

Una Comparación de la Tectónica de Basamento de las Cordilleras Central y Oriental

ANDREAS KAMMER & JAIRO MOJICA

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

KAMMER, A. & MOJICA, J. (1996): Una Comparación de la Tectónica de Basamento de las Cordilleras Central y Occidental. - Geología Colombiana, n. 20, p. 93-106, 6 Figs., Santafé de Bogotá

Palabras claves: Colombia, Cordillera Central, Cordillera Oriental, Tectónica.

RESUMEN

Las Cordillera Central y partes simétricas de la Cordillera Oriental, tal como el Macizo de Santander, se caracterizan por la presencia de fallas de alto ángulo, que se disponen en forma de abanico alrededor de una sutura (caso de la Cordillera Central) o de un domo central (caso del Macizo de Santander). Estas fallas conllevan a una subdivisión de los macizos cristalinos en compartimientos, que en la Cordillera Central forman antiforras estrechos, separados por sinclinales de la cobertera cretácica. En el Macizo de Santander de la Cordillera Oriental, que por constituir un cinturón simétrico carece de una vergencia hacia sus cuencas de antepaís, estos compartimientos están separados en el interior por fallas normales y solamente las fallas del borde son inversas; en las partes asimétricas con una vergencia hacia el E predominan sin embargo fallas inversas. La inclinación sub-vertical de las fallas, así como la combinación de fallas inversas y normales se toman como criterios para proponer una tectónica vertical.

ABSTRACT

The Central Cordillera and symmetrically structured parts of the Eastern Cordillera, as the Santander massif, display high angle faults which, with respect to a central suture (Central Cordillera) or a central dome (Eastern Cordillera) show by their inward dips a fan - array. These faults cause a compartmental division of the crystalline basement of the Central Cordillera into elongate antiforms, which alternate with synclines of infolded remnants of the Cretaceous cover. A similar compartmental division is achieved within the symmetric parts of the Eastern Cordillera by normal faults and within asymmetric parts of an easterly vergence by reverse faults. The sub-vertical attitudes of the faults and the presence of paired normal and reverse faults are taken as evidence for essentially vertical uplift (or "upthrow") tectonics.

1. INTRODUCCION

Las técnicas corrientes de restauración y de balanceo de secciones estructurales han sido desarrolladas fundamentalmente en las zonas externas de las cadenas montañosas, como en los mantos de corrimiento de las Montañas Rocosas, de los Apalaches y de los Alpes, en donde se ha establecido que las fallas inversas tienen formas lítricas y se unen, a mayor profundidad, en fallas maestras, definiendo así sistemas de planos de cabalgamiento en formas de abanico o "duplex" (cf. BOYER & ELLIOTT 1982). Estos conceptos se han aplicado consecuentemente a escamas litosféricas para modelar la colisión de dos placas continentales (MOLNAR & LYON-CAEN 1988) e imbricaciones corticales complejas en cinturones orogénicos (COWARD 1994). En estos escenarios, las fallas activas no deberían tener inclinaciones de más de 40° y las fallas más inclinadas deberían haber adquirido su posición "anormal" durante procesos secundarios, tales como reajustes isostáticos producidos por el apilamiento de unidades corticales o plegamientos ligados a retrocabalgamientos, etc. (COWARD 1983).

Estos modelos, que se derivan de desplazamientos horizontales, tienen unas ventajas indiscutibles para el balanceo de secciones por medio de áreas y longitudes de niveles guías, ya que las estructuras se analizan como sistema cerrado en profundidad. Pero, ¿qué tan compatible son estos esquemas para fallas que se conectan con zonas de deformación dúctiles e inclinadas (cf. el modelo ilustrativo de la Fig. 26.30 de RAMSAY & HUBER 1987)? ¿Estas zonas dúctiles se horizontalizarán en profundidad?

La verticalización de las unidades tectónicas es un rasgo común en el interior de muchas cordilleras e implica necesariamente un cierto grado de simetría, ya que estas estructuras tienden a horizontalizarse hacia ambos márgenes de antepaís. Podemos contraponer

esencialmente dos conceptos que han sido desarrollados para explicar estas relaciones estructurales:

1. Cuiéndose a un escenario de una convergencia litosférica, LAUBSCHER (1974) propuso una subducción bilateral de las placas involucradas en la orogenia de los Alpes Centrales. Este modelo hace énfasis en la posición vertical de las "raíces" de este edificio orogénico, así como de su bivergencia (Fig. 1a).

2. En alternativas más fijistas, se ha visualizado el levantamiento orogénico como consecuencia de un ascenso diapírico de la litósfera y la formación de mantos de sobrecorrimiento o nappes marginales como consecuencia de deslizamientos o esparcimientos gravitatorios. Estos ascensos diapíricos se han relacionado a regímenes compresivos (cf. la Fig. 1b que representa un modelo análogo de los Alpes internos, como propuesto por Merle & Guillier 1989), o a un dinamismo del manto que se genera como consecuencia de una tectónica distensiva de la litósfera (cf. la Fig. 1c, modificada de CAREY 1975).

En los Andes colombianos las estructuras orogénicas más conocidas son las de la Cordillera Oriental. Con respecto a la sinopsis clásica de JULIVERT (1970), que se basa esencialmente en fallas sub-verticales, modelos más recientes combinan en un grado variable una tectónica de escamación gruesa con una tectónica de escamación delgada. Estas innovaciones traen consigo un problema de espacio que hasta hoy no se ha solucionado satisfactoriamente y que se refiere, en sección transversal, a un exceso en longitud de la cobertera imbricada frente a la extensión de la superficie del basamento subyacente. Este exceso de longitud podría compensarse tanto por una subducción del Escudo de Guayana hacia el W o por una subducción del basamento del Valle de Magdalena hacia el E (Colletta et al. 1988), o, por una imbricación de escamas de basamento durante una colisión del complejo andino con el Escudo de Guayana (DENGO & COVEY 1993; COOPER et al. 1995). Estas diferentes hipótesis difieren entre sí en lo que concierne al acortamiento ocurrido durante el levantamiento de la Cordillera Oriental y deberían corroborarse a través de restauraciones palinspásticas de las cuencas implicadas en el edificio de la Cordillera Oriental, tarea que curiosamente nunca ha sido emprendida para los Andes septentrionales.

Esta contribución es la ampliación de una conferencia que pretendió sintetizar los rasgos estructurales más importantes de las Cordilleras Central y Oriental. Un punto de partida para la comparación de estas dos cordilleras es la presencia de fallas de un muy alto ángulo, la coexistencia de fallas normales e inversas y la presencia de

deformaciones distensivas en dirección transversal. A pesar de estas similitudes, cada cordillera se distingue sin embargo por un estilo estructural muy propio. Los dos orógenos se desarrollaron durante diferentes fases tectónicas, lo que descarta las hipótesis de un sistema de fallas interconectadas entre la Cordillera Oriental y Central que se hubiera activado durante una colisión de una miniplaca andina con el Escudo de Guayana (véase las hipótesis de DENGO & COVEY 1993; COOPER et al. 1995).

2. CORDILLERA CENTRAL

La Cordillera Central adquirió su actual configuración estructural esencialmente durante un evento orogénico eocénico y desde entonces, esta cordillera ha estado expuesta a denudación continua. Remanentes de cobertera mesozoica subsisten sólo en sinclinales, pero suministran una clave importante para su análisis estructural. Un pulso orogénico del Mioceno reactivó las estructuras paleogénicas en el Valle del Cauca (KAMMER 1990) y en el Valle Superior del Magdalena (BUTLER & SCHAMEL 1988).

Con su superficie de erosión post-eocénica, la Cordillera Central define fisiográficamente un antiforame amplio, pero marcadamente asimétrico, con el flanco oriental suavemente inclinado y el flanco occidental relativamente abrupto. Conforme a esta asimetría cambian los estilos estructurales, ya que en su flanco occidental predomina un plegamiento con amplitudes kilométricas, mientras que la vertiente occidental se caracteriza más bien por una tectónica en bloques. A continuación revisaremos las estructuras de los sinclinales que conservan los remanentes cretácicos, con el fin de establecer un modelo geométrico sencillo que explique los rasgos estructurales típicos de la Cordillera Central.

Entre los sinclinales del flanco occidental, se destaca el Sinclinal de Quebradagrande por su longitud de más de 300 km y un ancho de alrededor de 5 km, que se ubica tanto hacia la cima como hacia el piedemonte de la Cordillera Central (Fig. 2). Este sinclinal separa en el costado occidental un antiforame de basamento, el Antiforame del Cauca, del resto de la Cordillera Central. Las rocas metamórficas de ambas unidades estructurales muestran una correspondencia litológica muy estrecha y se consideran pertenecientes a un mismo basamento pre-mesozoico.

Dentro del Sinclinal de Quebradagrande, pero como falla reactivada de la orogenia miocénica, GROSSE (1926) definió la Falla de Romeral. Este nombre se extendió posteriormente también a lineamientos de otras posiciones estructurales y se utilizó finalmente como designación genérica para las fallas de la vertiente occidental de la

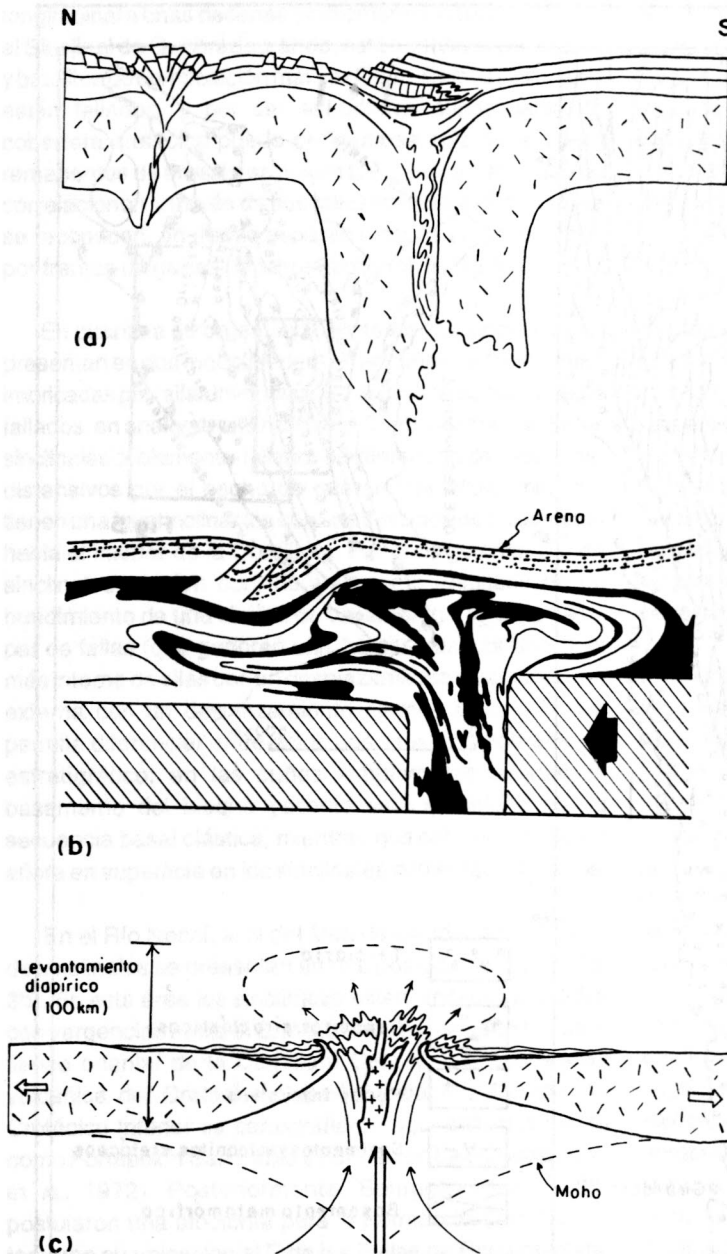


Fig.1. a) Modelo de una subducción bilateral de LAUBSCHER (1974). b) Experimento de extrusión en una caja de deformación con un pistón móvil que se mueve hacia la derecha, según MERLE & GUILLIER (1989). Un medio viscoso ("silicone putty") está recubierto por una capa de arena, que actúa como capa rígida e impone una resistencia frente a la extrusión lateral del material viscoso. c) Modelo conceptual de un levantamiento diapírico de la litósfera, desencadenado por la separación de dos placas (CAREY 1975).

Cordillera Central (KAMMER 1993). Estas fallas sirvieron de vías de ascenso de una asociación de rocas máficas y ultramáficas, que incluye la parte intrusiva del "Complejo

Ofiolítico del Cauca" de RESTREPO & TOUSSAINT (1974), de manera que tramos sustanciales de dichas fallas pueden ser enmascarados por batolitos o stocks de esta

asociación.

La organización interna del Sinclinal de Quebradagrande puede descifrarse gracias a la división de su cobertera en una secuencia basal clástica y no - volcánica del Cretácico Inferior y a una potente secuencia suprayacente, que contiene flujos basálticos y rocas piroclásticas del Cretácico Superior. En su parte septentrional, el Sinclinal de Quebradagrande representa una estructura compuesta, por estar subdividido por fallas menores, pero define como conjunto un sinclinal con flancos fallados tanto hacia el Antiforme del Cauca como hacia el macizo principal de la Cordillera Central (Fig. 3a). La secuencia basal de la cobertera cretácica aflora parcialmente sólo a lo largo de la falla limitante occidental y está hasta ausente por completo en muchos lugares. Estas relaciones proporcionan un argumento inequívoco para afirmar un desplazamiento normal a lo largo de esta falla. Argumentos similares reafirman desplazamientos normales para las fallas intermedias del sinclinal, de manera que el desplazamiento normal total en esta estructura queda repartido entre la falla limitante occidental y las fallas intermedias. La única falla inversa se presenta en el límite oriental del sinclinal y muestra, por lo tanto, el mayor desplazamiento entre el sistema de las "Fallas de Romeral".

Para entender la evolución estructural del Sinclinal de Quebradagrande es pertinente, además, resaltar los siguientes aspectos (Fig.2a): 1), los planos de fallas más occidentales de esta estructura tienen buzamientos menos inclinados (alrededor de 60°) que sus equivalentes orientales (70° a 80°). Con esta variación definen un arreglo en abanico. 2), los intrusivos máficos y ultramáficos se emplazaron extensamente a lo largo de la falla limitante occidental o normal, subordinadamente a lo largo de las fallas intermedias y están prácticamente ausentes a lo largo de la falla limitante oriental o inversa. 3), los estratos de la cobertera cretácica asumen posiciones muy inclinadas en el yacente de todas las fallas. 4), criterios de polaridad en las vulcanitas básicas del Cretácico Superior indican que los topes de los derrames están dirigidos hacia el oriente

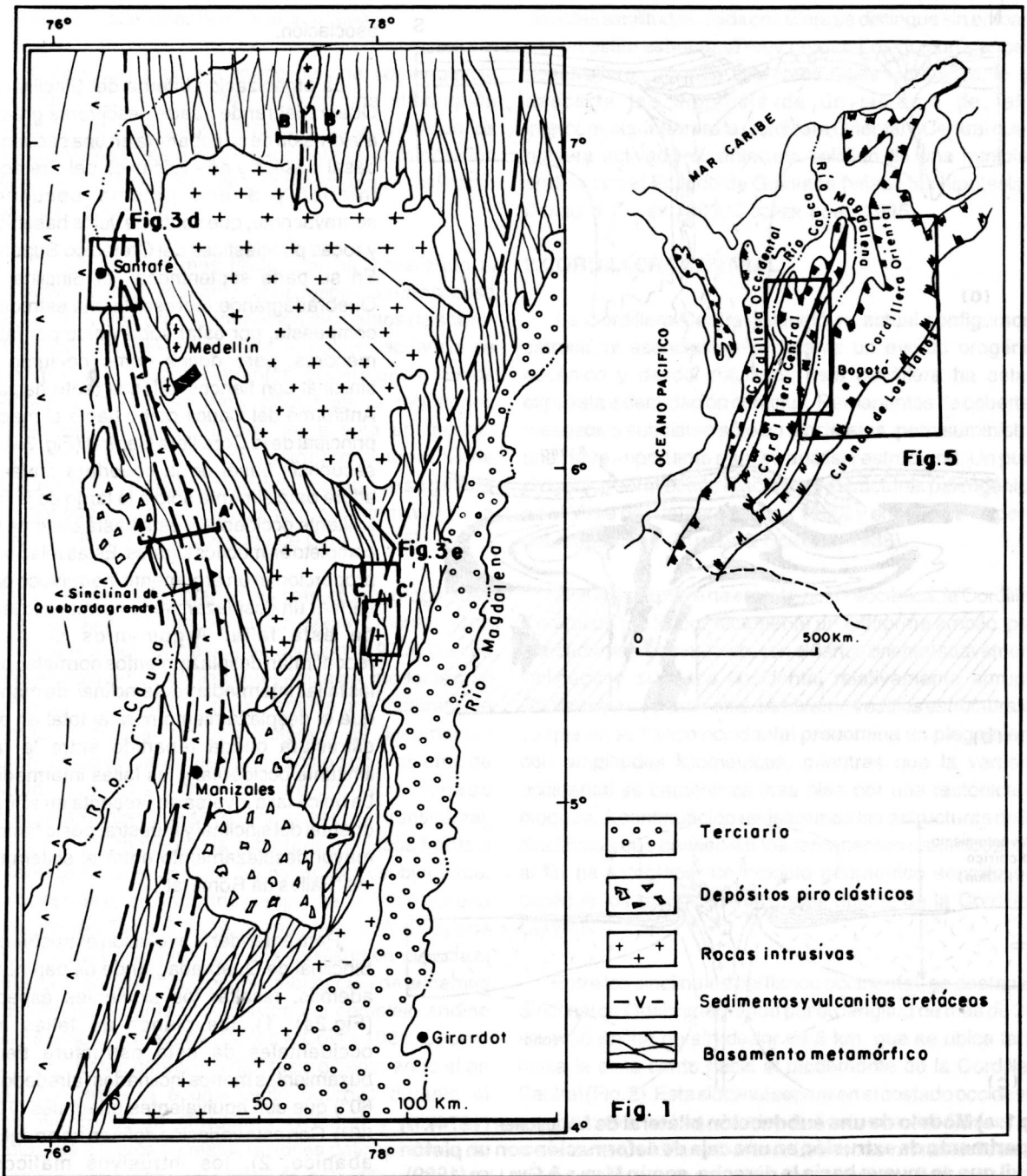


Fig.2. Mapa sinóptico de la Cordillera Central con la ubicación de las secciones y de los mapas geológicos de la Fig. 3. Este mapa cubre la extensión longitudinal del Sinclinal de Quebradagrande en el piedemonte del valle del Río Cauca.

que este sinclinal carece de un flanco invertido.

Una característica poco común a sistemas de cabalgamiento se observa además en la pura terminación de este Sinclinal de Quebradagrande. Aquí las fallas limitantes se unen a una sola falla inversa que, poco más al

N de esta unión, termina en el basamento (Fig.3d). Entre el par de fallas limitantes de este sinclinal, la falla normal se caracteriza por contener una capa de serpentinita.

Los sinclinales más internos de la Cordillera Central y de su vertiente oriental están restringidos con su extensión

longitudinal a unas decenas de kilómetros, pero al igual que el Sinclinal de Quebradagrande, están intruidos por stocks y batolitos de composición máfica (Fig.2). Dichos sinclinales están fallados, y por ser estructuras superficiales, la cobertera cretácica puede presentarse solamente como remanentes de erosión en partes topográficas altas que se correlacionan a través de sus fallas limitantes. Estas fallas se reconocen, en donde separan bloques de basamento, por franjas delgadas de serpentinita (cf. la Fig.3d).

En cuanto a su organización interna, los sinclinales se presentan en dos modalidades: 1), en cuñas sedimentarias, imbricadas por fallas inversas y 2), en sinclinales doblemente fallados, en analogía al Sinclinal de Quebradagrande. Estos sinclinales doblemente fallados se diferencian de "grábenes" distensivos por el hecho de que ambas fallas limitantes tienen una igual inclinación con una dirección de buzamiento hacia el interior de la Cordillera. Por consiguiente, dichos sinclinales pueden considerarse como resultado de un hundimiento de una lámina de basamento a lo largo de un par de fallas (que generan una "cizalla transcurrente"), la más interna de ellas con un desplazamiento inverso, la más externa con un desplazamiento normal. El criterio que permite diferenciar entre estos dos tipos de sinclinales es estratigráfico: en las cuñas simplemente falladas el basamento del bloque yacente está recubierto por la secuencia basal clástica, mientras que esta secuencia no aflora en superficie en los sinclinales doblemente fallados.

En el Río Nechí, al N del área de estudio, ambos tipos de sinclinales se presentan en una posición contigua (Fig. 3b). En esta área los sinclinales están limitados por fallas con vergencias hacia el E, mostrando así su pertenencia al flanco oriental de la Cordillera Central. Las secuencias volcánica del Cretácico Superior y basal - clástica del Cretácico Inferior se cartografiaron aquí separadamente como Formación San Pablo y Formación La Soledad (HALL ET AL. 1972). Posteriormente, Bourgeois *et al.* (1985) postularon una aloctonía para la Formación San Pablo y tomaron su ubicación al E de las Fallas de Romeral como evidencia para la existencia de un manto de corrimiento con una dirección de transporte hacia el E. Observaciones directas, como la identificación de un plano de despegue, que apoyarían una tectónica "alpina" no han sido presentadas desde entonces. La tectónica en bloques que se propone en este trabajo simplificaría en muchos aspectos la evolución geológica de esta área, ya que con la hipótesis de un manto de corrimiento habrá que postular una segunda fase de deformación, durante la cual se generarían las fallas de alto ángulo que limitan las rocas cretácicas contra el basamento metamórfico (cf. BOURGEOIS *et al.* 1985).

Una tectónica en bloques, que carece de un plegamiento

de la superficie del basamento, se manifiesta en el Sinclinal de Berlín, ya cerca de las estribaciones occidentales de la Cordillera Central (Figs. 3c y 3e). Este sinclinal debe su origen al hundimiento de una lámina delgada de basamento, cuyas fallas marginales definen además en su continuación meridional el límite oriental y un lineamiento interno de un intrusivo máfico extenso, del Batolito de Samaná. A partir de la cartografía de la terminación septentrional de esta estructura queda evidente que este batolito se emplazó a lo largo de la interfase basamento-cobertera, ascendiendo probablemente a lo largo de la falla limitante oriental o normal (Fig. 3c), ya que el flanco oriental está intruido por un gran número de diques. Al contrario de los pliegues asimétricos del flanco occidental de la Cordillera Central, la superficie de esta lámina está basculada hacia el antepaís. Nótese que, al igual que en la terminación septentrional del Sinclinal de Quebradagrande, las fallas limitantes de esta estructura en "graben" confluyen en su terminación septentrional en una sola falla, que es inversa y que se ha correlacionado con la Falla de Palestina (Fig. 3e).

La interpretación estructural de estos sinclinales fallados depende en primera instancia de la forma que se atribuye a las fallas en una mayor profundidad. La suposición de un patrón lístrico de las fallas y su unión a una falla maestra a mayor profundidad, a manera de un arreglo en forma de abanico imbricado, presenta la dificultad de cómo explicar la co-existencia de fallas de una misma inclinación pero con desplazamientos opuestos. Para la situación de una escamación delgada habría que postular por lo menos dos fases de deformación, hipótesis que habría que soportar con evidencia de campo. La extensión longitudinal considerable de estas fallas y su control sobre el emplazamiento de rocas intrusivas máficas y ultramáficas, sugieren, sin embargo, un origen profundo de estas discontinuidades. En donde las fallas tienen inclinaciones moderadas en superficie, parece probable, que tengan formas convexas hacia arriba. Para explicar la co-existencia de fallas con desplazamientos opuestos examinaremos las implicaciones de un modelo de tectónica vertical.

La cinemática de un modelo de tectónica vertical está condicionado en primer lugar por el arreglo de los planos de falla. En el caso de una disposición divergente se da un problema de espacio: los compartimientos estructurales tienen que ocupar una mayor extensión horizontal en niveles estructurales altos. En el caso del Sinclinal de Quebradagrande, este problema de espacio se mitigaría por dos fenómenos: 1), las fallas occidentales, que muestran una mayor divergencia, son precisamente las que se caracterizan por abarcar los mayores cuerpos intrusivos de la asociación máfica-ultramáfica. La falla más occidental de este sinclinal, en especial, está intruida por cuerpos básicos

zonados que alcanzan el tamaño de batolitos (Diorita de Pueblito, etc.). En vista del modelo considerado, estos cuerpos plutónicos deben haber impedido la generación de un vacío a través de su emplazamiento. 2), los compartimientos fallados del basamento, que por sus formas delgadas y alargadas aparentan ser cuerpos laminares, tienden a aumentar su dimensión lateral hacia el contacto con los sedimentos, al insertarse parte de la cobertera entre estas láminas. Estas láminas definen al contacto con los sedimentos antiforres asimétricos con flancos internos alargados (cf. Fig. 3a), que podrían haber adquirido esta forma por una cizalla paralela a las fallas con un sentido de movimiento normal. De hecho, en estos flancos inclinados se observa una lineación de estiramiento sobre las capas de sedimentos finogranulares.

Un modelo cinemático simplificado se presenta en la Fig. 4a y se construyó con los siguientes criterios: 1), los trazos de falla por encima de un nivel de referencia inclinado se definen como segmentos circulares; 2), los radios de estos segmentos circulares aumentan hacia el interior de la Cordillera; y 3), se descartan acortamientos laterales. Un levantamiento sin deformaciones internas de los cuerpos laminares de basamento generaría vacíos, que se representan en la parte inferior de la Fig. 4a con rayas oblicuas. En el modelo, los vacíos se colmatan por la introducción de magmas a lo largo de la falla del borde occidental y el plegamiento que afecta la interface entre basamento y sedimentos de los antiforres menores del sinclinal. Este último proceso combina una cizalla con un sentido parecido al sentido de desplazamiento de las fallas intermedias con una distensión y el efecto neto de esta deformación es transportar material rocoso de la cobertera hacia la interfase basamento - cobertera, es decir en sentido contrario al ascenso magmático. Este proceso explicaría la verticalización de los estratos en el Sinclinal de Quebradagrande.

Este modelo se corrobora a través de las deformaciones que se observan en la cobertera y que se resumen en la Fig. 4b. En la zona de bisagra de los antiforres de los cuerpos laminares de basamento, las deformaciones son poco intensas y no se presenta un clivaje transversal. Debido al efecto de la protrusión del antiforre, es hasta probable que se haya producido un aplastamiento paralelo a la estratificación. Las deformaciones aumentan ostensiblemente hacia el flanco interno del antiforre por la aparición de pliegues recumbentes con amplitudes métricas. Estos pliegues muestran un clivaje penetrativo de plano axial (que puede clasificarse como "slaty cleavage"), que buza hacia el interior de la Cordillera. La asimetría o vergencia de estos pliegues concuerda bien con una cizalla que transporta materiales de la cobertera hacia la bisagra del sinclinal. En

las partes profundas de estos sinclinales, los sedimentos están afectados por un clivaje penetrativo que es sub-paralelo a la estratificación y que es portador de una lineación de alargamiento sub-vertical. En ocasiones se observan pliegues con ejes paralelos a esta lineación. Estas deformaciones también afectan en menor grado al basamento, de manera que los antiforres de basamento deben haber adquirido sus formas asimétricas a través de una deformación interna que es parecida (aunque menos intensa) a la de la cobertera.

Las deformaciones asociadas al Sinclinal de Berlín son poco intensas y se manifiestan en los sedimentos por la apariencia esporádica de un clivaje axial. El basculamiento de la interface basamento-sedimentos hacia el antepaís puede explicarse en términos de un colapso por cizalla sencilla que habría cerrado un espacio virtual entre el bloque intermedio hundido y la falla normal, suponiendo, otra vez, un levantamiento divergente de los bloques de basamento. En este modelo el sentido de la cizalla sería conforme con el sentido de desplazamiento de la falla inversa, en contraposición a los pliegues del flanco occidental. La intrusión del cuerpo máfico debería haberse efectuado a lo largo de la falla normal, como atestiguan los numerosos diques en el flanco oriental. El colapso estructural y la actividad intrusiva podrían combinarse, entonces, otra vez con un levantamiento divergente.

3. CORDILLERA ORIENTAL

Desde un punto de vista fisiográfico la Cordillera Oriental se divide en tres elementos longitudinales: un segmento meridional, constituido por el macizo de Garzón, un segmento intermedio que comprende el altiplano Cundi - Boyacense, y un segmento septentrional, que incluye el Macizo de Santander (Fig. 5). Estos segmentos se distinguen por su anchura, sus niveles de erosión y sus asimetrías en sección transversal, que pueden interpretarse en términos de una vergencia hacia el E para el segmento intermedio y vergencias hacia el W para los segmentos septentrional y meridional. La mejor expresión del cambio de vergencia entre los segmentos intermedio y septentrional se encuentra entre los segmentos septentrional y meridional en forma de la Falla de Bucaramanga - Boyacá, que como falla marginal del Macizo de Santander desplaza este último hacia el W, pero que invierte tanto su desplazamiento como su inclinación en el cañón del Río Chicamocha, para convertirse en una falla con una vergencia hacia el E.

Depósitos molásicos que registran el levantamiento de la Cordillera Oriental se encuentran en el Valle del Magdalena y en el piedemonte llanero a partir del Oligoceno Tardío / Mioceno Temprano. Una discordancia que atestigua un

levantamiento acelerado se produce, sin embargo, solamente en la base de depósitos aluviales de aspecto muy reciente. La historia del levantamiento pliocénico se ha documentado por medio del contenido palinológico de depósitos lagunares y aluviales del interior de la Cordillera Oriental (VAN DER HAMMEN *et al.* 1973).

Al ubicarse en una transición entre segmentos con diferentes vergencias, la parte meridional del Macizo de Santander muestra una estructura casi simétrica, lo que permite elucidar muy bien algunos principios de la tectónica de basamento. Entre Bucaramanga y Pamplona este macizo constituye un domo amplio que está limitado y subdividido por varias fallas de alto ángulo (Fig. 6a). Tanto las fallas marginales como internas buzanan hacia el interior del Macizo, esbozando una estructura en abanico. Las fallas marginales son inversas, mientras que las fallas internas muestran desplazamientos normales que, con respecto a un domo central (el Domo de Vetas en la Fig. 6a), comparten un rasgo común: los bloques externos están siempre levantados.

Para una reconstrucción cinemática del emplazamiento del Macizo de Santander nos apoyamos en los siguientes criterios:

1. No hay evidencia de una inversión de desplazamiento durante las deformaciones del Neógeno; es decir, las fallas inversas o normales se activaron como tales desde un principio del levantamiento de este macizo.

2. Los desplazamientos de las fallas normales aumentan desde el centro hacia ambos bordes, en donde alcanzan valores de hasta 4 km; este hecho podría interpretarse como el resultado de una activación más temprana de las fallas marginales, suponiendo tasas de movimiento uniformes.

3. Las superficies de los bloques de basamento (es decir sus contactos con los sedimentos) muestran la tendencia de asumir inclinaciones más pronunciadas hacia el domo central (véase flanco oriental de la Fig.6a). De hecho, las superficies más pendientes coinciden con los flancos del domo central.

Estas observaciones sugieren una secuencia de fallamiento que progresa desde los márgenes

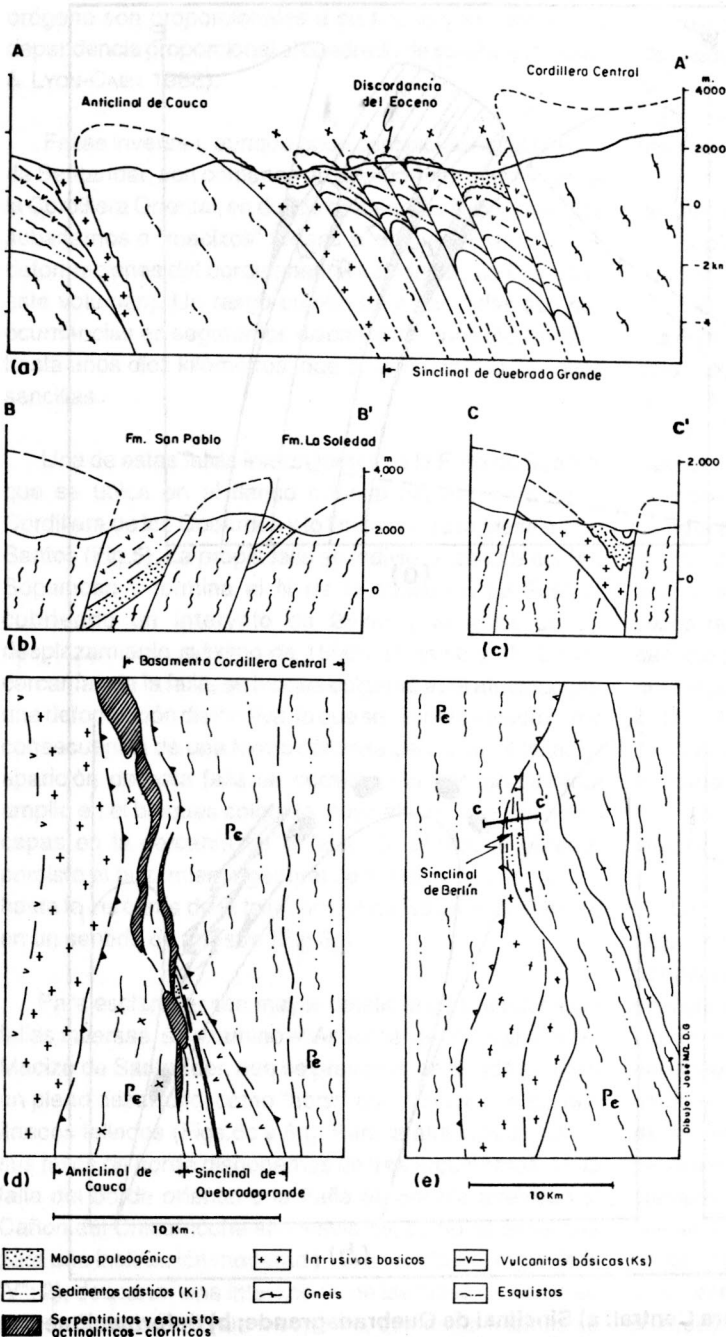


Fig.3. Secciones y mapas de determinadas áreas de la Cordillera Central: a) Sinclinal de Quebradagrande al NW de Medellín; b) sinclinales en un área del Río Nechí al E de Yarumal; c) Sinclinal de Berlín; d) mapa de la terminación septentrional del Sinclinal de Quebradagrande; e) mapa de la terminación septentrional del Sinclinal de Berlín.

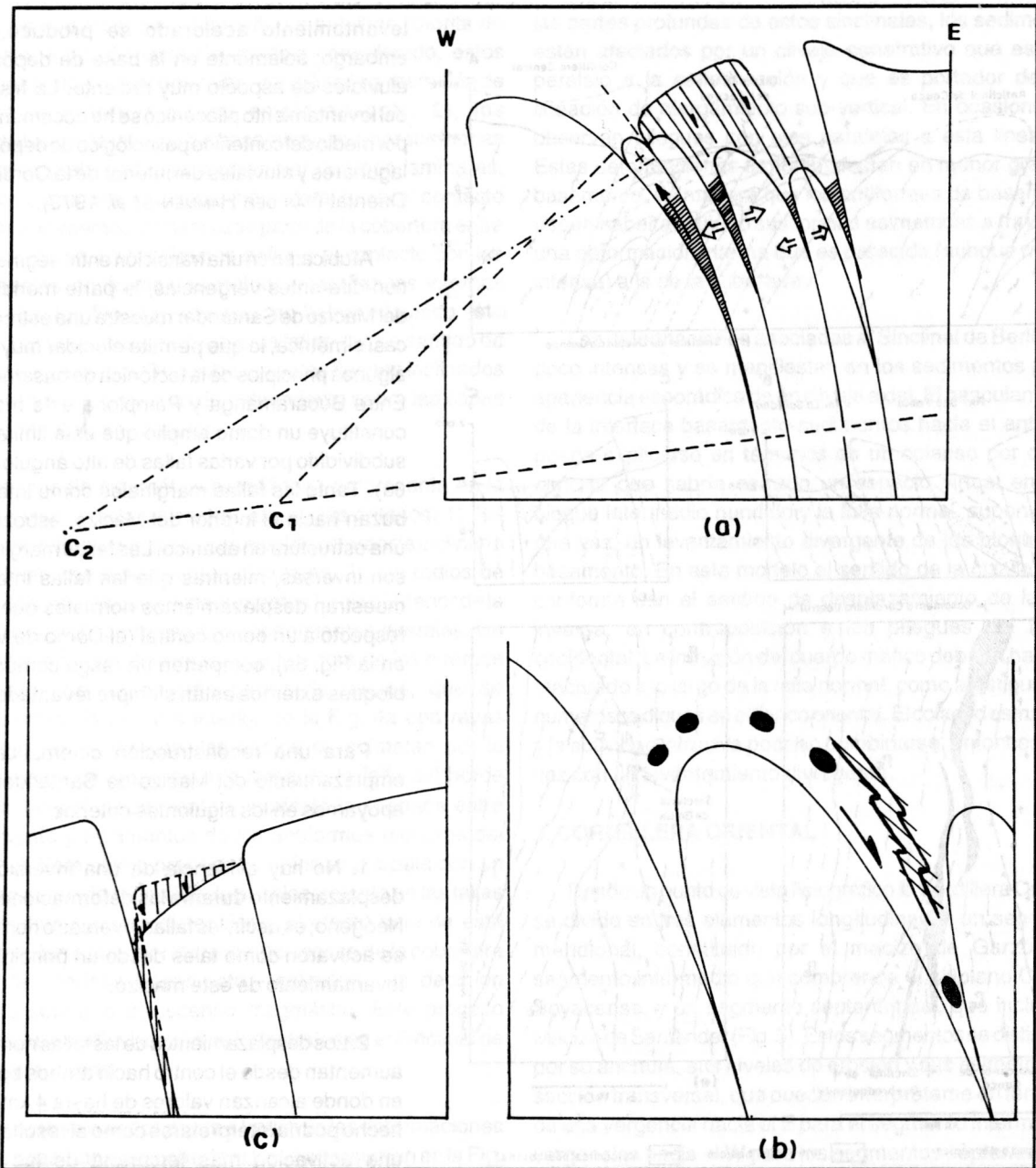


Fig.4. Modelos de deformación de la Cordillera Central: a) Sinclinal de Quebradagrande; b) deformaciones alrededor de un antiforime de basamento que subdivide el Sinclinal de Quebradagrande; c) Sinclinal de Berlín.

hacia el centro del Macizo de Santander. Siguiendo esta idea, los bloques, antes de fallarse, harían parte del flanco de un domo central; este domo, a medida que se desprenden los bloques marginales, se hunde con respecto a sus bordes y se vuelve más estrecho, hasta asumir la forma acentuada de la actual cúpula central.

En esta secuencia, el ancho del macizo está prefigurado

desde el inicio de su levantamiento. Asumimos que, una vez separados del domo central, los bloques marginales siguen levantándose. Desde un punto de vista energético, un levantamiento moderado, pero repartido a través de todo el ancho de una cordillera, representa una situación más favorable, que el caso en donde un levantamiento pronunciado se restringe a una zona estrecha, ya que los términos más importantes de la energía potencial de un

orógeno son proporcionales a su ancho y muestran una dependencia proporcional al cuadrado de su altura (MOLNAR & LYON-CAEN 1988).

Fallas inversas, aunque poco conspicuas en el Macizo de Santander, son comunes en el segmento intermedio de la Cordillera Oriental, en donde bordean los flancos de altos subalternos o "macizos" (véase el artículo "Estructuras y deformaciones del borde oriental del Macizo de Floresta", este volumen). Un rasgo común de estas fallas son sus ocurrencias en segmentos discretos de unos cien metros hasta unos diez kilómetros, que se alternan con flexiones sencillas.

Una de estas fallas intermitentes es la Falla de Suárez, que se ubica en el flanco oriental del Anticlinal de la Cordillera de los Cobardes y lo limita contra la Mesa de los Santos (Fig.5). La propia falla se individualiza al S del Río Sogamoso y termina al N de la población La Fuente, cubriendo un intervalo de 25km y alcanzando un desplazamiento máximo de 1500m (Figs.6b y 6f). En las cercanías de la falla, su bloque colgante está afectado por una deformación distensiva, lo que se ha interpretado como consecuencia de una forma convexa del plano de falla. La aparición de esta falla se correlaciona con un sinclinal amplio en el bloques colgante, cuyo efecto es levantar las capas en la cercanía de la falla. En el bloque yacente persiste el buzamiento general de la Mesa de Los Santos hasta la cercanía de la falla, en donde las capas se erigen en un sentido de arrastre (Fig.6b).

Para esclarecer con mayor detalle la geometría de las fallas inversas, se examinó el Anticlinal de Málaga al S del Macizo de Santander, que se presenta, en donde alcanza un pleno desarrollo, como "horst" compresivo con los dos flancos fallados (Figs.6c y 6g). Para la alta inclinación de sus fallas de borde disponemos de tres argumentos: 1), la falla del borde oriental o la Falla de Servitá atraviesa el Cañón del Chicamocha sin desviarse, como se esperaría para una inclinación moderada, de acuerdo a la regla de la "V"; 2), descartar una interacción de las fallas de borde en ambos flancos equivale a suponer, que estas mismas se verticalicen hacia una mayor profundidad y que tengan formas convexas hacia arriba; y 3), la Falla de Servitá representa muy probablemente una falla jurásica normal, que se invirtió durante la orogénia andina, ya que limita depósitos aluviales en su costado occidental, que se acuñan hacia el W.

El flanco occidental del Anticlinal de Málaga se caracteriza por sinclinales marginales marcados (Figs.6c y 6g). Las relaciones con la estructura contigua al E del Anticlinal de Málaga, el Anticlinorio de Carcasí, son

complejas, ya que la Falla de Servitá corta aparentemente los pliegues del flanco occidental de esta estructura (Fig.6g). En el flanco occidental, sin embargo, estas relaciones son más sencillas por la inclinación uniforme de los estratos del bloque yacente hacia las fallas de borde y con este "arrastre inverso" (Hamblin, 1965) las fallas alcanzan un mayor desplazamiento. Esta disposición estructural se parece a un rebote producido por fallamiento inverso en un medio elástico (cf. Barnett et al., 1987, para el caso de fallas normales). Considerando la forma convexa de estas fallas y la estrechez del Anticlinal de Málaga, el levantamiento de este bloque de basamento debería haberse acompañado por deformaciones distensivas considerables. En este contexto es factible que los sinclinales se hayan amplificado, después de haberse originado como rebotes elásticos, por un proceso de colapso por encima de las fallas marginales, compensando así el ascenso divergente de las partes marginales del Anticlinal de Málaga. En la Fig.6c se aproximaron los trazos de las fallas por segmentos circulares, cuyos radios se calcularon a partir del área de colapso definida por los sinclinales marginales, así como del monto del desplazamiento vertical y de la inclinación superficial de la falla (Kammer, 1993). Obsérvese que tanto en este anticlinal como en el corte transversal del Macizo de Santander (Fig.6a), la forma plegada de la superficie del basamento se relaciona con un mecanismo de colapso desarrollado bajo un régimen de deformación distensivo.

La tectónica de la cobertera está bien expuesta en el segmento intermedio de la Cordillera Oriental y se caracteriza por pliegues que se presentan en trenes mucho menos espaciados que los altos estructurales que involucran el basamento. Estos pliegues se presentan típicamente en anticlinales estrechos y simétricos, separados por sinclinales amplios con fondos planos. La forma y el nivel estructural de los sinclinales permite la construcción de curvas de tangencia continuas a un nivel de referencia, como se ejemplifica en una sección entre las represas de Sisga y Neusa (Fig.6d). Otro rasgo muy particular se refiere a las vergencias de los pliegues en esta sección: con respecto al sinclinal que alcanza una posición estructural más bajo, los pliegues muestran a través de sus asimetrías vergencias hacia los bordes de la Cordillera Oriental. Midiendo las áreas de exceso por encima de un nivel guía (en el caso de la Fig.6d se escogió la base de la Formación "Guadalupe Superior" como horizonte de referencia) y los acortamientos correspondientes, es posible calcular profundidades de despegue, que coinciden bastante bien con las profundidades del basamento pre-cretácico (véase también el artículo "Estructuras y deformaciones del borde oriental del Macizo de Floresta", este volumen). Los pliegues antedichos se interpretan, por lo tanto, como producto de acumulación de masas rocosas, que se emplazaron por un

flujo gravitatorio hacia las depresiones estructurales. Esta interpretación coincide bastante bien con la limitación de estos pliegues al Altiplano Cundi-Boyacense. En esta parte, la Cordillera Oriental muestra una estructura en forma de hoya, que desencadenó el colapso de masas desde sus márgenes elevados hacia su centro deprimido.

Un punto importante en esta interpretación ha sido la identificación de topes que presentan obstáculos en el camino de estas masas hacia las depresiones estructurales, tal como la Falla de Cambrás en la Barrera de Guataquí (KAMMER & MOJICA 1995) la cual se originó en el Eoceno como una falla inversa durante el levantamiento de la Cordillera y fue invertida parcialmente como tal, pero de buzamiento opuesto durante el levantamiento neogénico de la Cordillera Oriental. Actualmente pone en contacto el basamento de la Cordillera Central contra los sedimentos cretácicos de la Cordillera Oriental (Fig.6e). Los mapas geológicos y topográficos de esta área (cf. la portada de GEOLOGÍA COLOMBIANA No.19) revelan con mucha claridad que los pliegues de la Barrera de Guataquí forman un cinturón continuo a lo largo de la Falla de Cambrás, que represa el Abanico de Ibagué en su costado occidental. Según nuestros conceptos, esta faja plegada ayuda a ubicar el trazo de dicha falla por el boquerón al W de Gualanday, en donde la misma está recubierta por los depósitos recientes del Abanico de Ibagué.

4. DISCUSION

Un rasgo distintivo en la tectónica de las Cordilleras Central y Oriental son las fallas de muy alto ángulo que definen, a través de sus inclinaciones hacia suturas (caso de la Cordillera Central; Kammer, 1991) o domos centrales (caso de la Cordillera Oriental) un arreglo en forma de abanico. En la Cordillera Oriental estas estructuras en abanico se presentan con mayor claridad en cortes simétricos, como en el Macizo de Santander entre Bucaramanga y Pamplona y el Anticlinal de Málaga, en donde fallas con vergencias opuestas se agrupan alrededor de domos relativamente estrechos. Descartando intersecciones mutuas de estas fallas, ellas deberían asumir inclinaciones sub-verticales en profundidad y confluir con zonas de abombamientos de la corteza inferior.

En superficie, la disposición divergente de las fallas condicionó una subdivisión de ambas cordilleras en compartimientos que, en el caso de la Cordillera Central, se caracterizan por extensiones longitudinales considerables, y que en la Cordillera Oriental parecen ser prefigurados por una tectónica jurásica (JULIVERT & TÉLLEZ 1963).

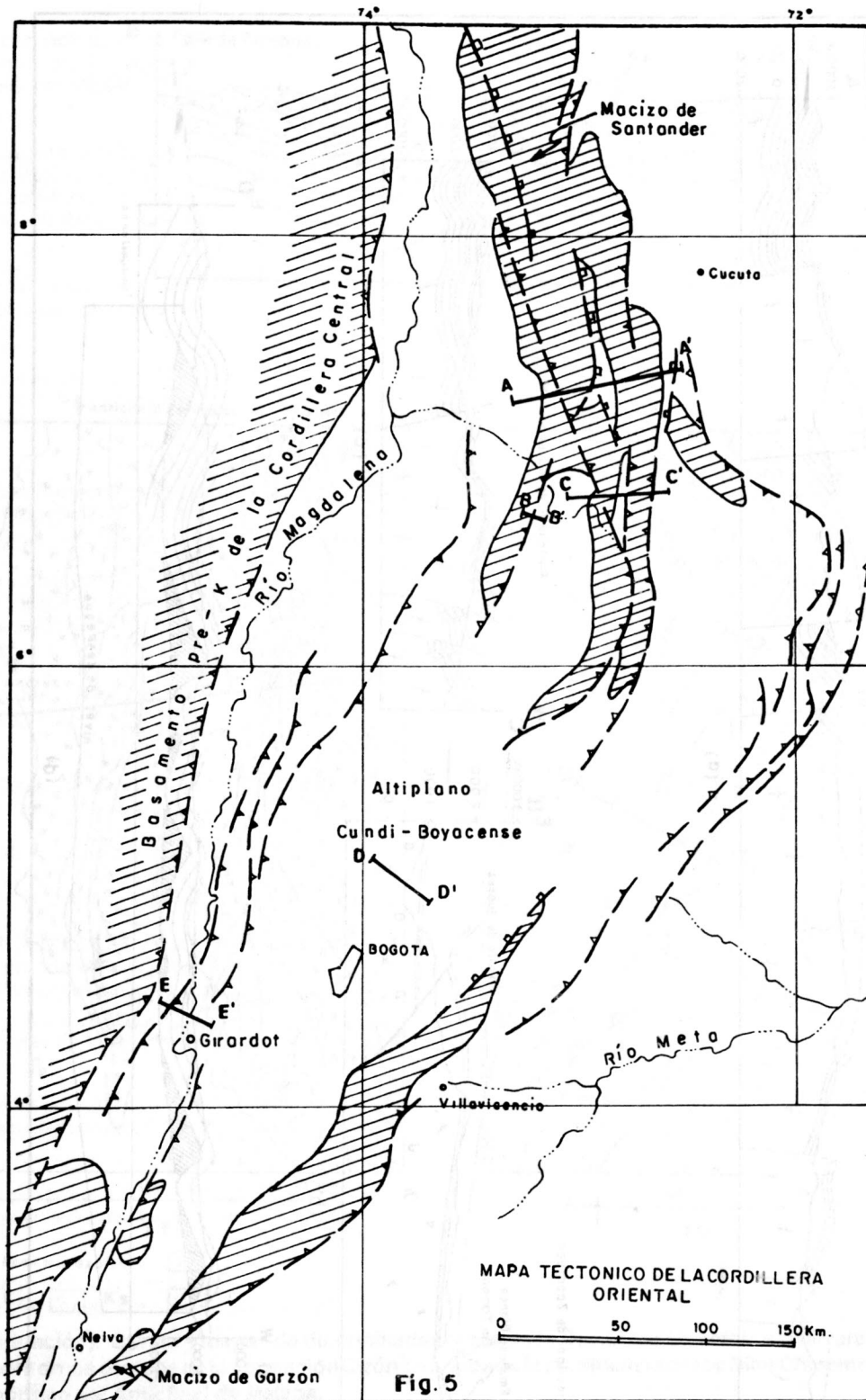
Una pregunta abierta se refiere al tipo de deformación

imperante durante el levantamiento de ambas cordilleras: ¿La transferencia de masas que conllevó al abombamiento de las cordilleras fue acompañada por una deformación compresiva que afectó una columna rocosa de la corteza selectivamente por encima de un nivel de despegue (cf. la Fig.7-103 en Ramsay, 1967 o la Fig.26.35 en Ramsay & Huber, 1987)? Las deformaciones distensivas en ambas cordilleras son supuestamente superficiales y podrían despistar en cuanto a una respuesta adecuada, ya que reflejan en primer lugar los problemas volumétricos de un levantamiento sobre fallas divergentes.

La tendencia de las fallas de asumir inclinaciones moderadas en niveles estructurales altos, concuerda con el modelamiento de distribuciones de esfuerzo en medios elásticos que han sido sometidos a levantamientos diferenciales (ver Prucha et al., 1965), y que se combina, para el caso de una tectónica compresiva, con un acortamiento transversal que se reduce en niveles estructurales altos, debido a una reducción del constreñimiento lateral y a un "escape" de las rocas en dirección del antepaís (cf. Fig.5 de Coward, 1983).

Un rasgo particular en la tectónica de ambas cordilleras está dado por la presencia de fallas con inclinaciones parecidas, pero con desplazamientos opuestos, que conllevan a levantamientos o hundimientos de bloques. En la Cordillera Central estas cizallas "transcurrentes" condujeron a estructuras negativas, producidas por el hundimiento de láminas de basamento. Por la disposición divergente de las fallas, estas láminas ayudan, en su posición hundida, a mitigar los problemas de cohesión lateral. Las transiciones de sinclinales doblemente fallados a fallas inversas, que se observan tanto en la terminación septentrional del Sinclinal de Quebradagrande como en la del Sinclinal de Berlín (Figs.3d y e), pueden interpretarse en términos de direcciones de levantamientos divergentes, en donde se presenta una lámina de basamento hundida, o paralelos, en donde una sola falla separa los dos bloques de basamento. Las láminas hundidas debieron guiar el ascenso de magmas a lo largo de las fallas limitantes normales, y posiblemente, debieron haber alcanzado la profundidad de una capa cortical viscosa.

En la Cordillera Oriental cizallas transcurrentes conllevan a la formación de estructuras positivas o anticlinales con flancos fallados. Sin embargo, en los flancos de dichos anticlinales fallas y simples flexiones alternan en determinados intervalos. Un criterio que ayuda a diferenciar altos transpresivos (o estructuras en "flor") ligados a fallas direccionales de los altos subalternos de la Cordillera Oriental, es justamente la naturaleza intermitente de sus fallas de borde.



MAPA TECTONICO DE LA CORDILLERA ORIENTAL

0 50 100 150 Km.

Fig. 5

- Falla inversa
- Falla normal
- Basamento pre-cretáceo
- Sedimentos cretáceos y terciarios

Fig.5. Mapa sinóptico de la Cordillera Central con la ubicación de las secciones y mapas geológicos de la Fig 6.

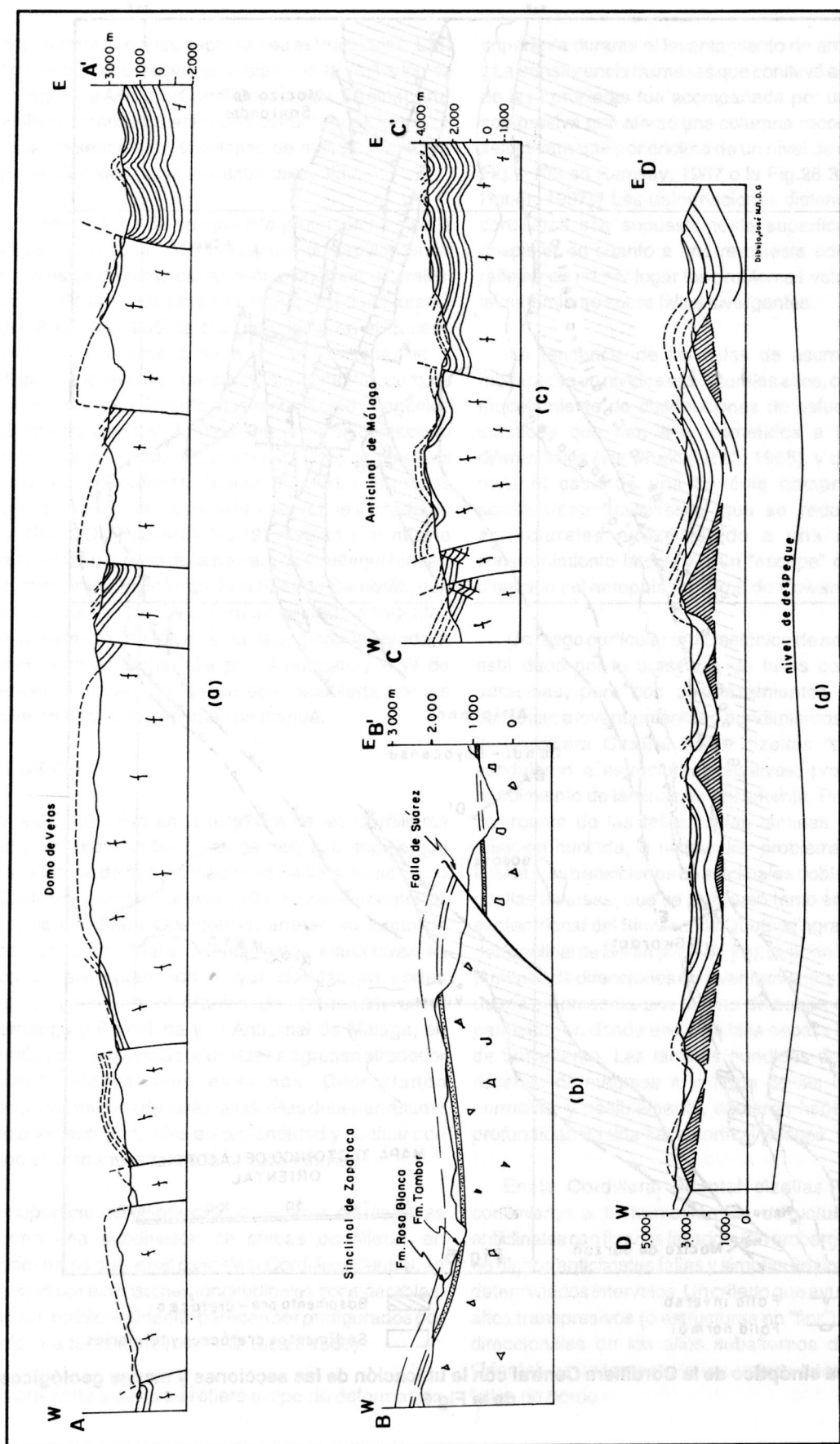


Fig. 6. Cortes y mapas de determinadas áreas de la Cordillera Oriental: a) Macizo de Santander entre Bucaramanga y Pamplona; b) Falla de Suárez; c) Anticlinal de Málaga; d) Altiplano Cundiboyacense, entre las Represas del Sigsa y Neusa.

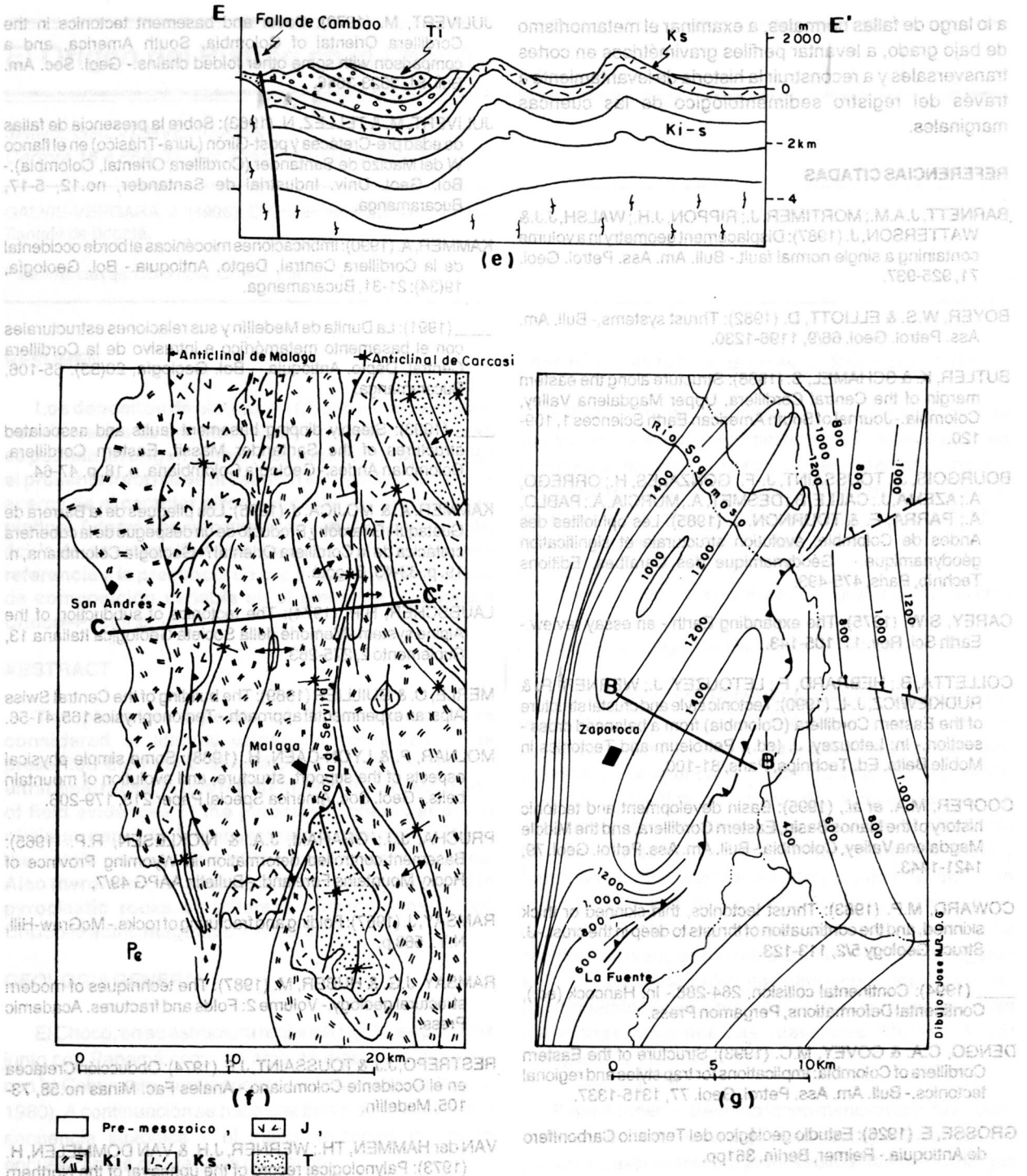


Fig.6 (Continuación). Cortes y mapas de determinadas áreas de la Cordillera Oriental: e) Barrera de Guataquí; f) mapa de contornos del tope de la Formación Girón en el área de la confluencia de los Ríos Chicamocha y Suárez; g) mapa sinóptico del Anticlinal de Málaga.

Nuestras consideraciones se basan, hasta aquí, exclusivamente en argumentos geométricos y se complementarán, un un futuro próximo, con otros estudios. Existen varios campos de trabajo que ayudarán a refinar los

conceptos expuestos o a buscar alternativas de mayor proyección. En el caso de la Cordillera Oriental, se tienen proyectos en curso en el Departamento de Geociencias, encaminados a estudiar las mineralizaciones hidrotermales

a lo largo de fallas normales, a examinar el metamorfismo de bajo grado, a levantar perfiles gravimétricos en cortes transversales y a reconstruir la historia de levantamiento a través del registro sedimentológico de las cuencas marginales.

REFERENCIAS CITADAS

- BARNETT, J.A.M.; MORTIMER, J.; RIPPON, J.H.; WALSH, J.J. & WATTERSON, J. (1987): Displacement geometry in a volume containing a single normal fault.- *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 71, 925-937.
- BOYER, W.S. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust systems.- *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 66/9, 1196-1230.
- BUTLER, K. & SCHAMEL, S. (1988): Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia.- *Journal of South American Earth Sciences* 1, 109-120.
- BOURGOIS, J.; TOUSSAINT, J.-F.; GONZALES, H.; ORREGO, A.; AZEMA, J.; CALLE, B.; DESMET, A.; MURCIA, A.; PABLO, A.; PARRA, E. & TOURNON, J. (1985): Les ophiolites des Andes de Colombie: évolution structurale et signification géodynamique.- *Géodynamique des Caraïbes*, Editions Technip, Paris, 475-493.
- CAREY, S.W. (1975): The expanding Earth - an essay review.- *Earth Sci. Rev.* 11, 105-143.
- 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. Technip, 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.- *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 79, 1421-1443.
- COWARD, M.P. (1983): Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust.- *J. Struct. Geology* 5/2, 113-123.
- _____ (1994): Continental collision, 264-288.- In: Hancock (ed.), *Continental Deformations*, Pergamon Press.
- DENGO, C.A. & COVEY, M.C. (1993): Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics.- *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 77, 1315-1337.
- GROSSE, E. (1926): Estudio geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia.- *Reimer, Berlín*, 361pp.
- HALL, R.; ALVAREZ, J. & RICO, H. (1972): Geología de los Departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-A).- *Boletín Geológico Ingeominas* 20 (1), Bogotá, 85 p.
- HAMBLIN, W.K. (1965): Origin of 'reverse drag' on the downthrown side of normal faults.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, 1145-1164.
- JULIVERT, M. (1970): Cover and basement tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America, and a comparison with some other folded chains.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 3623-3646.
- JULIVERT, M. & TELLEZ, N. (1963): Sobre la presencia de fallas de edad pre-Cretácea y post-Girón (Jura-Triásico) en el flanco W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia).- *Bol. Geol. Univ. Industrial de Santander*, no.12, 5-17, Bucaramanga.
- KAMMER, A. (1990): Imbricaciones miocénicas al borde occidental de la Cordillera Central, Depto. Antioquia.- *Bol. Geología*, 19(34): 21-31, Bucaramanga.
- _____ (1991): La Dunita de Medellín y sus relaciones estructurales con el basamento metamórfico e intrusivo de la Cordillera Central, Depto. Antioquia. - *Bol. Geología*, 20(35): 65-106, Bucaramanga.
- _____ (1993): Steeply dipping basement faults and associated structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes.- *Geología Colombiana*, n.18, p. 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*, n. 19, p. 33-43, Bogotá.
- LAUBSCHER, H.P. (1974): The tectonics of subduction of the Alpine system.- *Memorie della Società Geologica Italiana* 13, Suplemento 2, 275-283.
- MERLE, O. & GUILLIER (1989): The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach.- *Tectonophysics* 165, 41-56.
- MOLNAR, P. & LYON-CAEN, H. (1988): Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts.- *Geol. Soc. America Special Paper* 218, 179-206.
- PRUCHA, J.J.; GRAHAM, J.A. & NICKLESEN, R.P. (1965): Basement-controlled deformation in Wyoming Province of Rocky Mountains Foreland. - *Bulletin AAPG* 49/7,
- RAMSAY, J. (1967): *Folding and fracturing of rocks.*- McGraw-Hill, N.Y., 568 p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M. (1987): *The techniques of modern structural geology.*- Volume 2: Folds and fractures. Academic Press.
- RESTREPO, J.J. & TOUSSAINT, J.F. (1974): Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano.- *Anales Fac. Minas* no.58, 73-105, Medellín.
- VAN der HAMMEN, TH.; WERNER, J.H. & VAN DOMMELEN, H. (1973): Palynological record of the upheaval of the Northern Andes: A study of the Pliocene and Lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its high - Andean biota.- *The Quaternary of Colombia* 2, 1-122.

Manuscrito recibido, Mayo de 1996