un efecto de arrastre por encima de un salto de basamento.

5. ESTRUCTURAS DEL FLANCO OCCIDENTAL DEL ALTO DE PISBA

El flanco occidental del Alto de Pisba puede subdividirse en el área de estudio, estructural- y morfológicamente en una zona interna u oriental, que tiene las características de

un cinturón plegado y una zona externa u occidental que consiste de bloques o mesetas fallados. Un tercer dominio se define por un tren de pliegues que rodea el Sinclinal de Betétiva en su lado oriental y que en la Quebrada Canelas, cerca de la Vereda Bolívar, forma un pequeño anticlinorio (Figs. 2 y 3, perfil E). Nos referiremos a esta estructura, conforme a la nomenclatura utilizada por DENG & COVEY (1993; cf. su Fig.7) como Anticlinal de Bolívar.

Todas estas zonas estructurales guardan un paralelismo con el rumbo de las fallas externas del Macizo de Floresta. Esto se documenta bien en la parte septentrional del área de estudio (Fig. 2), en donde las unidades desvían hacia una dirección más nororiental, de acuerdo al rumbo de la Falla de Paz de Río.

Los pliegues de la parte interna o alta del Alto de Pisba, tal como se documentan en los perfiles E y F de la Fig. 3, consisten de anticlinales relativamente estrechos, separados por sinclinales amplios. Sus ejes oscilan algo dentro del rumbo prescrito, esta tendencia irregular siendo más acentuada hacia el flanco externo. Los planos axiales de estos pliegues son verticales y las vergencias, si presentes, son poco pronunciadas (perfil F, Fig. 3). En los planos de perfil es posible unir las zonas de bisagra de los sinclinales por una envolvente, que indica para esta zona interna un

declive de hasta 15° hacia el Río Chicamocha. Estas relaciones sugieren para el origen de estos pliegues un mecanismo de despegue por deslizamiento gravitatorio. Evidentemente, esta interpretación debería examinarse en cortes regionales, ya que áreas afectadas por una tectónica compresiva o con acumulaciones de masa deberían compensarse por áreas distensivas o con deficiencias de masas. Estos estudios requieren sin embargo una revisión cartográfica regional. En el área de estudio esta hipótesis puede examinarse por cálculos de profundidad de supuestos horizontes de despegue, partiendo de áreas de exceso por encima de un horizonte de referencia. Estos cálculos dieron como resultados profundidades de alrededor de 1000m por debajo del miembro superior de la Formación Ermitaño o de la "Arenisca Tierra", que se tomó como nivel de referencia (Fig. 3, perfiles E y F).

Las profundidades de despegue, aunque coherentes entre sí, representan probablemente valores mínimos. Asumiendo que las unidades tienden a aumentar sus espesores hacia el piedemonte llanero, se sumaron los espesores máximos de las diferentes unidades entre la base del Cretáceo hasta la base del miembro superior de la Formación Ermitaño, obteniendo un valor de 1500m. De acuerdo a las consideraciones desarrolladas para el análisis de los pliegues de la Barrera de Guataquí (KAMMER & MOJICA, 1995), calculamos, tomando las áreas de exceso y la profundidad de 1500m como constantes, los ángulos de cizalla promediados para un modelo que combina despegue y cizalla en un transporte de tipo gravitatorio hacia el W (Fig. 3, perfiles E y F), obteniendo valores de hasta 8°.

Estos cálculos deberían confrontarse con datos de subsuelo, para examinar si la suposición de un despegue en las capas del Cretáceo basal esté justificada o si los pliegues de despegue no se nuclean en los horizontes más basales del Paleozoico. Pliegues con vergencias en dirección de las pendientes estructurales se han observado en las Formaciones Tibet y Cucho en el interior del Macizo de Floresta (Fig. 3, perfil A). Pero hasta hoy no tenemos indicios de la presencia de estas formaciones en el subsuelo del Alto de Pisba.

La zona externa del flanco del Alto de Pisba se caracteriza por una serie de bloques o mesas fallados, que definen típicamente sinclinales muy amplios, en los cuales los buzamientos no exceden 5°. Las fallas son de muy alto ángulo con continuidades de hasta 15km. Una falla menor se destapó en las minas de carbón al N de Tópaga y aflora como plano nítido, revestido por un material carbonoso (Fig. 7a). El material carbonoso está pulido tajantemente hacia el bloque colgante, pero forma incrustaciones o bolsas asimétricas en el bloque yacente, que indican el

sentido del movimiento. Estas estructuras presentan un análogo milimétrico de una de las milonitas de los Alpes Externos, que se formó en un material calcáreo exótico con respecto a las unidades clásticas de los bloques colgante y yacente (LOCHSEITENKALK; cf. HEIM 1919; Fig. 7b).

Un rasgo de difícil comprensión se refiere a los desplazamientos variables y hasta invertidos de estas fallas. La falla que pasa inmediatamente al W de Gámeza, por ejemplo, muestra un desplazamiento inverso al sur. En este segmento contiene hasta un pequeño sinclinal marginal en su bloque levantado. Hacia el N, el desplazamiento cambia a un desplazamiento normal.

El corte más completo del Anticlinal de Bolívar, se presenta en las pendientes de la Quebrada Canelas (Fig. 3, perfil E). Los afloramientos bastante continuos permitieron aquí la proyección de todas las unidades al plano de perfil, sin necesidad de recurrir a ninguna extrapolación. Las líneas de proyección se escogieron de acuerdo al cabeceo de los ejes de pliegue en diferentes dominios estructurales y a las líneas de contorno de la base de la Formación Socha Inferior.

De estas proyecciones es evidente que las variaciones locales de espesor juegan un papel importante en estos pliegues. Como tendencia general, las unidades blandas se adelgazan en los anticlinales y contribuyen así a un amortiguamiento de la amplitud de plegamiento hacia las unidades terciarias. No obstante, las unidades plegadas guardan un estilo armónico. Los dos anticlinales muestran con su asimetría una vergencia hacia el E y esta vergencia está acentuada por un pequeño cabalgamiento que se produjo en la bisagra del anticlinal más occidental, pero que se limita al miembro inferior de la Formación Ermitaño (Fig. 3, perfil E).

Una unidad que muestra una gran variación en espesor es la Formación Guaduas, como ilustra el perfil E de la Fig. 3, en donde la relación entre espesor máximo a espesor mínimo alcanza un factor de 2.5. El engrosamiento se produce aquí por un plegamiento angular y cerrado con planos axiales sub-horizontales, a manera de una estructura en acordeón.

Para el origen del Anticlinal de Bolívar se deberían examinar las posibilidades de 1) un despegue gravitatorio dirigido hacia el occidente y un represamiento consecuente de las masas deslizadas delante de las fallas externas del Macizo de Floresta o de 2) un cabalgamiento dirigido hacia el E como consecuencia del levantamiento del Macizo de Floresta. Esta segunda alternativa no se refiere tanto a un despegue generado por la traslación del Macizo de Floresta

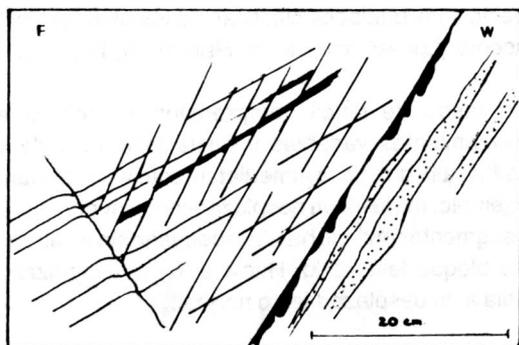


FIG. 7a

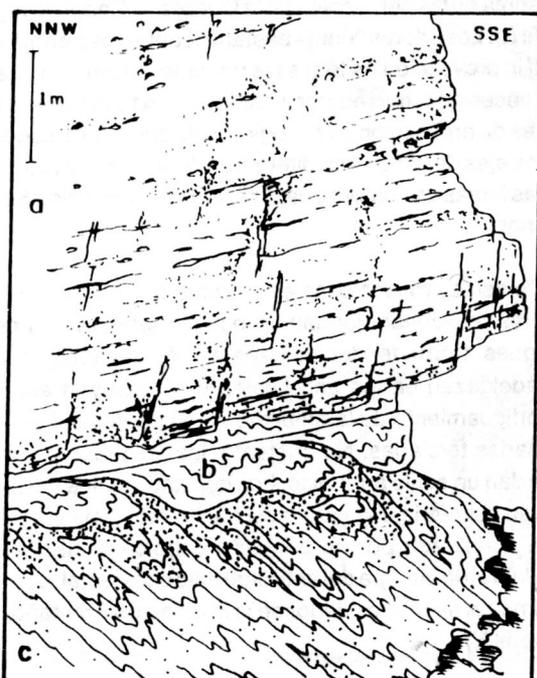


Fig. 7. a) Falla al norte de Tópaga. b): Afloramiento de la milonita de "Lochseiten" de los Alpes Centrales, separando capas rojas conglomeráticas del Permiano ("Verrucano" a) en su techo, de turbiditas terciarias en su muro (b). La milonita misma consiste de una capa calcárea recristalizada y replegada con los sedimentos de su yacente. Un plano nítido marca un horizonte de movimiento tardío. El sentido de movimiento era hacia el N. Modificado de la Fig. 23 de Trümpy, 1980.

como bloque, sino más bien a un acortamiento del basamento durante su levantamiento por una cizalla que sería oblicua a la interfase basamento-cobertera (cf. NARR & SUPPE 1994) y que dejaría un exceso de cobertera en su frente. Cizallas diferenciales podrían producirse además como consecuencia de un plegamiento por deslizamiento flexural que se acentúa a medida que un pliegue se vuelve

más apretado (cf. la Fig. 9-9 en SUPPE 1985) y que deben haberse generado en el Sinclinal de Betéitiva. Estos movimientos hacia afuera de un sinclinal pueden dar lugar a pliegues secundarios (cf. la Fig. 101 de BROWN 1984).

Varias evidencias favorecen un origen de estos pliegues como consecuencia de un transporte hacia el este. Un primer argumento se refiere a la íntima correlación espacial entre la Falla de Corrales y el Anticlinal Bolívar, que se individualiza paralelamente a dicha falla al E de Betéitiva. Hacia el sur, dicho anticlinal degenera a un pliegue de poca amplitud, al interponerse la falla del Cerro Culatas. Un segundo argumento concierne al estilo estructural de estos pliegues, que por su naturaleza compuesta, su amplitud y su vergencia se diferencian visiblemente de los pliegues del flanco interno del Alto de Pisba. Un tercer argumento se refiere a las interferencias que deberían haber resultado entre un transporte de las masas rocosas hacia el W y las fallas del dominio externo del flanco del Alto de Pisba, a no ser que se descartara un origen coetáneo para estas estructuras. Estos problemas cinemáticos se evitan en la hipótesis de un transporte hacia el E.

Independientemente de estas hipótesis se obtuvo para el acortamiento entre los puntos A y B del perfil E (Fig. 3) un valor de 1080m y para una profundidad mínima de despegue un valor de 1020m, tomando el miembro superior de la Formación Ermitaño como nivel de referencia. El espesor probable de esta columna es sin embargo 1200m; a este valor correspondería una cizalla promedio de 25°.

6. DEFORMACIONES FRÁGILES

Aunque el conocimiento actual de las deformaciones frágiles es todavía poco coherente para integrarlas a una evolución estructural del área de estudio, damos un breve resumen de las mediciones efectuadas durante las labores cartográficas. Planos de falla fueron medidos en diferentes unidades, pero más que todo en la Formación Socha Inferior. Los datos se evaluaron en redes estereográficas por métodos gráficos (ALEKSANDROWSKI 1985; GOLDSTEIN & MARSHAK en MARSHAK & MITRA 1988), antes de procesarlos en el programa "FaultKin" (ALLMENDINGER *et al.* 1982). Este programa, en su opción básica, efectúa el análisis de los planos estriados por medio de una superposición de los diedros de compresión y de extensión (ANGELIER & MECHLER 1977; LISLE 1987) y permite promediar las direcciones de los ejes de compresión y extensión a partir de cálculos de vectores propios. Los resultados se compilaron en la Tabla 1. La Fig. 8 da la representación diédrica de los resultados en un mapa tectónico del área de estudio y la Fig. 9 detalla las proyecciones para cada población.

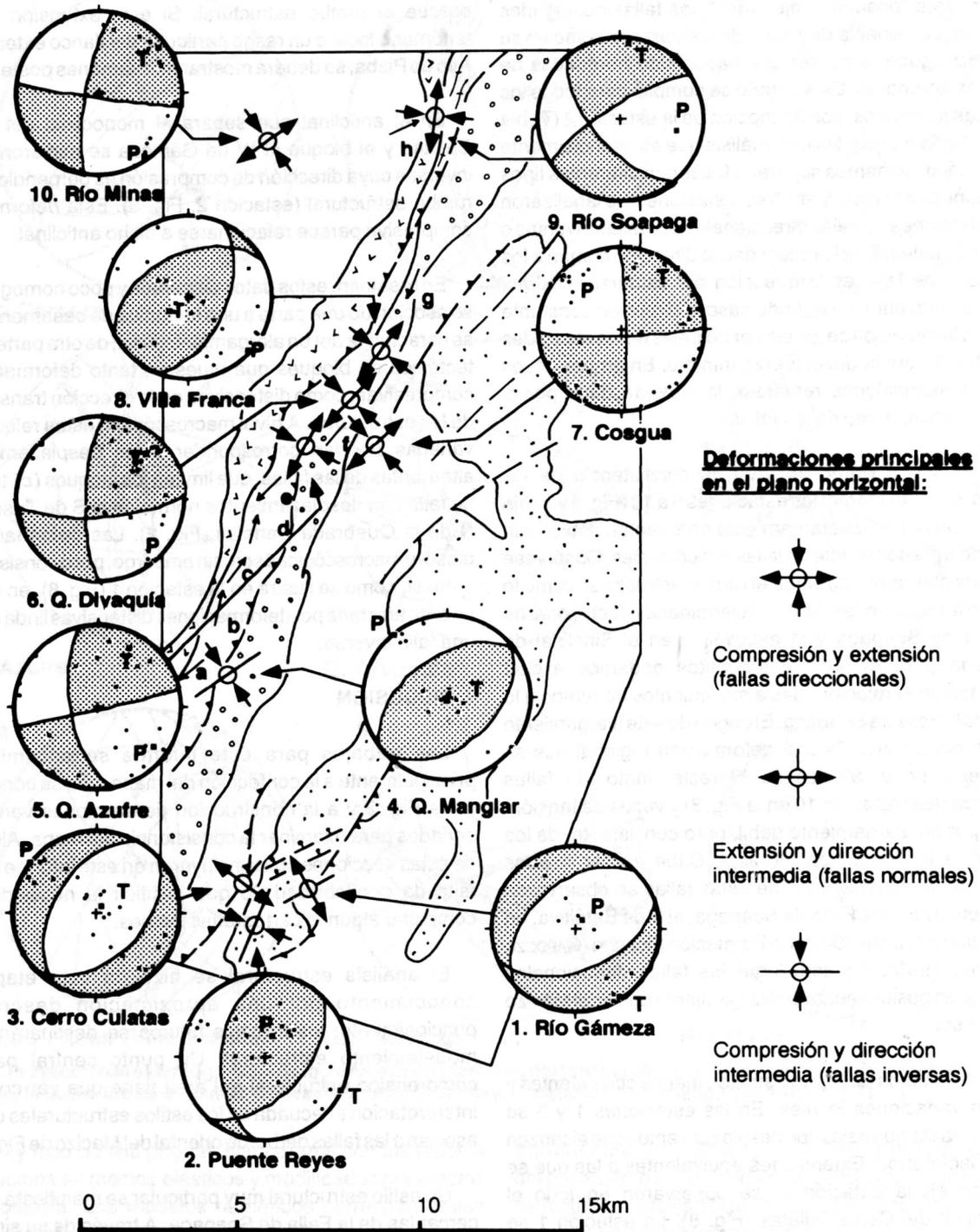


Fig. 8. Mapa estructural con representaciones diédricas de los campos de esfuerzo para las diferentes poblaciones de fallas. Los diédros en blanco contienen el eje de compresión P y los diédros en negro los ejes de tensión T. Los puntos negros representan los ejes de compresión para planos individuales, los puntos en blanco ejes de tensión. Las estaciones con las mediciones de fallas están numeradas de acuerdo a la Tabla 1; las letras se refieren a lugares con los datos estructurales de la Fig. 4.

Para la evaluación de los datos cabe anotar dos observaciones: 1) Cuando las fallas muestran arreglos simétricos o "pseudo-conjugados", las fallas conjugadas deberían contener la dirección del esfuerzo máximo en su bisectriz aguda, a no ser que hayan sido heredadas de eventos anteriores. Este criterio se cumplió para todos los arreglos simétricos, con excepción de la estación 2 (Tabla 1; Fig. 9); 2) en este tipo de análisis que es esencialmente geométrico, no hemos separado fallas con diferentes tipos de desplazamientos y en tres estaciones se analizaron combinaciones de fallas direccionales con fallas inversas o fallas normales. En el primer caso la dirección común a los dos tipos de falla es la dirección del esfuerzo máximo, mientras que para el segundo caso la dirección constante durante la mutación de los ejes principales de los elipsoides de esfuerzo era la del esfuerzo mínimo. En ambos casos estas combinaciones refuerzan la simetría dada por el grupo predominante de las fallas.

En el sector norte del área, la consistencia de los resultados es evidente: las estaciones 5 a 10 (Fig. 8 y Tabla 1) registran todas un alargamiento nororiental, debido a la presencia predominante de fallas direccionales. Obsérvese que este alargamiento sigue el rumbo estructural, como lo ilustran las estaciones 5 a 8 en la terminación meridional de la Falla de Soapaga y la estación 9 en el Sinclinal de Soapaga (Fig. 8). Con estos datos podemos excluir deformaciones relacionadas a movimientos de rumbo a lo largo de la Falla de Soapaga. El origen de este alargamiento es aún poco claro. Es una deformación regional que se manifiesta en el Macizo de Floresta, tanto por fallas direccionales (estación 10 en la Fig. 8) y venas de tensión, como por un alargamiento débil, pero consistente, de los fósiles de la Formación Floresta. Cabe anotar que los desplazamientos máximos de estas fallas se observaron en la cercanía de la Falla de Soapaga, al N de Betéitiva, en donde suman hasta 30m en la Formación Picacho (CARDOZO & ZUÑIGA 1995). En este lugar las fallas direccionales amortiguan posiblemente un alargamiento dúctil del Macizo de Floresta.

Los resultados de la parte sur son menos consistentes y reflejan variaciones locales. En las estaciones 1 y 3 se midieron fallas normales con desplazamientos que alcanzan hasta decímetros. Extensiones equivalentes a las que se midieron en la estación 3, se observaron en todo el monoclinial del Cerro Culatas (Fig. 8). La estación 1 se encuentra inmediatamente al N de la Falla de Gámeza y aquí se determinó a través de las relaciones angulares entre las capas y las fallas una extensión de un 8.5%. La dirección de esta extensión es perpendicular a unas fallas normales mayores, que afectan el área más al NW de este mismo bloque estructural y que dieron lugar a escalones

topográficos en el tope de la Formación Socha Inferior (Fig. 8). Nótese que en este bloque la dirección de extensión es oblicua al rumbo estructural. Si esta extensión es un fenómeno local o un rasgo particular del flanco externo del Alto de Pisba, se deberá mostrar en exámenes posteriores.

En el anticlinal que separa el monoclinial del Cerro Culatas y el bloque al W de Gámeza se midieron fallas inversas cuya dirección de compresión es perpendicular al rumbo estructural (estación 2, Fig. 8). Esta deformación compresiva parece relacionarse a dicho anticlinal.

En resumen, estos datos dispersos y poco homogéneos se asocian de una parte a una tectónica de basamento que se caracteriza por un alargamiento axial; de otra parte a una tectónica de bloques que muestra, tanto deformaciones compresivas, como distensivas en la dirección transversal de las estructuras. A nivel macroscópico, estas relaciones variadas podrían corresponder a los desplazamientos alternantes de las fallas, que limitan los bloques (cf. tramos de falla con desplazamientos normales al S de Tasco y al N de la Quebrada Canelas; Fig. 2). Las deformaciones meso- y macroscópicas son, sin embargo, poco consistentes entre sí, como se ilustra en la estación 1 (Fig. 8), en donde un área afectada por deformaciones distensivas linda contra una falla inversa.

7. DISCUSION

Los trabajos para este informe se encaminaron principalmente a la confección del mapa, que se condensó en la Fig. 2 y a la construcción de secciones verticales seriadas para examinar la consistencia del mapa. Algunas de estas secciones no se incluyeron en este informe por su falta de confiabilidad, lo que justifica la necesidad de completar algunas cartografías locales.

El análisis estructural se hizo en esta etapa de conocimiento por una aproximación descriptiva principalmente; los trabajos futuros se destinarán a un modelamiento estructural. Un punto central para la comprensión estructural del área tiene que ver con una interpretación adecuada de los estilos estructurales que se asocian a las fallas del borde oriental del Macizo de Floresta.

Un estilo estructural muy particular se manifiesta en las cercanías de la Falla de Soapaga. A través de su sinclinal marginal el basamento metamórfico se erige hacia el labio occidental de la falla y alcanza aquí posiblemente el nivel estructural más alto del Macizo de Floresta. Las capas del bloque yacente, en cambio, buzcan hacia la falla. Estos dos comportamientos opuestos tienden a maximizar el desplazamiento de la falla y en este sentido las estructuras

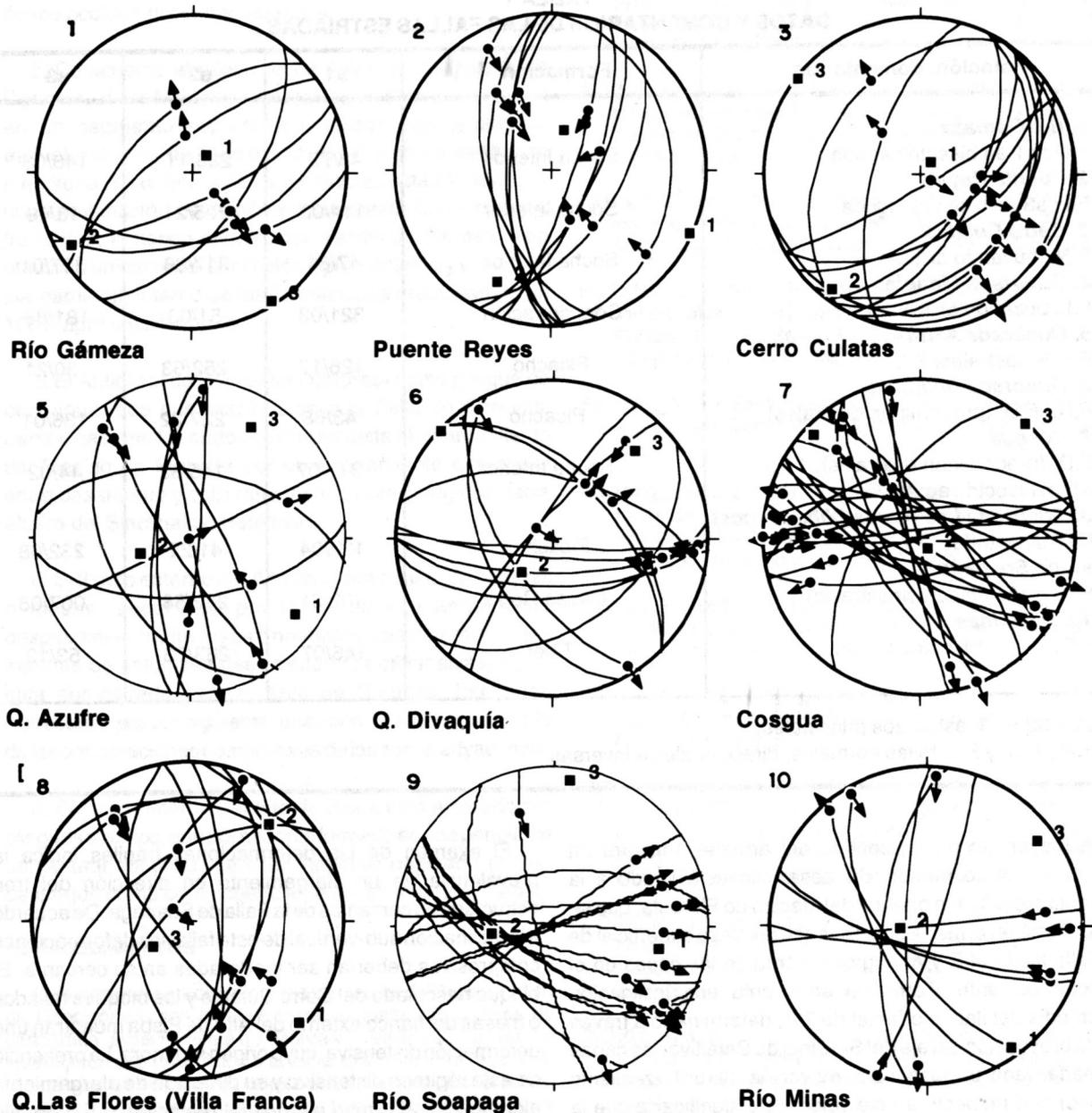


Fig. 9. Proyecciones estereográficas de igual área (hemisferio inferior) de los planos de falla y de sus estrías (flechas sobre los planos; la flecha indica el sentido de desplazamiento del bloque colgante). Numeración conforme a la Tabla 1.

a lado y lado de ella podrían compararse con los rebotes producidos en medios elásticos y modificados por efectos de isostasia. Los modelos numéricos correspondientes (KING *et al.* 1988; STEIN *et al.* 1988) se aplican para comportamientos reológicos muy particulares (entre otros, para una capa sismogénica reducida a unos pocos kilómetros de espesor) y a una prefiguración horizontal de las capas. Con estas restricciones los modelos rigen a lo mejor una evolución muy incipiente. En el caso del Macizo de Floresta el fallamiento se sobrepone a un abombamiento

a nivel del macizo y es muy probable que este levantamiento del basamento haya conducido a una amplificación de las estructuras iniciales por procesos diferentes a los elásticos; por ejemplo, por un colapso marginal del bloque levantado, como respuesta a levantamientos divergentes entre partes centrales y marginales del Macizo de Floresta (KAMMER 1993). La falla debería, por consiguiente, poseer una forma planar o convexa hacia arriba.

La Falla de Corrales, en cambio, por relacionarse con

TABLA 1
DATOS Y COMENTARIOS DE LAS FALLAS ESTRIADAS

Estación, comentarios	Formación	s1	s2	s3
1. Río Gámeza F.N.; s1 en bisectriz aguda	Socha Inferior	43/79	239/11	148/03
2. Puente Reyes F.I.; s3 en bisectriz aguda	Socha Inferior	114/03	205/21	18/69
3. Cerro Culatas F.N., buzando al SE	Socha Inferior	47/81	217/08	307/01
4. Quebrada Manglar F.I., buzando al NW	Concentración	321/03	51/03	181/86
5. Quebrada Azufre F.D. sinestrales, F.I.	Picacho	126/17	252/63	30/21
6. Quebrada Divaquía F.N.; F.D. (predominan dextrales)	Picacho	43/68	227/22	136/01
7. Cosgua F.D. (predominan dextrales), 1 F.I. s1 en bisectriz aguda	Socha Inferior	313/07	145/82	44/02
8. Quebrada Las Flores (Villa Franca) F.D. sinestrales, F.I.	Picacho	132/04	41/22	232/68
9. Río Soapaga F.D. (predominan sinestrales)	Capas Rojas	102/31	263/58	007/08
10. Río Minas F.D.; s1 en bisectriz aguda	Tibet	145/07	263/76	53/12

s1 > s2 > s3: esfuerzos principales;

F.N., F.D. y F.I.: fallas normales, direccionales e inversas

una mayor flexión en sentido del arrastre, muestra un desplazamiento menor. Su desarrollo está ligado a la inversión del flanco oriental del Macizo de Floresta, que se manifiesta en el mapa por el avance del trazo superficial de la falla hacia el E y el engrosamiento de las capas en el bloque colgante. Tomando en cuenta una inclinación promedio del flanco oriental de 70°, determinado a través de la proyección del eje del Sinclinal de Betéitiva, las capas deberían tener un buzamiento mayor y la falla un buzamiento menor con respecto a este valor. Esto significaría que la falla cortaría el contacto entre basamento y cobertera en un cierto ángulo y se diferenciaría así de fallas que se ubican en el mismo límite de estos dos medios, debido a un efecto de despegue de la cobertera, inducido por el levantamiento de un bloque de basamento rígido ("drape-induced detachment", NARR & SUPPE 1994). Para tener una mayor certeza en cuanto a su comportamiento en profundidad, faltaría, sin embargo, examinar las foliaciones internas del basamento para decidir si este último se plegó conforme a su abombamiento o si su comportamiento se asemeja al de un bloque rígido.

El examen de las deformaciones frágiles indica la prevalencia de un alargamiento en dirección del tren estructural en cercanías de la Falla de Soapaga. De acuerdo a la inclinación sub-vertical de esta falla, las deformaciones compresivas deberían ser moderadas en su cercanía. El bloque basculado del Cerro Culatas y los bloques fallados o mesas del flanco externo del Alto de Pisba muestran una deformación distensiva, cuyo origen se ignora. La presencia de este régimen distensivo y su dirección de alargamiento algo oblicua al rumbo estructural (estación 1, Fig. 8), sin embargo, son indicios de una desconexión de las deformaciones compresivas entre el cinturón plegado del flanco interno del Alto de Pisba y del Anticlinal de Bolívar. Estas relaciones favorecen, para la formación de dicho anticlinal, un transporte hacia el E.

8. CONCLUSIONES

1. El área de estudio se compone de diferentes zonas estructurales, cada una caracterizada por un estilo estructural particular. Estas zonas comprenden el borde oriental del Macizo de Floresta con el Sinclinal de Betéitiva,

el Anticlinal de Bolívar, y las zonas externas e internas del flanco occidental del Alto de Pisba.

2. De acuerdo al relevo de las fallas de Soapaga y de Corrales, el borde oriental del Macizo de Floresta se divide en un segmento septentrional fallado con relaciones estructurales de un "arrastre inverso" y en un segmento meridional, en donde el flanco del macizo está afectado por una combinación de flexión y fallamiento. En la zona de transición, el flanco oriental del Macizo de Floresta está afectado únicamente por flexión o plegamiento y exhibe un alargamiento interno de las formaciones cretáceas de un 100% aproximadamente.

3. El Anticlinal de Bolívar se interpreta como pliegue de despegue, que por relacionarse a la Falla de Corrales, parece haberse formado como respuesta al levantamiento del Macizo de Floresta por un acortamiento diferencial entre basamento y cobertera y por cizallas dirigidas hacia afuera del Sinclinal de Betéitiva.

4. El flanco externo del Alto de Pisba consta de bloques o mesas, separados por fallas de alto ángulo con desplazamientos inversos o normales. Las deformaciones internas de estos bloques pueden ser distensivas, como está demostrado para el área de Gámeza. Esta área representa, por consiguiente, una zona de amortiguamiento de las deformaciones compresivas de las zonas adyacentes.

5. El flanco interno del Alto de Pisba está afectado por pliegues abiertos, que por haberse formado en una pendiente estructural continua, parecen haberse originado por un despegue como consecuencia de un colapso gravitatorio.

AGRADECIMIENTOS

Quiero darme mis agradecimientos a los colegas del Departamento de Geociencias, con quienes pude compartir los campos de cartografía, especialmente a J. Mojica y C. Villarroel, quienes me introdujeron a la tectónica y a la estratigrafía de esta región. G. Ujueta puso un mapa fotogeológico preliminar a mi disposición. J. Mojica revisó el texto. Los datos estructurales se evaluaron con la ayuda de los programas STERONET de R.W. Allmendinger, R.A. Marrett & T. Cladouhos.

Esta contribución es un aporte al proyecto "Mecanismos de Levantamiento y Estilos Estructurales de la Cordillera Oriental", auspiciado por el CINDEC (Universidad Nacional) y COLCIENCIAS.

REFERENCIAS CITADAS

- ALEKSANDROWSKI, P. (1985): Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. - *J. Struct. Geol.* 7, 73-82.
- ALLMENDINGER, R.W., MARRETT, R.A. & CLADOUHOS, T. (1989-92): FaultKin, a program for analyzing fault-slip data.

ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des dièdres droits. - *Bull. Soc. Géol. France* 19, 1509-1518.

ARDILA, J.A. & CUBIDES, M.H. (1985): Estructura geológica al suroeste del yacimiento de carbón La Chapa, Tasco, Boyacá. - Trabajo de Grado no publicado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

BERG, R.R. (1962): Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. - *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 46, p. 2019-2032.

BOTERO, C. (1950): Reconocimiento geológico del área comprendida por los Municipios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Depto. Boyacá. - *Comp. Est. Geol. Ofic. Colombia* 8, 245-311, Bogotá.

BROWN, W.G. (1984): Basement involved tectonics - foreland areas. - *AAPG Continuing Education Course Note Series* no.26, 92 p.

CARDOZO, N. & ZUNIGA, J. (1995): Análisis estructural de las zonas del bloque colgante y bloque yacente de la Falla de Soapaga entre Corrales y Paz de Río. - Trabajo de Grado no publicado, Universidad Nacional, Bogotá.

CEDIEL, F. (1968): El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental. - *Boletín Geológico* XVI, 5-96, Servicio Geológico Nacional, Bogotá.

CEDIEL, F. (1969): Geología del Macizo de Floresta. - *Memoria I Congr. Colombiano de Geología*, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, p.17-29.

COLLETTA, B., HEBRARD, F., LETOUZEY, J., WERNER, P. & RUDKIEWICZ, J.-L. (1990): Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. - *In: Letouzey, J. (ed.), Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, Ed. Technips, Paris, 81-100.

COOPER, M.A. *et al.* (1995): Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and the Middle Magdalena Valley, Colombia. - *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 79, p. 1421-1443.

DENGO, C.A. & COVEY, M.C. (1993): Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. - *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 77, p. 1315-1337.

HAMBLIN, W.K. (1965): Origin of "reverse drag" on the downthrown side of normal faults. - *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 76, p. 1145-1164.

HEIM, A. (1919): *Geologie der Schweiz*. - Tauchnitz, Leipzig.

KAMMER, A. (1993): Steeply dipping basement faults and associated structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. - *Geología Colombiana* No. 18, 47-64.

KAMMER, A. & MOJICA, J. (1995): Los pliegues de la Barrera de Guataquí - Girardot: ¿Producto de un despegue de la cobertera cretácica de la Cordillera Oriental? - *Geología Colombiana* No. 19, 33-43.

- KING, G.C.P., STEIN, R.S. & RUNDLE, J.B. (1988): The growth of geological structures by repeated earthquakes, I, conceptual framework.- *Journal of Geophysical Research* v. 93, p. 13307-13319.
- LISLE, R.J. (1987): Principle stress orientations from faults: an additional constraint.- *Annales Tectonicae* 1, 155-158.
- MARSHAK, S. & MITRA, G. (1988): Basic methods of structural geology.- Prentice-Hall, 446 p.
- MOJICA, J. & VILLARROEL, C. (1984): Contribución al conocimiento de las unidades paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental de Colombia, Depto. de Boyacá) y en especial al de la Formación Cucho.- *Geología Colombiana* No.13, 55-80.
- MULUGETA, G. & KOYI, H. (1987): Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting.- *Geology* 15, 1052-1056.
- NARR, W. & SUPPE, J. (1994): Kinematics of basement - involved structures.- *American Journal of Science* 294, 802-860.
- REYES, I (1984): Geología de la región de Duitama - Sogamoso - Paz de Río (Departamento de Boyaca).- U.P.T.C., Sogamoso.
- REYES, I. & REYES, M.T. (1976): Geología del yacimiento y variabilidad de las características geoquímicas del mineral de hierro en la región de Paz Vieja (Municipio de Paz del Río, Depto. de Boyacá).- *Memoria I Congreso Colombiano de Geología, Universidad nacional de Colombia, Bogotá*, p. 267-324.
- STEIN, R.S., KING, G.C.P. & RUNDLE, J.B. (1988): The growth of geological structures by repeated earthquakes, II, field examples of continental dip-slip faults.- *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 13319-13331.
- SUPPE, J. (1985): Principles of Structural geology.- Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 537p.
- WARD, D.E., GOLDSMITH, R., CRUZ, J.B. & RESTREPO, H. (1973): Geología de los cuadrangulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander.- *Boletín Geológico XXI/1-3, 132p.*, Ingeominas, Bogota.

Manuscrito recibido, marzo de 1996

REFERENCIAS CITADAS

ALEXANDROV, P. (1955) *Geotectónica y tectónica*. Moscú, URSS, 138 p.

ALLMOND, P.W., HARRETT, R.A. & GLADSTONE, J. (1982) *Field guide to the geology of the ...*