

Las Fallas de Romeral y su Relación con la Tectónica de la Cordillera Central

ANDREAS KAMMER

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

KAMMER, A. (1993): Las Fallas de Romeral y su Relación con la Tectónica de la Cordillera Central.- *Geología Colombiana*, 18, pp. 27 - 46, 11 figs., Bogotá.

RESUMEN

Las Fallas de Romeral se asocian estructuralmente a un sinclinal mayor que expone rocas volcánico - sedimentarias cretáceas y que separa las rocas metamórficas de las partes centrales de la Cordillera Central, de un antiforme de basamento ubicado en su piedemonte occidental. Estas estructuras hacen parte de un plegamiento de amplitudes kilométricas, afectan la casi totalidad de la vertiente occidental de la Cordillera Central y muestran planos axiales que buzan en ángulos altos al E. Las Fallas de Romeral dividen los sedimentos y volcánicas cretáceas en tres paquetes imbricados, cuyos techos se muestran consistentemente hacia el E y que son fallados tanto hacia las rocas de basamento tanto supra- como infrayacentes.

Las deformaciones de las unidades volcánico - sedimentarias se caracterizan: 1) por un alargamiento subvertical que afecta las partes occidentales y 2) por un alargamiento N-S que se manifiesta en las partes internas de la Cordillera con mayor intensidad. Estos dos dominios de deformación se documentan igualmente en las rocas intrusivas emplazadas a lo largo de las fallas, confirmando así un origen sin - cinemático. Sólo localmente las deformaciones compresivas dan lugar a clivaje.

Para la formación de estas estructuras, se propone un modelo de levantamiento vertical, en el cual el plegamiento del contacto basamento - cobertera se debe en primera instancia a movimientos diferenciales y algo divergentes, de las rocas de basamento. Este modelo considera también la existencia de estructuras de colapso en las partes altas de la cordillera.

ABSTRACT

The Romeral faults are closely associated to a major syncline at the western foothills of the Central Cordillera in which the Cretaceous sedimentary and volcanic rocks are deeply imbricated and which separates the central parts of the Cordillera from a narrow basement cored antiform in the Cauca valley. Structural relief of these structures amounts to various kilometers. The

syncline is divided into 3 or more, consistently east facing imbricate sheets which are faulted against the two adjacent basement antiforms.

Deformations within the imbricated rock units manifest themselves by 1) a westerly domain, characterised by a subvertical elongation and by 2) an easterly domain, dominated by a N-S elongation which increases in intensity toward the Cordillera's internal parts. These two deformation domains imply as well the fabrics of fault related intrusive rocks, confirming their synkinematic emplacement. Compressional deformations give only locally rise to a rock cleavage.

The above mentioned features are most adequately accounted for by a vertical uplift model, in which crystalline lamellae rose along steeply dipping and slightly divergent fault planes, thereby giving rise to the interleaved nature of the basement - cover contact. This deformation model envisages further the existence of collapse structures at the crestal parts of the Cordillera.

KURZFASSUNG

Die Romeralbrüche stehen in enger Beziehung zu einer grösseren Synklinale am westlichen Fuss der Zentralen Kordillere, in der kretazische Sedimente und Vulkanite tief eingefaltet sind und die die metamorphen Gesteine der zentralen Teile der Kordillere von einer schmalen Antiklinale desselben Grundgebirges im heutigen Cauca abtrennt. Die Verfaltung des Kontaktes zwischen Grundgebirge und kretazischen Gesteinseinheiten spielt sich in km - Amplituden ab, erfasst praktisch den ganzen westlichen Hang der Kordillere und weist steil ost - tauchende Achsenflächen auf. Die Romeralbrüche unterteilen die eingefalteten Kreideeinheiten in drei normal lagernde Schuppen, welche gegenüber dem angrenzenden Grundgebirge sowohl des Hangenden wie des Liegenden durch Brüche abgegrenzt sind.

In den Kreideeinheiten lassen sich zwei Deformationsbereiche unterscheiden, von denen der westlichere eine subvertikale, der östlichere dagegen eine horizontale, N-S Längung aufweist. Diese Deformationsbereiche bilden sich auch im magmatischen Gefüge von Intrusivkörpern, die entlang der Romeralbrüche

emporgedungen sind, ab und bestärken deren synkinematische Entstehung.

Für die strukturelle Entwicklung wird ein vertikales Hebungsmodell vorgeschlagen, das die Faltung des Kontaktes in erster Linie auf ein leicht divergierendes Aufdringen von Grundgebirgslamellen zurückführt. Dieses Modell berücksichtigt auch das Vorhandensein von Kollapsstrukturen in den höheren Teilen der Kordillere.

1. INTRODUCCION

Las Fallas de Romeral están comunmente asociadas a una discontinuidad cortical de primer orden dentro del contexto geológico del occidente colombiano. La "Falla Fundamental de Romeral" (Etayo *et al.*, 1969) ha sido calificada como el límite entre basamento andino continental al E y corteza cretácea acrecionada al W, desde los estudios gravimétricos de Case *et al.* (1971) y definida como límite entre sedimentos cretáceos de plataforma continental al E y secuencias oceánicas al W, derivados en gran parte de un volcanismo de arco (Etayo *et al.*, 1969; Irving, 1971; Barrero, 1979). Más recientemente la falla ha sido considerada como límite entre terrenos que constituyen la Cordillera Central y las secuencias oceánicas de la Cordillera Occidental (Etayo *et al.*, 1983). La falla ha sido también asociada a una zona de subducción debido a las distintas asociaciones litológicas de las cordilleras Central y Occidental y la presencia de esquistos azules dentro del basamento pre-Cretáceo y de la Formación Quebradagrande (Orrego *et al.*, 1980; Nuñez & Murillo, 1978). La diversidad litológica y la complejidad estructural de la zona han sido interpretadas como la expresión de un "mélange", comparable al del complejo de San Francisco (González, 1980). En lo que se refiere a los desplazamientos de las Fallas de Romeral, Grosse (1926) comprobó movimientos inversos para una fase orogénica del Mioceno. Más recientemente, en virtud de su extraordinaria continuidad (Fig.1) y de sus segmentos rectos, estas fallas han sido interpretadas como fallas de rumbo cuyo sentido de desplazamiento ha variado durante la evolución tectónica de la zona (Campbell, 1965; Irving, 1971; Feininger & Bristow, 1980; Toussaint & Restrepo, 1984).

El término de "Falla de Romeral" fue introducido por Grosse (1926) para designar una falla inversa al pie de la Cuchilla El Romeral, al W de Medellín. En los trabajos cartográficos subsecuentes de Ingeominas se utilizó este término a nivel regional sin criterios claros de correlación y a veces sin diferenciar entre "Falla de Romeral" y "Sistema de Fallas de Romeral" (véase por ejemplo la plancha 1:100'000 300, Ingeominas). Existe consenso de que este sistema es inseparablemente ligado a la Falla del Cauca que marca el límite entre la Cordillera Occidental y el Valle del Cauca y para este conjunto de fallas se ha aplicado el término de "Sistema de Fallas de Cauca-Romeral". Por la estrecha relación entre dichas fallas y el Valle del Cauca este último se ha considerado como graben tensional (Barrero, 1979; Mejía, 1984). Por otro lado, las subcuencas

dentro del Valle del Cauca y de la vertiente occidental de la Cordillera Central han sido interpretadas como cuencas de tracción, suponiendo movimientos de rumbo (Parra, 1990).

En un marco geotectónico el Valle del Cauca, que separa las Cordilleras Central y Occidental en los departamentos del Valle del Cauca y del Cauca, podría ser paralelizado con el valle longitudinal del Perú y el valle central de Chile (Jordan *et al.*, 1983). En analogía con estos valles, el Valle del Cauca representaría una cuenca "fore arc" ubicándose por encima de una zona de Benioff con un buzamiento de 35° aproximadamente. La terminación de este valle longitudinal al N de Cartago coincide con una somerización de la zona de Benioff que en el norte de Colombia adquiere ángulos de 20° aproximadamente (Pennington, 1981).

En este trabajo se utiliza el término de "Falla Romeral" en sentido de Grosse (1926). Con "Fallas de Romeral" se designa el conjunto de fallas que limitan las estructuras de la vertiente occidental de la Cordillera Central.

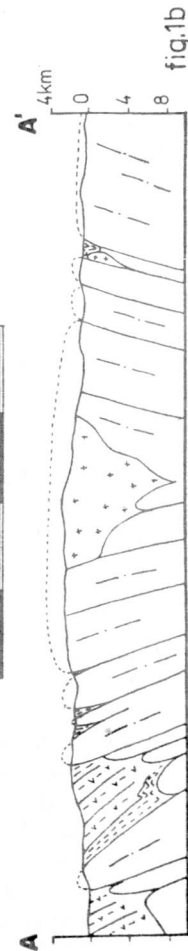
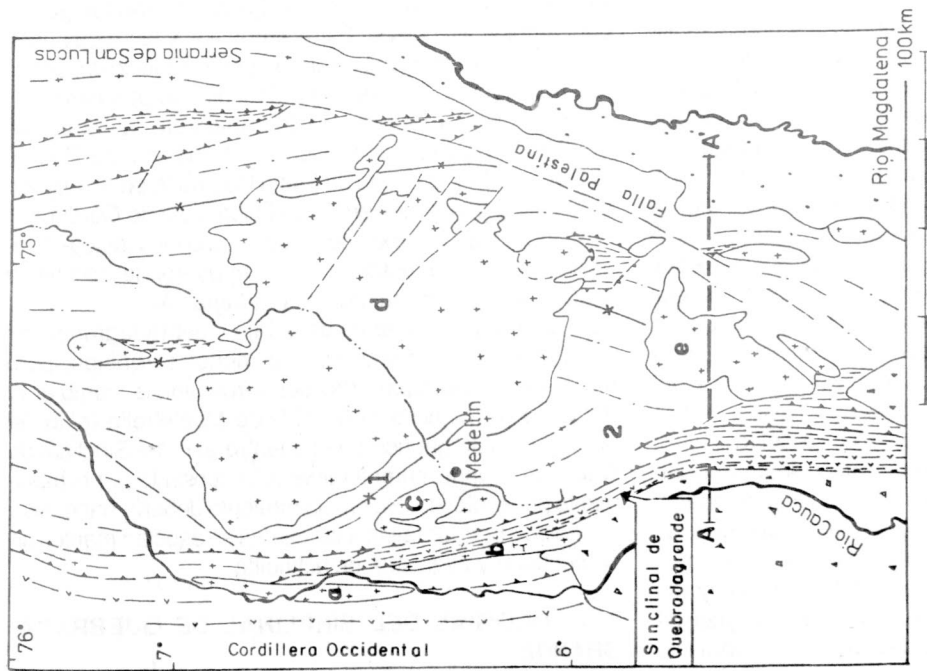
A continuación se hará una reseña de la tectónica asociada a las Fallas de Romeral, presentando nuevos datos estructurales y litológicos, así como una revisión de las cartografías de Grosse (1926) y de las planchas 1:100'000 130 y 146 de Ingeominas que incluye levantamientos propios entre Liborina y Ebéjico, que se efectuaron en colaboración con N. Parra, Universidad Nacional, seccional de Medellín, desde el año de 1985.

2. ASPECTOS REGIONALES

El área revisada ofrece la oportunidad de examinar una sección completa de las unidades pre-terciarias comprendidas en la zona limítrofe entre la Cordillera Central y la Cordillera Occidental. Al S del área en consideración, entre Manizales y Bolombolo, la zona limítrofe está cubierta por la secuencia volcanoclástica de la Formación Combia del Mioceno Superior y solamente al W de Manizales estas relaciones son expuestas nuevamente. A partir de Cartago, sin embargo, los sedimentos modernos del Valle del Cauca ocultan las relaciones entre ambas cordilleras.

Fisiográficamente las Fallas de Romeral se ubican en el piedemonte y en la vertiente occidental de la Cordillera Central; en el Departamento del Quindío la falla más oriental se encuentra cerca de la cima de la Cordillera. Tal es el caso en la línea de la sección Armenia - Ibagué en donde el contacto entre basamento metamórfico y la Formación Quebradagrande está expuesto (plancha 1:100'000 243, Ingeominas). En esta sección se puede comprobar la asimetría de la Cordillera Central: su línea creстал se localiza mucho más cerca de su piedemonte occidental que de su piedemonte oriental (véase por ejemplo el corte geológico de Nelson, 1962a).

En cuanto a las características estructurales regionales de las Fallas de Romeral, vale destacar dos rasgos. Primero, como ya fue recalado por Grosse (1926) y como lo demuestra Nelson (1962a) en su sección de Armenia-Ibagué, las Fallas de Romeral y las unidades cretáceas y de basamento comprendidas entre ellas (en su sección, sin embargo, Nelson, 1962a, no diferencia entre unidades



Leyenda:

Sedimentos fluviales



Depositos piroclásticos del Mioceno



Batolitos sin- a postorogénicos



Cobertura volcánico - sedimentaria (K)



Basamento metasedimentario



Gneises and anfibolitas



Sutura



Falla inversa



Sinclinal limitado por falla inversa y normal



Falla transcurrente

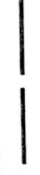


Fig. 1. Mapa de la parte septentrional de la Cordillera Central con la ubicación del Sinclinal de Quebradagrande (a) y un corte a través de la Cordillera (b). Ubicación de estructuras: 1 - Sutura del Río Chico; 2 - Hoya del río Buey, ubicación de cuerpos intrusivos: a - Batolito de Sabanalarga; b - Diorita de Puebloito; c - Batolito de Ovejas; d - Batolito Antioqueño; e - Batolito de Sonsón.

cretáceas y pre-cretáceas) buzan consistentemente al E con ángulos que varían entre 50° a 70°. Segundo, una estructura guía para el reconocimiento de estas fallas es una faja cretácea imbricada dentro del basamento pre-cretáceo que alcanza una longitud de más de 300 km. Esta faja se inicia en la Cuenca de Sopetrán al W de Medellín (Fig. 1), alcanza su anchura máxima en el Departamento de Caldas y se acuña, según muestra la plancha 262 (1:100'000, Ingeominas), al sur de Barragán, Departamento del Valle del Cauca. Cerca de La Estrella, al sur de Medellín, Botero (1963) definió en esta faja la Formación Quebradagrande que, con sus gruesos paquetes de basaltos efusivos, muestra una afinidad estrecha con los Grupos de Cañasgordas (Alvarez & González, 1978) y Diabásico (Nelson, 1957 y 1962b) de la Cordillera Occidental. En este informe, esta faja cretácea se llamará Sinclinal de Quebradagrande (ubicación: Fig. 1). Entre las fallas que confinan y subdividen este sinclinal, se destaca como lineamiento más continuo la falla en su costado occidental que lo limita contra un antiformal de basamento al que nos referiremos como Antiforme del Cauca. Al E del Sinclinal de Quebradagrande existe un plegamiento de amplitudes menores que da lugar a sinclinales menores y que hacia el S del área revisada involucra sucesivamente partes más altas de la Cordillera (Fig. 1; Kammer, 1990a).

La Falla de Romeral, como ha sido definida por Grosse (1926), corresponde a un lineamiento intermedio del Sinclinal de Quebradagrande. Su correlación al sur de la plancha 130 se ve dificultada por la falta de un patrón estructural continuo. En cambio, la falla del borde occidental del Sinclinal de Quebradagrande reúne todas las características de una referencia regional debido a la continuidad marcada del Antiforme del Cauca y del Sinclinal de Quebradagrande. Esta falla ha sido designada como Falla de Ebéjico en la plancha 146, Falla de Amagá en la plancha 146, Falla de Piedecuesta en la plancha 166, Falla de Merced en la plancha 187 y Falla de Córdoba en la plancha 243 (planchas 1:100'000, Ingeominas). Al S de Armenia la Falla de Romeral ha sido definida como el límite entre el Antiforme del Cauca y la Formación Amaime, que abarca las rocas volcánico-sedimentarias del costado occidental del Antiforme del Cauca (McCourt *et al.*, 1984), correlación que no es conforme con su definición original al occidente de Medellín.

Las unidades del basamento metamórfico se diferencian de lado y lado del Sinclinal de Quebradagrande. Las laderas de la Cordillera al oriente de este sinclinal consisten de metasedimentitas y metatobas (esquistos verdes) de bajo grado y están separadas de las metamorfitas de alto grado de las partes altas de la Cordillera por fallas o gneises intrusivos (Guarín, 1988; Kammer, 1991a). En el basamento metasedimentario y de alto grado se definieron los Grupos de Ayurá-Montebello en los alrededores del Valle de Aburrá (Botero, 1963) y de Cajamarca en la sección Ibagué-Armenia (Nelson, 1962a).

En la región revisada, el Antiforme del Cauca está constituido, con la excepción de la Anfífolita de Sucre al E de Santa Fe de Antioquia, de litologías muy parecidas a las que componen las laderas occidentales de la Cordillera

Central. Hacia el S, sin embargo, se les suman unidades metamórficas de grado medio, como esquistos anfibólicos y anfífolitas parcialmente granatíferas. Estas rocas deberían estar separadas de los metasedimentos de bajo grado por fallas y gneises intrusivos pre-andinos; así, por lo menos, lo indica la presencia de gneises intrusivos en los bordes del Sinclinal de Quebradagrande, como el Gneis de Chinchiná al W de Manizales (Mosquera, 1978).

Las unidades metamórficas de grado medio del Antiforme del Cauca comprenden la Anfífolita de Sucre en la Cuenca de Sopetrán (Grosse, 1926; Fig.), hacen parte del Grupo Arquía al N del Departamento de Caldas (Restrepo & Toussaint, 1974) y abarcan el Grupo Bugalagrande y los complejos Rosario y Bolo Azul en el Departamento del Valle del Cauca (McCourt *et al.*, 1984).

Las unidades sintectónicas están representadas por un complejo básico a ultrabásico que se halla constituido principalmente por cuarzodioritas y serpentinitas, las cuales, o bien constituyen inclusiones en las primeras, o bien se encuentran aisladas como mantos o pequeños cuerpos protrusivos a lo largo de las Fallas de Romeral, en especial a lo largo de la falla límite occidental del Sinclinal de Quebradagrande. En esta falla se presenta el cuerpo ultramáfico de mayor extensión de la zona, el Macizo de Filadelfia.

Los cuerpos intrusivos del Sinclinal de Quebradagrande se han emplazado a lo largo de las Fallas de Romeral, con excepción de cuerpos menores, cuya intrusión fue guiada por cambios litológicos. Estos intrusivos y las rocas ultramáficas fueron incluidos en el Complejo Ofiolítico del Cauca por Toussaint & Restrepo (1974). Los cuerpos intrusivos mayores son el Batolito de Sabanalarga, la Diorita de Pueblito, el Complejo Básico - Ultrabásico de Pácora (Alvarez, 1987), la Diorita de Santa Rosa al W de Manizales, el "Stock" gábrico de Pereira y el Complejo de Córdoba al S de Armenia. Con excepción del Complejo Básico-Ultrabásico de Pácora, estos cuerpos intruyeron la falla límite occidental del Sinclinal de Quebradagrande.

En la falla límite oriental de la faja Quebradagrande las manifestaciones ígneas son de menor extensión, pero pueden estar acompañadas por serpentinitas, como al W de Medellín (plancha 146). Al S de Montebello (plancha 167) un "stock" gábrico se encuentra al E del Sinclinal de Quebradagrande, completamente circunscrito por el basamento pre-cretáceo. Su emplazamiento debería haber sido controlado por dos fallas a las cuales se asocian mantos de serpentinita y esquistos de actinolita.

3. LITOLOGIAS DEL SINCLINAL DE QUEBRADAGRANDE

3.1. Formación Quebradagrande

Con sus derrames basálticos, diabasas e intercalaciones de chert, la Formación Quebradagrande muestra gran afinidad con las litologías del Grupo Cañasgordas, exceptuando su edad que se extiende desde el Hauteriviense al Albiano (Grosse, 1926; Botero & González, 1983), mientras

que el Grupo Cañasgordas abarca además el Cretáceo Superior (Etayo, 1989). Los sedimentos coetáneos de la Formación Abejorral, de las partes más internas de la Cordillera Central se diferencian de la Formación Quebradagrande por la ausencia de intercalaciones volcánicas, por la falta de deformaciones sinsedimentarias y por contener sedimentos continentales en su base (Rodríguez & Rojas, 1985).

En el área investigada, las Fallas de Romeral subdividen el Sinclinal de Quebradagrande en tres unidades tectónicas, cuyos techos se muestran consistentemente hacia el E. La unidad basal al W es no-volcánica y consta de una alternancia de lutitas y areniscas cuarzosas. Las areniscas se presentan por lo regular en lentes y son afectadas por pliegues y fallas sin-sedimentarios. Los conglomerados intraformacionales muestran componentes aplastados con contornos poco definidos, que deben haber sido retrabajados en un estado semi-consolidado. En la parte superior de esta unidad los esquistos se vuelven silíceos y presentan diques de diabasa o basalto.

Esta secuencia fue asociada al basamento metamórfico por Grosse (1926), González (1980) y Mejía (1984). En este trabajo, sin embargo, dichas rocas se interpretan como secuencia basal de la Formación Quebradagrande, en razón de los siguientes argumentos: Primero y más importante, esta secuencia forma por criterios de polaridad la base de las volcanitas de la Formación Quebradagrande y está separada de los esquistos metamórficos del Antiforme del Cauca por la falla límite occidental del Sinclinal de Quebradagrande o por rocas intrusivas. Segundo, un metamorfismo aún de bajo grado no se presenta en esta secuencia. Tercero, dicha secuencia carece de una lineación de alargamiento N-S, que es diagnóstica para el basamento en esta región. Cuarto, estas lutitas muestran afinidades litológicas con las intercalaciones sedimentarias en las rocas volcánicas de la Formación Quebradagrande.

Las unidades superiores constituyen la Formación Porfírica de Grosse (1926), una secuencia monótona de silos de diabasas, microdioritas y gabros, que alternan con flujos basálticos brechosos, con estructuras internas que se asemejan a las brechas almohadilladas descritas por Carlisle (1961). Además, esta secuencia contiene intercalaciones de tobas y chert y lutitas no volcánicas, ricas en materia orgánica. En un conglomerado intraformacional de lutitas no-volcánicas de Loma Hermosa (Fig. 3) se trató de determinar el contenido orgánico; el material resultó sin embargo demasiado maduro para un análisis palinológico (comunicación escrita, Antonio Garzón, 1990). En Loma Hermosa se reubicaron las lutitas fosilíferas halladas por Grosse (1926) que forman una intercalación mayor dentro de las volcanitas.

3.2. Complejo Básico - Ultrabásico

Los cuerpos intrusivos del Complejo Básico-Ultrabásico varían en tamaño desde lentes a "stocks" y batolitos. Composicionalmente los intrusivos muestran variaciones desde gabro a tonalita o a cuarzomonzonita, siendo la

composición más común la de cuarzodiorita. En fallas mayores del Sinclinal de Quebradagrande estos cuerpos intrusivos están estrechamente relacionados a peridotitas serpentinizadas. Las serpentinitas se encuentran también desligadas de las rocas intrusivas y forman mantos continuos a lo largo de la falla límite occidental del Sinclinal de Quebradagrande y en ocasiones inclusive dentro de la secuencia basal de la Formación Quebradagrande (al S y N de Ebéjico). En dicha falla las peridotitas serpentinizadas forman los cuerpos protrusivos de Liborina y Sucre (Fig. 4). Este Complejo Básico-Ultrabásico fue incluido en el Complejo Ofiolítico del Cauca por Restrepo & Toussaint (1974) y asociado, con base en dataciones radiométricas, a la Formación Quebradagrande (Restrepo & Toussaint, 1981 y 1984). La presente correlación con el evento larámico que dio lugar a las Fallas de Romeral (Kammer, 1991b) se basa en el contexto estructural regional y en el hecho de que la textura magmática de las rocas intrusivas registra las mismas deformaciones como las rocas encajantes (véase más adelante).

Los dos cuerpos que alcanzan el tamaño de batolitos en el área revisada son el Batolito de Sabanalarga, al costado occidental del Antiforme del Cauca (Correa & Calle, 1988), y la Diorita de Pueblito (Grosse, 1926), alineada en la falla límite occidental del Sinclinal de Quebradagrande. Ambos cuerpos son poli-intrusivos y contienen una facies marginal básica que en el caso del Batolito de Sabanalarga se presenta a veces incluida en fases más leucocráticas. En este último batolito una fase intermedia es la más homogénea y está compuesta por (cuarzo-) dioritas hornbléndicas con una débil foliación mineralógica, mientras que las fases más leucocráticas muestran una anisotropía planar bien desarrollada y en casos extremos, estas últimas se parecen a gneises oftálmicos.

La facies gábrica de la Diorita de Pueblito se confina sobre todo a su límite oriental; un equivalente occidental está poco desarrollado (Grosse, 1926). Asociadas a la facies básica del borde oriental se encuentran fajas de serpentinita de espesores de hasta 1 km (Fig. 2). Los contactos entre roca ígnea y serpentinita pueden ser fallados o interdigitados y hasta gradacionales, lo que indica un emplazamiento común de las dos litologías. En los contactos interdigitados y en apófisis, la roca ígnea muestra típicamente una textura pegmatítica (Mejía, 1984).

Al contrario de estos cuerpos mayores, los "stocks" y lentes intrusivos de las fallas más orientales son más homogéneos, pero constan de diferentes litologías. Estos cuerpos se agruparon en la "Diorita de tipo Heliconia" por Grosse (1926) en la región entre Sucre y Angelópolis. Más al sur se encuentra un "stock" granodiorítico mayor, el de Amagá, que posee como los batolitos mencionados una facies máfica (Grosse, 1926), pero que en base de dataciones radiométricas ha sido asociado a un evento permo-triásico (Restrepo *et al.*, 1991). Supuestos cuerpos satélites del "Stock" de Amagá (plancha 146) muestran, sin embargo, contactos intrusivos con la secuencia basal de la Formación Quebradagrande en la quebrada Horcona, al S de Heliconia, y cabe preguntarse si, a pesar de las dataciones radio-

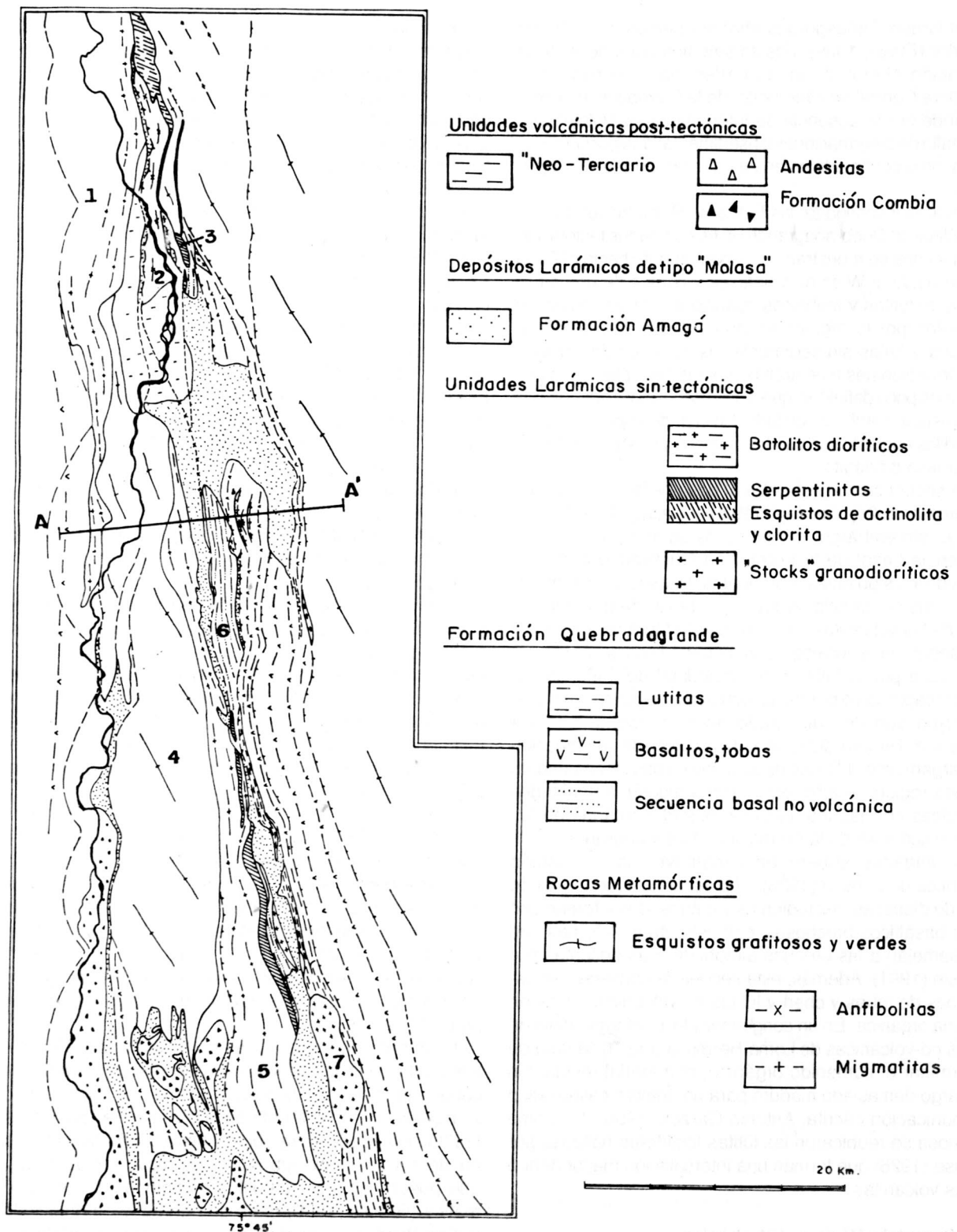


Fig. 2. Mapa geológico del Valle del Cauca al W de Medellín, según planchas 130 y 146 de Ingeominas, Grosse (1926) y levantamientos del autor. Ubicación de unidades litológicas y tectónicas: 1- Batolito de Sabanalarga; 2- Anfibolita de Sucre; 3- Cuerpo ultramáfico de Sucre; 4- Antiforme del Cauca; 5- Diorita de Pueblito; 6- Secuencia basal de la Formación Quebradagrande; 7- "Stock" de Amagá. El perfil de la Fig. 3 corresponde con el trazo A-A'.

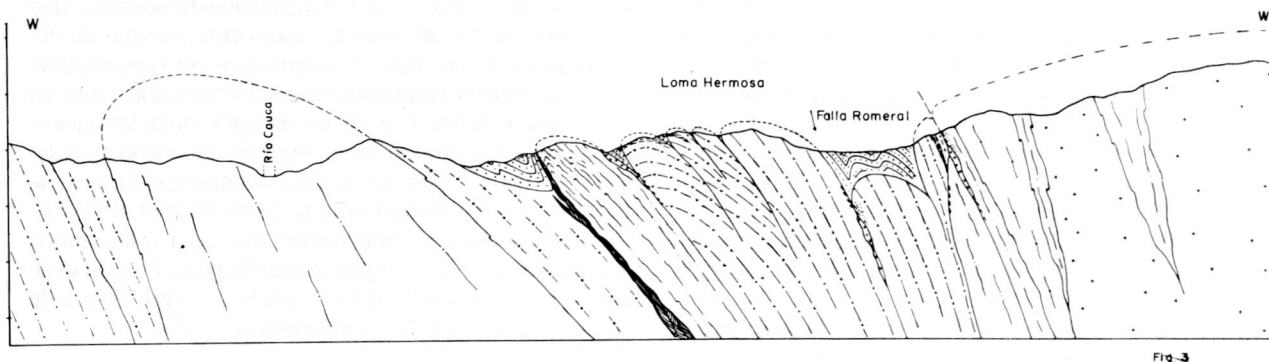


Fig. 3. Perfil geológico a través del Sinclinal de Quebradagrande, región de Ebéjico. Los símbolos litológicos corresponden con los de la Fig. 2.

métricas, el "Stock" de Amagá no hace parte también del mismo cortejo sin-tectónico. El argumento clave para una tal asignación se refiere a la edad de la roca encajante, que ha sufrido un leve metamorfismo de contacto (Grosse, 1926). Dicho autor cartografió tales rocas como pizarras del Precámbrico Superior, que se identificaron más al norte como secuencia basal no-volcánica de la Formación Quebradagrande. Mejía (1984), sin embargo, describe entre el "Stock" de Amagá y la Formación Quebradagrande, en la carretera Caldas - Amagá, filitas grafitosas y las asocia al basamento metamórfico de la Cordillera. En este caso la intrusión del "stock" haría parte del basamento pre - Cretáceo.

4. ESTRUCTURAS MACRO A MESOSCOPICAS DE LA COBERTERA Y DEL BASAMENTO METAMORFICO

Diferencias en la organización estructural de estos dos medios rocosos se ponen de manifiesto a nivel de la cartografía del área revisada. Estas macro-estructuras se caracterizan particularmente por los siguientes aspectos:

- En el Sinclinal de Quebradagrande no se han encontrado capas invertidas, es decir, los techos de las unidades apuntan consistentemente hacia el E.

- Las Fallas de Romeral se definen por lineamientos continuos a través del área revisada.

- Entre las tres unidades tectónicas que conforman el Sinclinal de Quebradagrande, la unidad basal, compuesta por la secuencia no-volcánica de la Formación Quebradagrande, se adelgaza y acuña a costa de las unidades más orientales al S de Ebéjico.

- Hacia sus bordes orientales las unidades intermedia y oriental del Sinclinal de Quebradagrande asumen actitudes poco inclinadas. Estas relaciones son bien visibles en la carretera Ebéjico-Medellín, en donde la base de la unidad oriental consta de tobas poco inclinadas, y en Loma Hermosa en donde las lutitas invierten su buzamiento general, inclinándose hacia el W (Fig.3).

De lo anterior, se concluye que las tres unidades tectónicas

hacen parte de una estructura imbricada de mayor continuidad lateral, en la cual los paquetes más orientales cabalgaron paquetes más occidentales o basales. Según este esquema, el acuñamiento de la unidad basal se debe a su discontinuidad en dirección subvertical a manera de una estructura de "boudin" a mayor escala (véase el esquema de la Fig. 5).

El estilo de deformación del basamento es muy evidente al E de Santa Fé de Antioquia, en donde las unidades tectónicas basal e intermedia se acuñan a lo largo de una falla de rumbo NW que hace parte de un mayor arco (Fig. 4). Al N, en la región de Liborina, quedan plenamente expuestas las estructuras de basamento que infrayacen el Sinclinal de Quebradagrande en el S.

En la continuación septentrional del Sinclinal de Quebradagrande el basamento está dividido en tres lentes o escamas por zonas de filonita o mantos de serpentinita. Es de anotar que las Fallas de Romeral cerca de la población de Sucre son paralelas a la foliación del basamento y que después de acuñarse el Sinclinal de Quebradagrande, las fallas definen arcos amplios que cortan la foliación interna del basamento (Fig. 4). Las diferencias litológicas observadas en los tres lentes o escamas de basamento hacen suponer que las fallas dieron lugar a desplazamientos verticales considerables. Así, esquistos verdes y grafitosos con una intercalación gruesa de cuarcitas constituyen las laderas de la Cordillera Central. La escama intermedia está conformada por gneises cloríticos intensamente replegados, con una lineación de alargamiento bien desarrollada que, por no encontrar una correspondencia en las rocas cretáceas debe ser de origen pre-andino. Finalmente el lente más occidental está representado por la Anfíbolita de Sucre (Fig. 4). Además, fue cartografiada una faja delgada de un gneis intrusivo al borde occidental de los esquistos verdes y grafitosos, prácticamente en el límite contra el Sinclinal de Quebradagrande (Jaramillo & Monsalve, 1989), lo que hace sospechar que parte de esta tectónica es pre-andina, suponiendo que dicho gneis intruyó una paleo-falla.

Independientemente de las fallas mayores, el basamento

está afectado por un sinnúmero de zonas filoníticas entrelazadas y sub-paralelas al buzamiento general de las unidades. Por lo regular se trata de zonas difusas en las cuales el protolito está intensamente filonitizado y que están separadas por lentes silíceos, cuyo origen se atribuye a un metasomatismo de sílice. Al N y al S de Liborina se cartografió una zona de filonita de un ancho de hasta 100 m, planar y bien delimitada contra la roca encajante, la Anfibolita de Sucre (Fig. 4; Jiménez & Tobón, 1987). Una estructura similar dio lugar posiblemente a un sinclinal de sedimentos terciarios cerca de la población de Sucre, el cual se originó durante un plegamiento miocénico.

El patrón estructural que consiste de zonas de deformación entrelazadas, que engloban lentes de protolito poco deformado, se extiende bien hacia el interior de la Cordillera como se observa en el valle de la quebrada Juan García, y lo que es importante para estas consideraciones, se presenta de manera muy pronunciada en el costado oriental del Antiforme del Cauca. En la Diorita de Pueblito, sin embargo, la deformación es dúctil y las filonitas están ausentes, hecho que apoya la suposición de su emplazamiento sin-tardi-cinemático.

Los contrastes de deformación entre basamento y cobertura volcano-sedimentaria, heterogéneo pero relativamente penetrativo en el primero y limitándose a las zonas de falla en la segunda, llevaron necesariamente a una situación conflictiva en la interfase común de estos dos medios rocosos (Fig. 5). Mientras que la deformación del basamento condujo a un alargamiento global subvertical, produciéndose un aumento de su superficie en la interfase con las unidades volcano-sedimentarias, las rocas de la Formación Quebradagrande resistieron ampliamente a una deformación interna, descomponiéndose en "lentes móviles". Estos diferentes modos de deformación dieron origen, finalmente, a sinclinales con ambos flancos fallados. Este mecanismo explicaría en particular por qué el contacto entre la unidad basal de la Formación Quebradagrande y el basamento del Antiforme del Cauca no es primario, a pesar de que el basamento debería haber constituido su subyacente inmediato. En los sinclinales menores de la región de Abejorral, al E del Sinclinal de Quebradagrande, en donde la dimensión de las estructuras es menor y las rocas volcánicas de alta competencia se hallan ausentes, se observaron, sin embargo, contactos primarios entre basamento y conglomerados basales de la Formación Abejorral (Kammer, 1990a). Aquí la deformación se repartía más equitativamente entre ambas unidades.

Por las deformaciones desiguales en los bloques limitados por la falla límite occidental del Sinclinal de Quebradagrande, esta última debería haberse desarrollado en analogía con experimentos de cizalla pura, en los cuales las discontinuidades planares que limitan dos materiales de diferentes características de flujo fueron activados como fallas ("fallas de estiramiento", Means, 1989). Las deformaciones inhomogéneas que dan lugar a estructuras parecidas a las encontradas en el basamento metamórfico pero que a mayor escala producen distorsiones continuas han sido modeladas geométricamente por Bell (1981). Estas estructuras

consisten en una combinación de lentes poco deformados, separados por zonas de deformación anastomosadas, que en un estado de deformación avanzado pueden definir estructuras entrelazadas. El desarrollo de estas estructuras está controlado por procesos metasomáticos que guían las reacciones de la filonitización en las zonas de deformación, proceso que fue referido como "reaction enhanced ductility" (White & Knipe, 1978). En estos procesos el óxido que se libera en mayor cantidad es la sílice (Kerrick *et al.*, 1977). Su movilización y redepositación dio lugar a las partes félsicas silíceas que acompañan a las filonitas. Este proceso tiende, pues, a acentuar los contrastes entre zonas de cizalla "dúctiles" y lentes competentes.

5. LINEACIONES Y ESTRUCTURAS PLANARES A ESCALA MESOSCOPICA

5.1. Formación Quebradagrande y basamento metamórfico

Con base en la presencia de una lineación sub-vertical u horizontal y de dirección N-S, se diferencian dos dominios de deformación. El dominio que se caracteriza por la lineación sub-vertical coincide en su extensión con la secuencia basal no-volcánica de la Formación Quebradagrande y se manifiesta intermitentemente en las zonas de falla más orientales.

En general, la lineación subvertical está desarrollada directamente por encima de la estratificación de las lutitas, en dirección "dip-slip", y se manifiesta por un alargamiento mineral. En el caso de estratos poco inclinados, las lutitas se ven afectadas por un plegamiento angular y de menor amplitud (Fig. 6a). Estos pliegues muestran una esquistosidad de plano axial que puede ser portador de la lineación sub-vertical.

En la secuencia volcánica esta deformación asume un carácter frágil, como se observa en alternancias de tobas y lutitas (Fig. 6b), en las cuales las primeras son afectadas por un juego conjugado de fallas inversas, mientras que las últimas se acomodaron a los intersticios dejados por las capas de toba falladas.

La lineación subhorizontal del segundo dominio es igualmente bien visible en intercalaciones de lutita como las que forman las partes altas de la Loma Hermosa (Fig. 3). Aquí la lineación, además de un arreglo mineral, está definida por restos de planta y fósiles distorsionados y para dos moldes de amonita se computaron elipticidades de 1.3 y 1.7 (Kammer, 1990a).

Al igual de la lineación subvertical, la lineación horizontal está desarrollada directamente por encima de los planos de estratificación, donde está ausente una esquistosidad transversal. En este dominio, se observaron planos de una esquistosidad transversal incipiente solamente en liditas subverticales, cuyo rumbo se encuentra en ángulo alto con respecto al rumbo general de las unidades.

En las rocas volcánicas el alargamiento subhorizontal corresponde a una deformación frágil que se manifiesta por fallas de rumbo conjugadas. Los desplazamientos llegan a

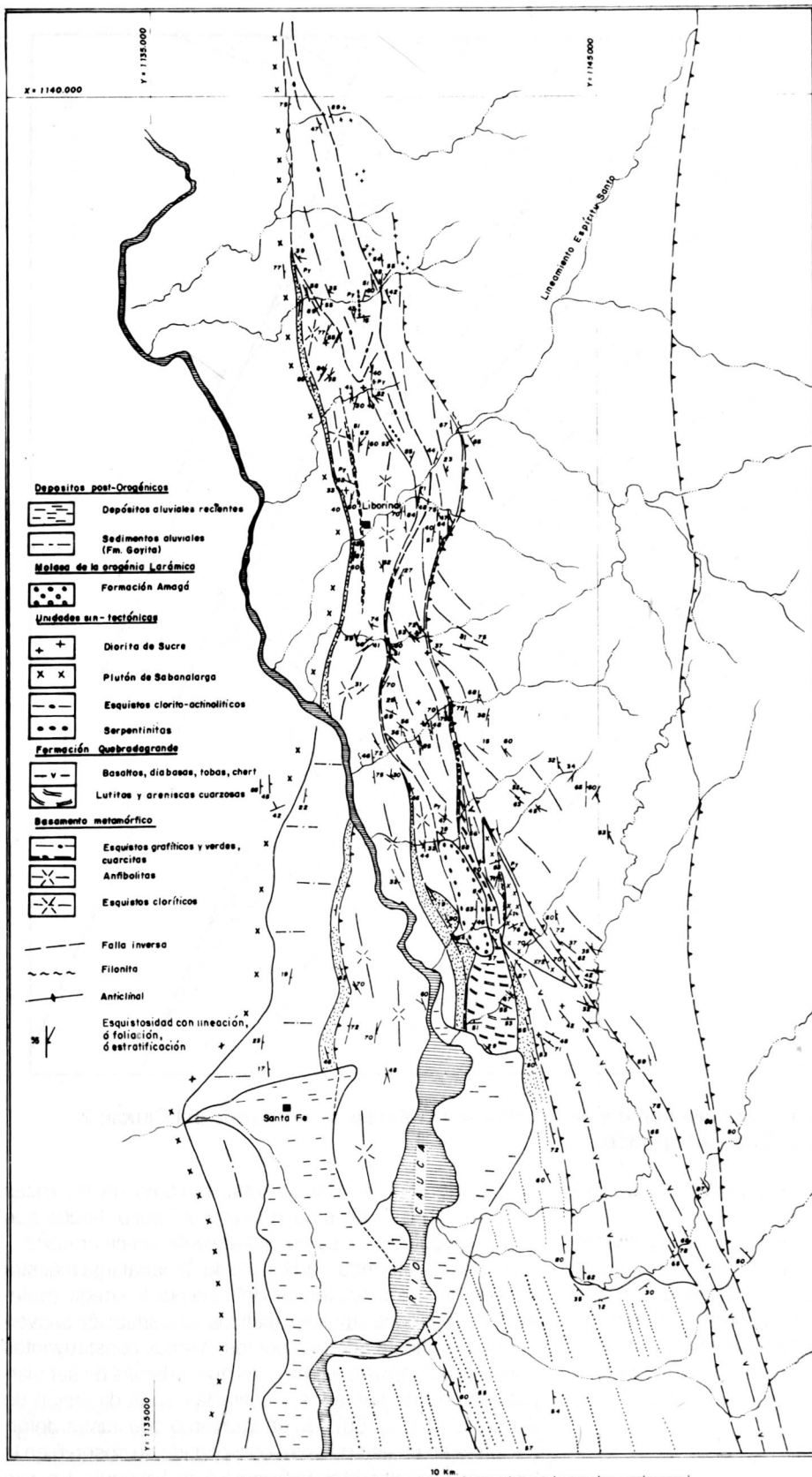


Fig. 4. Mapa geológico detallado de la región Liborina-Santa Fé de Antioquia.

metros y en espilitas silíceas las fallas se definen por zonas de brecha. Las zonas fracturadas muestran además intensas alteraciones hidrotermales (quebrada Potreritas, carretera Las Partidas - Ebéjico).

Un rasgo distintivo de esta deformación frágil es la orientación constante de las líneas de intersección, conformadas por las fallas conjugadas, las cuales coinciden con las direcciones de buzamiento de los estratos. Estas relaciones persisten hasta en áreas donde los estratos asumen actitudes poco inclinadas, como es el caso en una secuencia de tobas al W de la Falla de Romeral, en la carretera Las Partidas-Ebéjico (Fig. 6c). Aquí las fallas por su poca inclinación parecen fallas normales. En esta litología, las venas de tensión contribuyeron igualmente a un alargamiento N-S (Fig. 6c).

Estos dos dominios de deformación abarcan también las rocas circundantes al Sinclinal de Quebradagrande. La deformación ligada a un alargamiento subvertical afecta marcadamente el Antiforme del Cauca, como se demostró en el capítulo anterior. A juzgar por las deformaciones frágiles, el alargamiento N-S se intensifica hacia la zona crestal de la Cordillera. En la Dunita de Medellín, por ejemplo, este alargamiento se manifiesta por fallas conjugadas y en ciertos lugares por una fragmentación y serpentinización parcial de su bandeado composicional (Fig. 4, en Kammer, 1991a). Este alargamiento se debe diferenciar de la lineación mineral N-S de las anfibolitas y migmatitas de la Sutura del Río Chico. Esta lineación

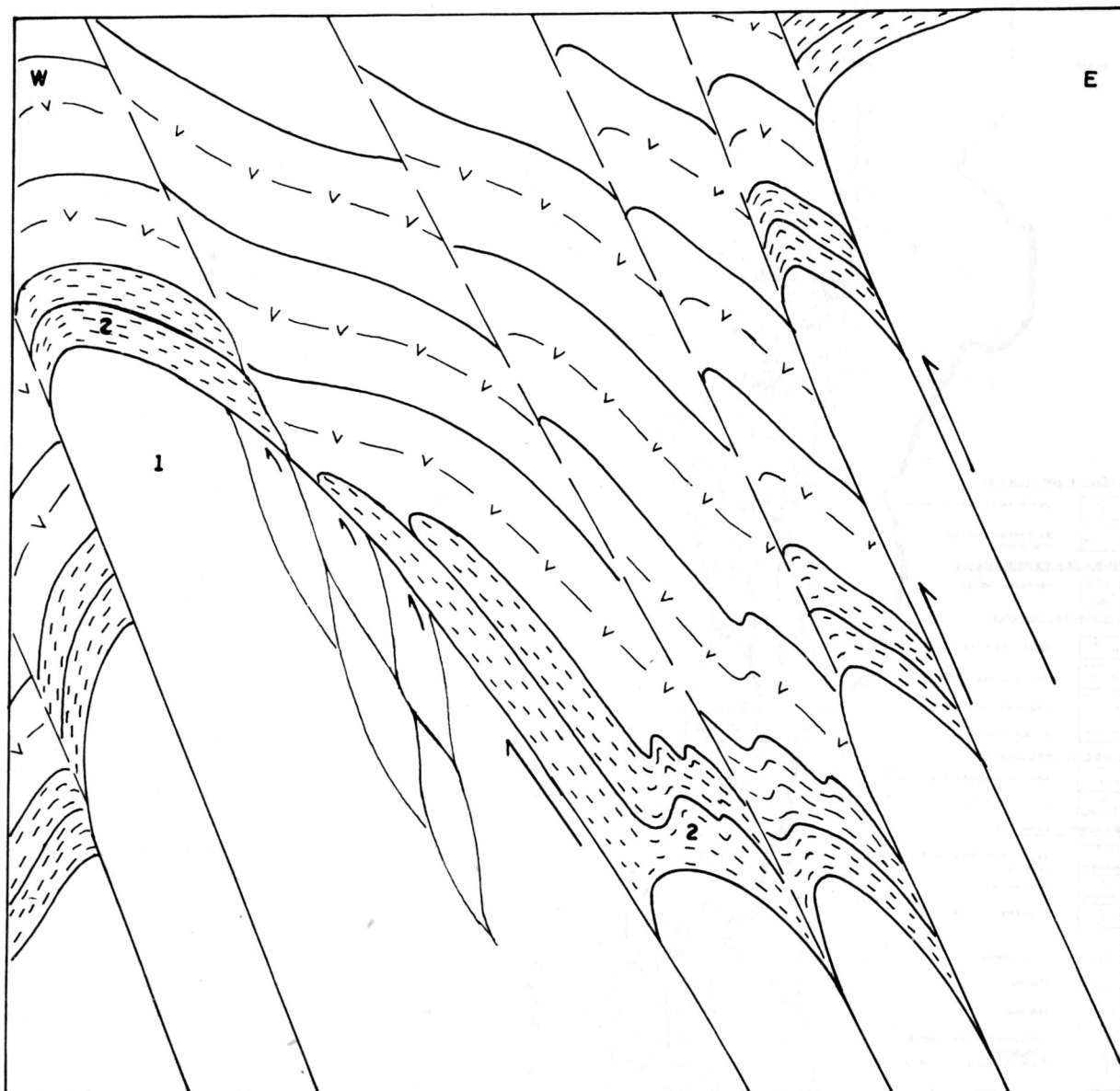


Fig. 5. Esquema de deformación en el basamento y en la cobertera cretácea. 1- Antiforme del Cauca; 2- Secuencia basal de la Formación Quebradagrande.

sin-metamórfica es pre-Andina y da lugar a tectonitas de alargamiento (o de tipo "L").

En el flanco oriental de la Cordillera este alargamiento persiste, pero disminuye en intensidad. En el Sinclinal de Berlín que en analogía con el Sinclinal de Quebradagrande está fallado por ambos flancos, el examen de moldes de amonite deformados dio elipticidades que varían entre 1.2 y 1.6 y que son similares a las que se midieron en el Sinclinal de Quebradagrande (Gómez & Lizcano, 1990; Fig. 7).

5.2. Rocas intrusivas

Los dos dominios de deformación diferenciados por medio de las lineaciones horizontal y subvertical en el Sinclinal de

Quebradagrande se documentan también en las rocas intrusivas de las Fallas de Romeral y Cauca, hecho que apoya la hipótesis de su emplazamiento sin-cinemático.

En su facies intermedia el Batolito de Sabanalarga muestra una débil foliación subvertical definida por el arreglo preferencial de sus constituyentes máficos. Una lineación subvertical se manifiesta además por los mismos constituyentes máficos y por inclusiones básicas que, además de ser alargadas, son fragmentadas y estiradas en la dirección de alargamiento (Fig. 8b). Un afloramiento que ilustra deformaciones en un estado semi-consolidado se observó en la quebrada La Juana al S de Santa Fé de Antioquia. En este afloramiento una foliación magmática subhorizontal, recalada por una inclusión nebulítica, está replegada y cortada

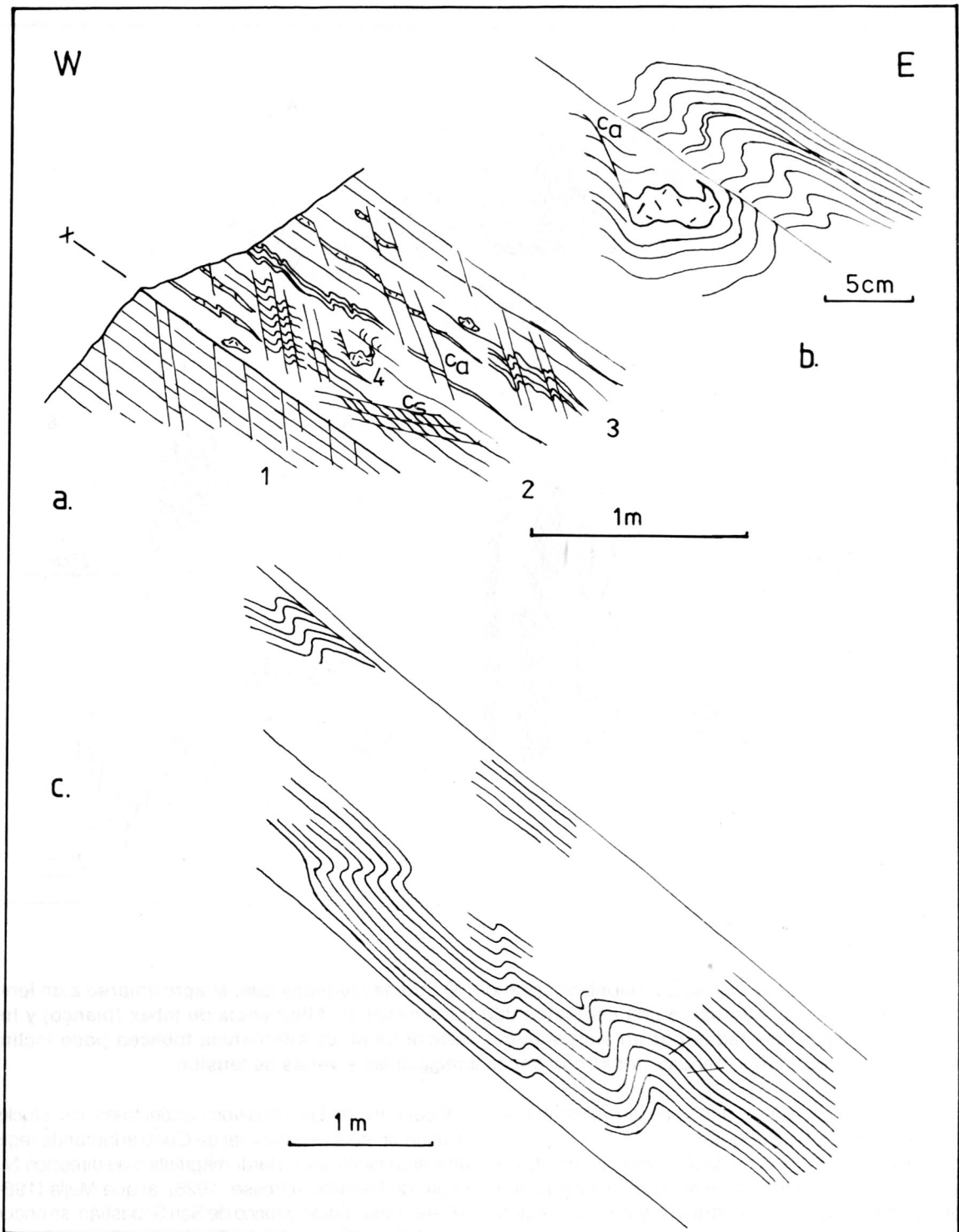


Fig.6

Fig. 6. Deformaciones dentro del basamento, en las cuales predomina cizalla sencilla.- a) Rocas de falla, al contacto con tobas de la Formación Quebradagrande (1), falla límite oriental del Sinclinal de Quebradagrande. En las filonitas (2) se encuentran bandas de cizalla sintéticas (cs) y antitéticas (ca). En los esquistos parcialmente filonitizados del bloque colgante (3) se observan micropliegues con vergencias hacia el W.- b) Detalle ubicado en (4) de a), mostrando una concreción silícea girada en contra - sentido de las manecillas del reloj.- c) Pliegues asimétricos en capas de cuarcita con vergencias predominantemente hacia el W.

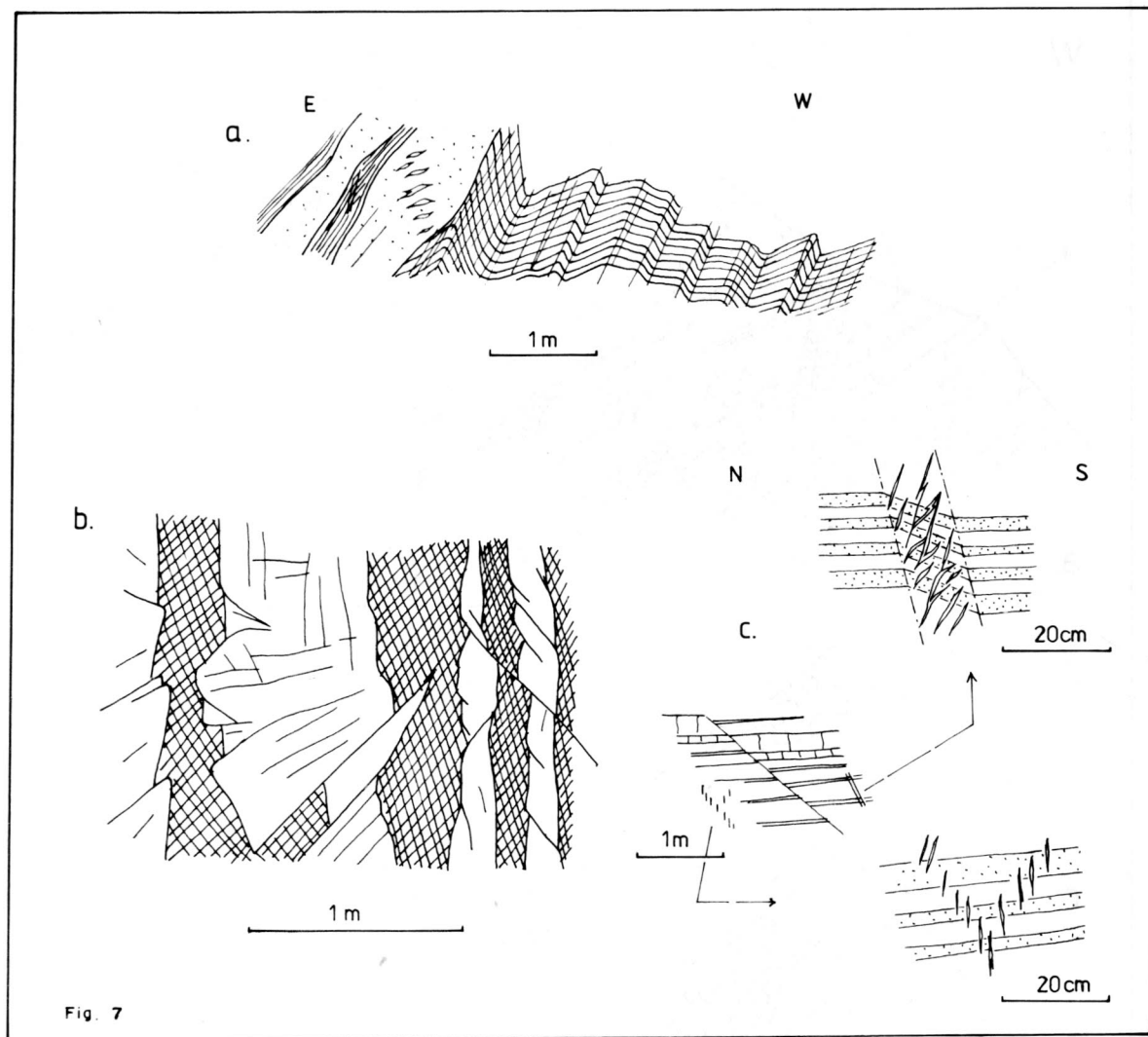


Fig. 7. Deformaciones en la Formación Quebradagrande: a) Lutitas plegadas que, al aproximarse a un lente de arenisca (a la izquierda), adquieren una esquistosidad transversal; b) Alternancia de tobas (blanco) y lutitas (oscuro), las primeras afectadas por un alargamiento vertical frágil; c) Alternancia tobácea poco inclinada, afectada por fallas normales, bandas "kink" con capas adelgazadas y venas de tensión.

por un clivaje vertical semi-frágil que se desarrolló conforme a la orientación del batolito (Fig.8a).

En esta misma quebrada el contacto contra la Formación Barroso es planar y fallado, presentándose una alteración hidrotermal intensa en la roca intrusiva y en los estratos basálticos.

En la Diorita de Pueblito una lineación mineralógica subvertical es muy obvia y confiere a la roca su apariencia rayada. Un alargamiento subvertical se produjo además por desplazamientos inversos en zonas de cizalla conjugadas. En su contacto con el Antiforme del Cauca se encontraron rocas intensamente foliadas y replegadas (carretera Sevilla-San José).

Al contrario de los intrusivos occidentales, los "stocks" de la parte oriental del Sinclinal de Quebradagrande registran un alargamiento sin- a tardi-magmático de dirección N-S. El gabro de Palmitas (Grosse, 1926), al que Mejía (1984) se refiere como "stock" gábrico de San Sebastián, se encuentra en la falla límite oriental del Sinclinal de Quebradagrande y evidencia en su textura magmática un alargamiento horizontal N-S que se complementa con zonas conjugadas de cizalla de rumbo. Un hecho muy particular es su contacto primario con las rocas metamórficas que muestra fenómenos de "stopping" (Fig.8c; véase también Grosse, 1926). Este tipo de contacto contrasta con los límites fallados de los intrusivos del borde occidental del Sinclinal de Quebra-

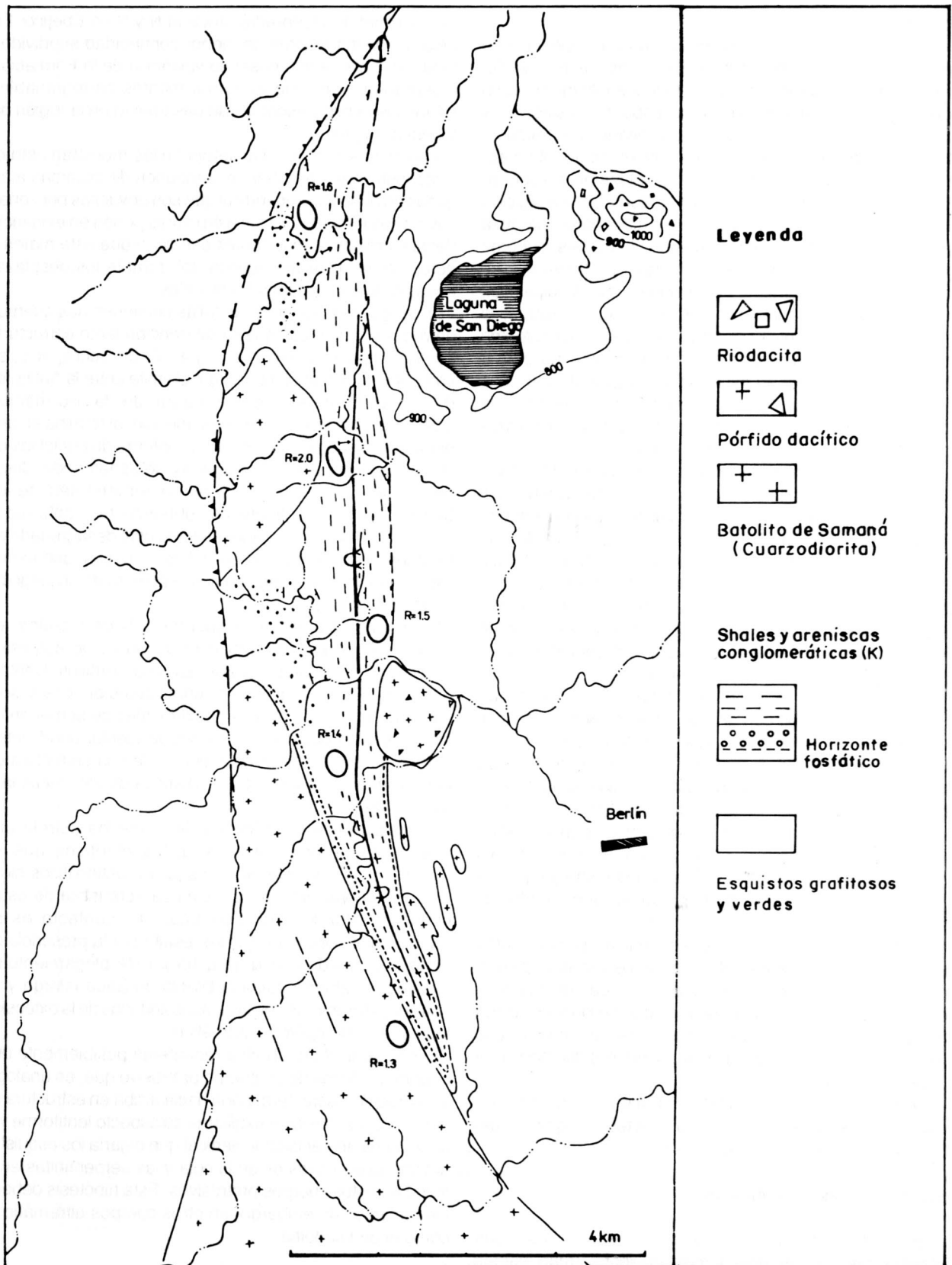


Fig. 8. Mapa del Sinclinal de Berlín, norte del Departamento de Caldas. Las elipses de deformación se calcularon a partir de moldes de amonita deformados (datos de Gómez & Lizcano, 1990).

dagrande.

Un papel particular en cuanto a su composición y su posición estructural presenta la Diorita de Sucre (Fig. 9). Dicho "stock" está afectado por un metasomatismo potásico que dió lugar a fenocristales de feldespato potásico y una alteración propilítica, fenómenos relacionados con fracturas tardi-magmáticas. Su contorno es aproximadamente triangular, lo que sugiere la idea de un emplazamiento controlado por fallas de rumbo (Kammer, 1990b). En una sección E-W, el "stock" se presenta como cuerpo tabular que buza al E; al contrario de los demás cuerpos intrusivos menores no ha intruido ninguna de las Fallas de Romeral y se encuentra completamente encerrado en rocas volcánicas de la Formación Quebradagrande. Su estructura magmática muestra dos diferentes orientaciones: los constituyentes máficos definen o bien un alargamiento mineral paralelo o bien perpendicular a su dimensión alargada (Fig. 9). Las fracturas están orientadas perpendicularmente a la dimensión alargada del "stock" y han guiado el emplazamiento de aplitas y diques básicos (Fig. 9).

Las rocas encajantes, los mismos contactos del "stock" y la falla límite oriental del Sinclinal de Quebradagrande están afectados por una lineación horizontal particularmente bien desarrollada. Las filonitas en las rocas encajantes del borde occidental (quebrada Tahamy) muestran además bandas de cizalla que indican alargamientos paralelos y acortamientos perpendiculares a la actitud de las unidades. Aquí se vuelve a corroborar el hecho de que las líneas de intersección de los planos de cizalla son paralelas a los planos de estratificación de las volcanitas.

Estas observaciones apuntan hacia un mecanismo de intrusión relacionado con un alargamiento N-S diferencial entre basamento del flanco occidental de la Cordillera y el Sinclinal de Quebradagrande. En este esquema las rocas volcánicas competentes respondieron al alargamiento relativamente dúctil del basamento adyacente mediante fracturas y, de hecho, las fallas conjugadas pueden haber dado origen a la forma triangular de la diorita. El intrusivo debe haberse emplazado sin-cinemáticamente ya que las deformaciones sin- a tardi-magmáticas documentan el alargamiento regional.

Las foliaciones transversales se explican por aperturas esporádicas de dominios suficientemente solidificados que dejaron espacio para el emplazamiento de líquidos residuales, que bajo su propia presión adquirieron su foliación transversal. Estos procesos se interpretan en analogía a la intrusión de los diques aplíticos transversales que ocuparon grietas de tensión.

Semejantes orientaciones bimodales de la foliación magmática se observaron en las partes marginales del Batolito de Ovejas (Kammer, 1991a).

5.3. Tectonitas ultramáficas

Aparte de inclusiones en cuerpos intrusivos, las rocas ultramáficas intensamente serpentinizadas forman mantos continuos a lo largo de las Fallas de Romeral. Un manto de mayor extensión se encuentra en la falla límite occidental

del Sinclinal de Quebradagrande al N y S de Ebéjico. En esta región los mantos de menor continuidad subdividen también la secuencia basal no volcánica de la Formación Quebradagrande (Fig. 2). Otros mantos cartografiables limitan los lentes y escamas de basamento en la región de Liborina (Fig. 4).

A nivel mesoscópico, las serpentinitas muestran estructuras fusiformes, es decir se componen de escamas alargadas en dirección subvertical que son envueltas por zonas miloníticas (Fig. 10a). Estas estructuras ponen en evidencia desplazamientos importantes e indican que este material actuó como horizonte "lubricante" durante los desplazamientos de las unidades adyacentes.

En la región de Liborina las fallas contienen dos cuerpos de rocas ultramáficas que se diferencian tanto estructural como composicionalmente (Fig. 4). El de Sucre, al S, se compone de serpentinita y ocupa el límite entre la Anfibolita de Sucre y la secuencia basal de la Formación Quebradagrande. En su extremo meridional termina en una estructura de domo, con un techo conformado por lutitas de la secuencia basal de la Formación Quebradagrande. Cerca de la cresta se han conservado remanentes de un bandeamiento original que es subhorizontal, conforme al cierre del domo. Dicho bandeamiento está desagregado en fragmentos rectangulares por fallas normales, que dieron lugar a movimientos rotacionales, a manera de un juego de dominó (Fig. 10b).

El segundo cuerpo se encuentra al N de Liborina, es lentiforme y separa la Anfibolita de Sucre de esquistos hornbléndicos del flanco occidental de la Cordillera Central. Se compone de esquistos actinolíticos-cloríticos y solo subordinadamente de niveles subverticales de serpentinita. Una extensión lobular en el costado occidental podría interpretarse como un sinforme anticlinal de una estructura de hongo, como se conoce en los diapiros de sal (Jackson & Talbot, 1989).

En esta región la Anfibolita de Sucre ha sufrido una intensa retrogradación a esquistos cloríticos que se diferencian difícilmente de los esquistos actinolíticos-cloríticos del cuerpo ultramáfico. Una característica de estos esquistos cloríticos en cercanías del contacto es su plegamiento isoclinal que se resalta por la presencia de bandas claras de cuarzo (Fig. 10c). Este plegamiento se vuelve más abierto hacia la Diorita de Sabanalarga y se relaciona claramente con las zonas alledañas de la extensión lobular de este cuerpo ultramáfico.

El cuerpo al N de Liborina representa posiblemente una sección profunda de un cuerpo protrusivo que, en analogía al cuerpo de Sucre, terminaría hacia arriba en estructura de domo. Esta suposición explicaría su aspecto lentiforme y el asumir una diferenciación vertical que dejaría los esquistos actinolíticos - cloríticos en la cola y las serpentinitas en el techo de estos cuerpos protrusivos. Esta hipótesis debería examinarse, sin embargo, en otros cuerpos ultramáficos, como el de Filadelfia.

6. DISCUSION

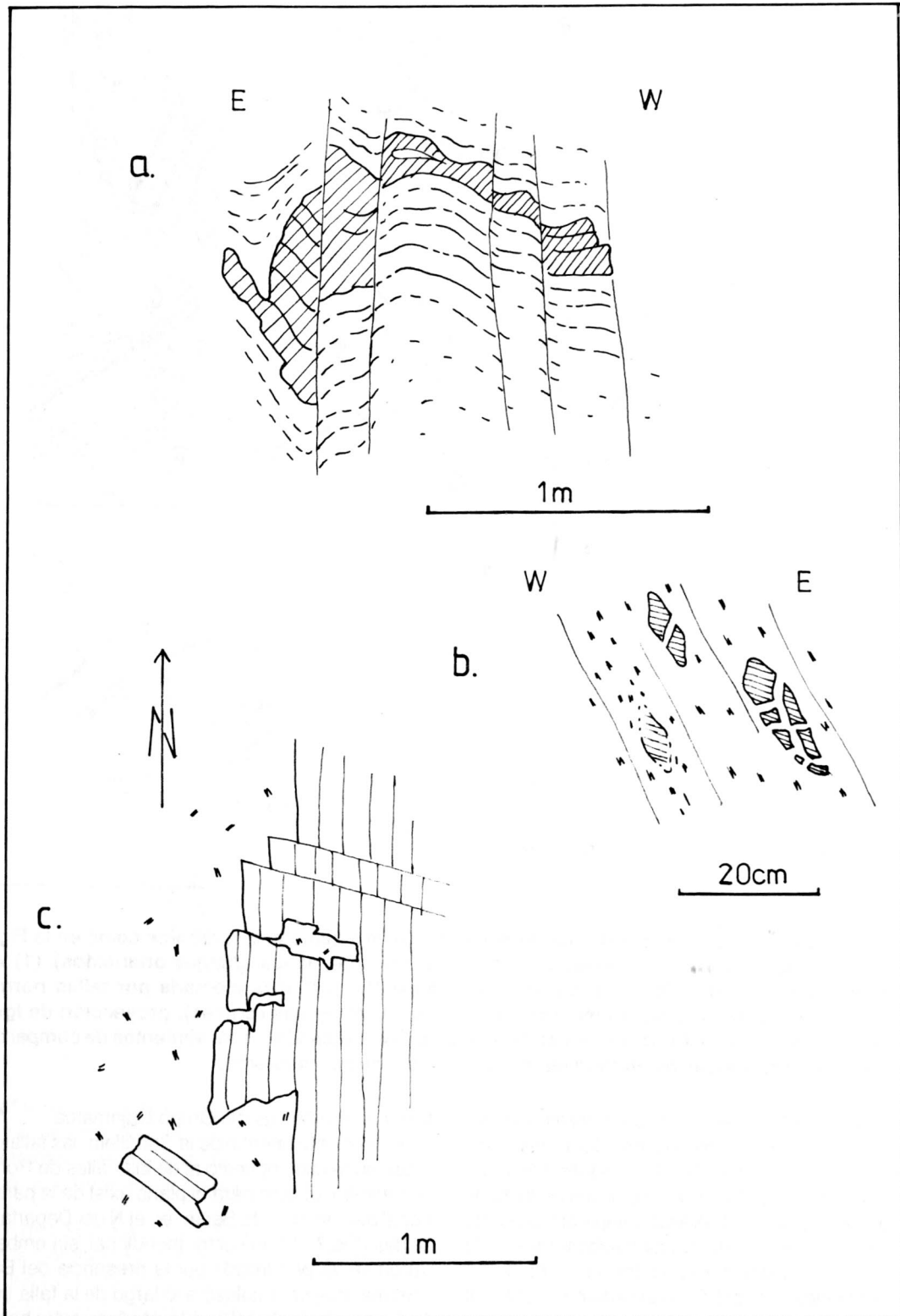


Fig. 9. Deformaciones asociadas a rocas intrusivas: a) Inclusión básica con contornos nebulíticos del Batolito de Sabanalarga, plegada y cortada por un clivaje subvertical; b) Cuarzodiorita foliada con inclusiones básicas fragmentadas y estiradas (Batolito de Sabanalarga); c) Contacto intrusivo del Gabro de Palmitas contra esquistos metamórficos.

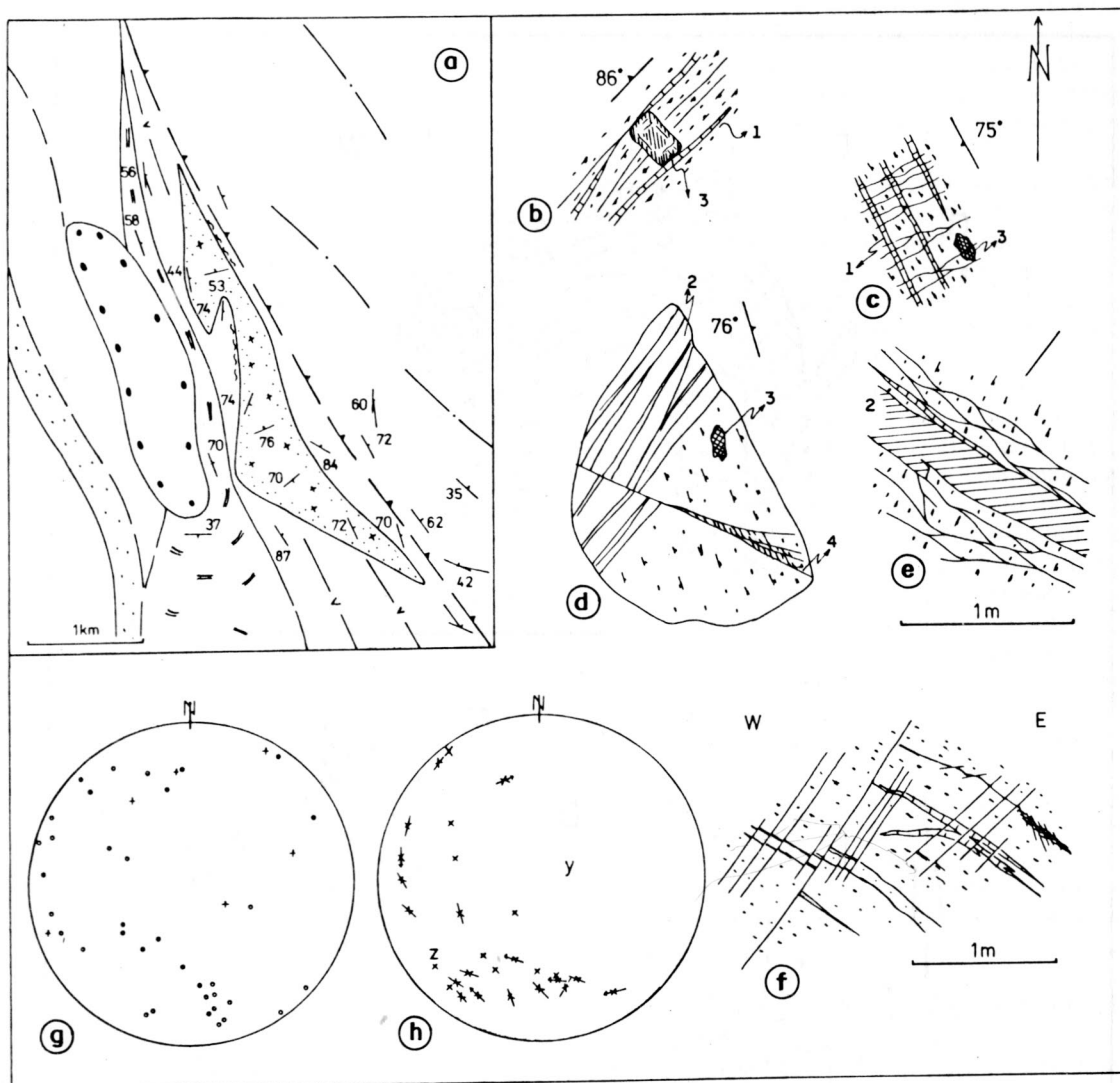


Fig. 10. Deformaciones asociadas a la Diorita de Sucre: a) Cuadro geológico (símbolos como en la Fig. 4); b) a e) Orientaciones longitudinales y transversales de la foliación magmática (dibujos orientados): (1) venas de cuarzo, (2) apilitas, (3) inclusiones máficas, (4) zona de cizalla; f) Diorita afectada por fallas normales; g) Orientaciones de polos de la foliación magmática (círculos) y de apilitas (cruces); proyección de igual área, hemisferio inferior; h) Compilación de fallas estriadas, las flechas indicando los movimientos de compartimientos superiores. X, Y, Z: direcciones de alargamiento, intermedia y de acortamiento.

A nivel de una sección transversal, la Cordillera Central exhibe una estructura en abanico según se deriva del buzamiento de fallas y planos axiales de pliegues hacia las partes interiores de la cordillera (Fig. 1b). Tales estructuras en abanico pueden abarcar todo el ancho, implicar solamente parte o ser ligadas a altos estructurales subalternos de la cordillera, como se mostrará en un informe posterior. La parte que mejor refleja este patrón es la vertiente occidental de la Cordillera, en donde tanto las fallas como la foliación interna de las unidades pre-cretáceas y cretáceas se caracterizan por buzamientos de 50° a 70° hacia el interior de la Cordillera. Esta uniformidad estructural impidió a Nelson (1962a) diferenciar las rocas cretáceas de las uni-

dades metamórficas del Grupo Cajamarca.

En la vertiente oriental de la Cordillera, las fallas mayores buzando en sentido opuesto al de las Fallas de Romeral. Tal es, también, el caso para el plano axial de la parte septentrional del Sinclinal de Berlín, en el N del Departamento de Caldas (Fig. 7). En el sector meridional, sin embargo, este patrón se ve perturbado por la presencia del Batolito de Samaná, que se emplazó a lo largo de la falla límite occidental del sinclinal e intruyó la interface entre basamento y sedimentos, replegando tanto las fallas límites como los sedimentos cretáceos del sinclinal (Lizcano & Gómez, 1991).

En vista de planta, las fallas que definen la estructura de

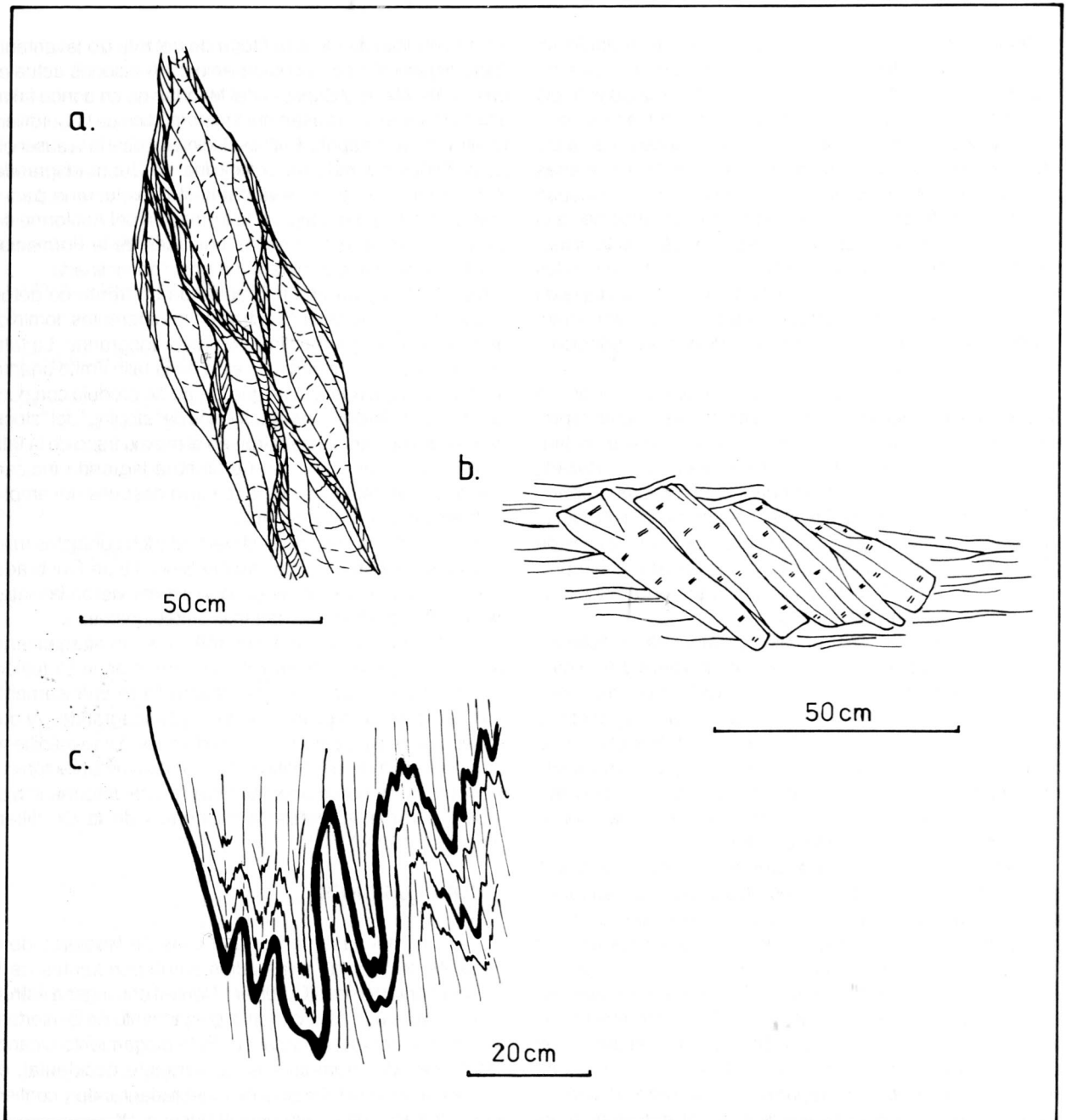


Fig. 11. Deformaciones asociadas a cuerpos ultramáficos: a) Serpentinita de una zona de cizalla, descompuesta en lentes y zonas miloníticas; b) Trozo del bandeamiento remanente de la peridotita serpentinizada, fragmentado y rotado a manera de un juego de dominó; c) Pliegues en esquistos cloríticos en el borde occidental del cuerpo ultramáfico de Liborina que se resaltan por venas de cuarzo (negro).

abanico, se distinguen por su continuidad longitudinal y confieren a la Cordillera una estructura en lascas. Las fallas más continuas son las fallas límites del Sinclinal de Quebradagrande, pero también las fallas más occidentales de esta vertiente de la Cordillera pueden correlacionarse a nivel regional (Kammer, 1990a). Este patrón se destaca en la vertiente oriental por la dimensión longitudinal del Batolito de Samaná que forma la continuación del Sinclinal de

Berlín y cuyo emplazamiento se atribuye a fallas de dirección N-S. Esta estructura en lascas controló el plegamiento de la interface basamento-cobertura cretácea que alcanza su intensidad máxima en el Sinclinal de Quebradagrande. El gran relieve estructural en el borde occidental confiere a la Cordillera una convergencia hacia el W.

El modelo que explica con más facilidad la evolución tectónica de esta estructura de abanico, se basa en una

tectogénesis vertical o "extrusiva". En este modelo se asume que las fallas que limitan las lajas de basamento mantienen sus actitudes o se vuelven más inclinadas hacia profundidades mayores, acomodando movimientos verticales desde la corteza inferior. En este modelo las fallas representan los caminos de movimiento de las masas rocosas que, coaccionadas por un empuje vertical, escapan en dirección del constreñimiento mínimo, es decir hacia la superficie. Un rasgo distintivo en este modelo es la disposición ligeramente divergente de las fallas que limitan los volúmenes rocosos. Debido a esta disposición, las lajas de basamento tienden a apartarse durante su levantamiento, conduciendo a un acuñamiento de la cobertera cretácica a lo largo de las fallas límites.

El acuñamiento tectónico de la cobertera por un levantamiento divergente de las lajas de basamento representaría un mecanismo alternativo al de las fallas de estiramiento expuesto más arriba para explicar el contacto fallado entre la secuencia basal de la Formación Quebradagrande y el Antiforme del Cauca. En este mecanismo la generación de fallas normales se debe a movimientos diferenciales de bloques y la deformación interna del basamento representaría tan sólo un efecto secundario para la formación de un sinclinal doblemente fallado.

Debido a la falta de constreñimientos laterales y al ascenso divergente, las partes centrales son sometidas a un régimen extensivo, perpendicular al eje de la Cordillera y propensas a sufrir un colapso. Una estructura de colapso se identificó en la misma cresta de la Cordillera, al N de Medellín, en la Sutura del río Chico (Fig. 1; Kammer, 1991a). Un equivalente más ancho estaría representado, posiblemente, en la hoya conformada por los afluentes del río Buey entre las poblaciones de La Unión y de Mesopotamia.

Este modelo representa una alternativa frente a los mecanismos de formación de bucles ("buckling") que suponen acortamientos tangenciales de interfaces geológicas y que han sido invocados para explicar los pliegues de tipo "mullion" entre basamento y cobertera de los macizos externos de los Alpes Centrales y Occidentales (véase, por ejemplo, la Fig. 7-43 de Ramsay, 1967). El plegamiento de la cobertera por movimientos verticales y divergentes de las lajas de basamento es un proceso pasivo al cual se han referido también como plegamiento "forzado" (Stearns, 1978) y que explica la casi ausencia de deformaciones compresivas en el Sinclinal de Quebradagrande. Además, integra deformaciones compresivas y extensivas a una evolución mono-fásica, al contrario de las teorías corrientes en donde las fases extensivas son adjudicadas a estados tardíos de una evolución orogénica, desencadenadas cuando el potencial gravimétrico de una cadena montañosa alcanza un límite crítico (véase, por ejemplo, Dewey, 1988).

En vista de lo antes expuesto se propone el siguiente escenario para la formación del Sinclinal de Quebradagrande: en un comienzo se activaría la falla que representa hoy la falla límite oriental del Sinclinal de Quebradagrande, durante el primer levantamiento de la parte central de la Cordillera. Esta falla se propagaría como falla inversa a través de la cobertera cretácica, separando las unidades del

futuro Sinclinal de Quebradagrande del macizo levantado. Esta disposición sería comparable a situaciones actuales en el Valle Medio y Superior del Magdalena en donde fallas inversas separan el basamento metamórfico de la Cordillera Central, de su antepaís. Esta evolución explicaría la ausencia de unidades invertidas en el Sinclinal de Quebradagrande. Subsiguientemente, el levantamiento involucraría partes más externas y daría lugar a la formación del Antiforme del Cauca y solo en esta fase las unidades de la Formación Quebradagrande asumirían una posición inclinada.

Argumentos para una migración de un frente de deformación hacia el W se encuentran en los diferentes dominios de deformación del Sinclinal de Quebradagrande. La falta de una lineación subvertical cerca de la falla límite oriental se toma como evidencia de que la falla se produjo con poco acortamiento lateral. Los fenómenos de "stoping" del "stock" de Palmira que se conservaron en el mismo trazo de la falla límite oriental del Sinclinal de Quebradagrande indican, además, que esta falla no se reactivó después del emplazamiento del cuerpo intrusivo.

En contraste, la lineación subvertical y los contactos milonitizados del borde occidental del Sinclinal de Quebradagrande registran movimientos que sobrevivieron las intrusiones de los "stocks" y batolitos sintectónicos.

La lineación subhorizontal es reflejo de un alargamiento N-S que es propio de las zonas internas de la Cordillera Central. Esta deformación se desarrolló sincrónicamente con la formación del Sinclinal de Quebradagrande, ya que se superpone a las partes internas del mismo y se manifiesta en la textura tardi-magmática de los intrusivos sintectónicos menores de su borde oriental. Este tipo de deformación se repitió durante la tectónica miocénica de la Cordillera (Kammer, 1990c).

7. CONCLUSIONES

1. A nivel del basamento, las Fallas de Romeral, de la vertiente occidental, y las fallas correspondientes de la vertiente oriental de la Cordillera Central dan lugar a estructuras en lajas que controlaron el plegamiento de la interfase basamento-cobertera cretácea. Este plegamiento alcanza amplitudes de kilómetros en la vertiente occidental, en donde dio origen al Sinclinal de Quebradagrande y confiere a la cordillera una convergencia hacia el W.

2. Las fallas del basamento se correlacionan con las fallas que separan las imbricaciones de la cobertera volcano-sedimentaria del Sinclinal de Quebradagrande.

3. Los sinclinales de cobertera acuñados en el basamento están doblemente fallados. Las fallas límites de estos sinclinales se caracterizan por tener un juego inverso en el flanco interior y normal en el flanco exterior. Estas fallas son compatibles con una tectónica vertical, ya que en una tectónica de compresión lateral, fallas de una misma orientación que invierten sus desplazamientos, serían inconciliables desde el punto de vista de un balance energético.

4. En el Sinclinal de Quebradagrande se manifiestan dos dominios de deformación. El primero se caracteriza por un alargamiento subvertical y está claramente relacionado a la

formación del Antiforme del Cauca y a zonas de falla en general. El segundo dominio está definido por una lineación horizontal y se relaciona a un alargamiento N-S que es más intenso en las partes internas de la cordillera. Estos dos dominios de deformación afectan también las rocas intrusivas que se emplazaron a lo largo de las fallas y resaltan su origen sintectónico.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. Jairo Mojica por su minuciosa revisión del texto.

REFERENCIAS CITADAS

- ALVAREZ, J. (1987): Geología del Complejo Ofiolítico de Pácora y secuencias relacionadas de arco de islas (Grupo Quebradagrande), Colombia.- Ingeominas, informe inéd., Medellín.
- ALVAREZ, J. & GONZALEZ, H. (1978): Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7 Urrao.- Ingeominas, Inf.1761, 347 p., Medellín.
- BARRERO, D. (1979): Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia.- Publ. Esp. Ingeominas n.4, p.1-75, Bogotá.
- BELL, T.H. (1981): Foliation development: The contribution, geometry and significance of progressive bulk inhomogeneous shortening.- *Tectonophysics*, v.75, p. 273-296.
- BOTERO, G. (1963): Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia.- *Anal. Fac. Minas*, 57, 101p., Univ. Nal. Colombia, Medellín.
- BOTERO, G. & GONZALEZ, H. (1983): Algunas localidades fosilíferas Cretácicas de la Cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia.- *Geología Norandina* n. 7, p.15-28, Bogotá.
- CAMPBELL, C.J. (1965): Colombian Andes.- *In: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts*, *Geol.Soc.London, Spec. Pub.* n.4, p.705-724.
- CARSLILE, D. (1961): Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia.- *Journal of Geology* v.71, p.48-71.
- CORREA, C.F. & CALLE, N.A. (1988): Geología, petrografía y petroquímica de la zona sur del plutón de Sabanalarga, Antioquia.- Trabajo de tesis, Univ. Nal. Colombia, Medellín.
- CASE, J.E., DURAN, L.G., LOPEZ, A. & MOORE, W.R. (1971): Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern Panama.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.82, p.2685-2712.
- DEWEY, J.F. (1988): Extensional collapse of orogens.- *Tectonics* v.7/6, p.1123-1139.
- ETAYO-SERNA, F. (1989): Campanian to Maastrichtian fossils in the northeastern Western Cordillera, Colombia.- *Geología Norandina* n.11, p.23-31, Bogotá.
- ETAYO-SERNA, F., RENZONI, G., BARRERO, D. (1969): Contornos sucesivos del mar cretáceo en Colombia.- *Mem. 1er Congreso Colombiano de Geología*, p.217-253, Bogotá.
- ETAYO-SERNA, F. *et al.* (1983): Mapa de terrenos geológicos de Colombia.- *Publ. Esp. Ingeominas* n.14-1, 235p., Bogotá.
- FEININGER, T. & BRISTOW, C.R. (1980): Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador.- *Geol. Rundschau* v.69/3, p.849-874.
- GOMEZ, P.D. & LIZCANO M.A. (1990): Estudio tectono-estratigráfico de la franja sedimentaria cretácea de Berlín, Caldas, Cordillera Central.- Trabajo de tesis, Univ. Industrial de Santander, Bucaramanga.
- GONZALEZ, H. (1980): Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina).- *Bol. Geol. Ingeominas* n.23/1, 174p., Bogotá.
- GROSSE, E. (1926): Estudio geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia.- 361p., D. Reimer, Berlín.
- GUARIN, J.N. (1988): Estudio petrográfico de las rocas metamórficas de la zona de Montebello, Antioquia.- Trabajo de tesis, Univ. Nal., Fac. Minas, Medellín.
- IRVING, E. (1971): La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia.- *Bol. geol. Ingeominas*, n.19/2, 90p., Bogotá.
- JACKSON, M.P.A. & TALBOT, C.J. (1989): Anatomy of mushroom-shaped diapirs.- *J. Struct. Geology* v.11/1-2, p.211-230.
- JARAMILLO, A.M. & MONSALVE, O.L. (1989): Estructuras y petrografía de las rocas metamórficas al norte de Sopetrán, Antioquia.- Trabajo de tesis, Univ. Nal., Fac. Minas, Medellín.
- JIMENEZ, J.L. & TOBON, L.E. (1987): Estudio de fallas y estructuras al norte de Liborina.- Trabajo de tesis, Univ. Nal., Fac. Minas, Medellín.
- JORDAN, T.E., ISACKS, B.L., ALLMENDINGER, R.W., BREWER, J.A., RAMOS, V.A. & ÁNDO, J.A. (1983): Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate.- *Geol. Soc. Am. Bull.* v.94, p.341-361.
- KAMMER, A. (1990a): Estructuras y deformaciones de los sedimentos cretáceos de la Formación Abejorral, Depto. Antioquia, Cordillera Central.- *Bol. Geología*, n.34, p.33-44, Bucaramanga.
- KAMMER, A. (1990b): Tectónica y estructuras en el valle del Cauca al noreste de Santa Fe de Antioquia.- *Bol. Ciencias de la Tierra* n.9, p.39-64, Univ. Nal. de Colombia, Medellín.
- KAMMER, A. (1990c): Imbricaciones miocénicas al borde occidental de la Cordillera Central, Depto. Antioquia.- *Bol. Geología*, n.19, p.21-31, Bucaramanga.
- KAMMER, A. (1991a): La dunita de Medellín y sus relaciones estructurales con el basamento metamórfico e intrusivo de la Cordillera Central, Depto. Antioquia.- *Bol. Geología*, n.35, p.65-106, Bucaramanga.

- KAMMER, A. (1991b): A Comparison of the Cenozoic Basement - cover tectonics of the Central and Eastern Cordillera of Northern Colombia. - Trab. no. 20, IV Simposio Bolivariano "Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas", 14p., Bogotá.
- KERRICH, R., FYFE, W.S., GORMANN, B.E. & ALLISON, I. (1977): Local modification of rock chemistry by deformation. - Contrib. Mineral. Petrol. v.65, p.183-190.
- MEANS, W.D. (1989): Stretching faults. - Geology v.17, p.893-896.
- McCOURT, W.J., ASPDEN, J.A. & BROOK, M. (1984): New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. - J. Geol. Soc. London v.141/3, p.831-845.
- MEJIA, M. (1984): Geología y geoquímica de la plancha 130 "Santa Fe de Antioquia" y 146 "Medellín Occidental". - Informe Ingeominas No.1950, 367p., Medellín.
- MOSQUERA, D. (1978): Geología del cuadrángulo K-8. - Informe Ingeominas, No.1763, Ibagué.
- NELSON, H.W. (1957): Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the section between Ibagué and Cali. - Leidse Geol. Meded. v.22, p.1-76.
- NELSON, H.W. (1962a): Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, sección entre Ibagué y Armenia. - Bol. Geol. Serv. Geol. Nal. v.10 (1-3), p.161-202, Bogotá.
- NELSON, H.W. (1962b): Contribución al conocimiento de la Cordillera Occidental, sección carretera Cali-Buenaventura. - Bol. Geol. Serv. Geol. Nal. v.10 (1-3), p.81-108, Bogotá.
- NUÑEZ, A. & MURILLO, A. (1978): Esquistos de glaucofana en el municipio de Pijao, Quindío (Colombia). - Mem. II Congr. Colomb. Geología, 18p.
- ORREGO, A., CEPEDA, H. & RODRIGUEZ, G. (1980): Esquistos glaucofánicos en el área de Jambaló, Cauca, Colombia. - Geol. Norandina n.1, p.5-10, Bogotá.
- PARRA, L.N. (1990): Coloquio sobre el sistema Cauca - Romeral. - Bol. Ciencias de la Tierra n.9, p.155-158, Univ. Nal. de Colombia, Medellín.
- PENNINGTON, W.D. (1981): Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. - J. Geophys. Res. v.86, p.10753-10770.
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks. - 568p., McGraw Hill, N.Y.
- RESTREPO, J.J. & TOUSSAINT, J.F. (1974): Obducción cretácea en el Occidente Colombiano. - Anales Fac. Minas n.58, p.73-105, Medellín.
- RESTREPO, J.J. & TOUSSAINT, J.F. (1981): Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. - Bol. Ciencias de la Tierra n. 5-6, p.1-19, Univ. Nal. Colombia, Medellín.
- RESTREPO, J.J. & TOUSSAINT, J.F. (1984): Unidades litológicas de los alrededores de Medellín. - I Conf. Riesgos Geol. del Valle Aburrá, 26p., Medellín.
- RESTREPO, J.J., TOUSSAINT, J.F., GONZALEZ, H., CORDANI U., KAWASHITA, K., LINARES, E. & PARICA, C. (1991): Precisiones geocronológicas sobre el occidente Colombiano. - Simposio Magmatismo Andino y su Marco Tectónico, p.1-19, Manizales, Colombia.
- RODRIGUEZ, C. & ROJAS, R. (1985): Estratigrafía y tectónica de la serie infracretácea en los alrededores de San Félix, Cordillera Central de Colombia. - Etayo, F. & Laverde, M., F., eds. Proyecto Cretácico, p.XXI.1 - XXI.21, Publ. Geol. Esp. n.16, Ingeominas, Bogotá.
- STEARNS, D.W., (1978): Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. - Matthew, V., ed., Laramide folding associated with basement block faulting in the western U.S., Geol.Soc.Am. Mem. v.151, p.1-38.
- TOUSSAINT, J.F. & RESTREPO, J.J. (1984): Fallamientos superpuestos del Sistema Romeral (s.l.) en los alrededores de Medellín. - Mem. I Conf. Riesgos Geológicos Valle Aburrá, 19p., Soc. Colomb. Geología, Medellín.
- TOUSSAINT, J.F. & RESTREPO, J.J. (1986): Fallamientos superpuestos del sistema Cauca - Romeral en los alrededores de Medellín. - Mem. 1o Conf. Riesgos geol. Valle Aburrá, 17p., Medellín.
- WHITE, S.H. & KNIPE, R.J. (1978): Reaction enhanced ductility in rocks. - J. Geol. Soc. London v.135, p.513-516.

Manuscrito recibido, Abril de 1993