

La Dunita de Medellín y sus relaciones estructurales con el basamento metamórfico e intrusivo de la cordillera Central, Departamento de Antioquia

ANDREAS KAMMER

Universidad Industrial de Santander
A.A. 678, Bucaramanga, Colombia

RESUMEN

La dunita de Medellín está asociada a una faja de rocas metamórficas de grado alto a medio que ocupa la culminación actual de la Cordillera Central y que separa al N de Medellín los batolitos de Ovejas y de Antioquia. En su centro esta faja contiene la sutura del río Chico que se define estructuralmente por dos dominios de buzamiento opuesto a manera de un abanico. La dunita se ubica al W de la sutura y representa un sinforme asimétrico con un plano axial inclinado hacia el E, conforme a la estructura de abanico de la sutura del río Chico. Otro relajo de dunita al S de Belmira podría constituir un remanente de un sinforme al E de la sutura del río Chico.

La deformación principal que se documenta tanto en la dunita como en sus rocas encajantes es un alargamiento N-S que se expresa a nivel

dúctil por una orientación preferida de los granos, a nivel dúctil-frágil por un bandeo boudinado y a nivel frágil por fallas menores con desplazamientos de rumbo.

En las anfibolitas y gneises del basamento metamórfico pliegues menores de dirección N-S confirman la estructura de pliegue del abanico.

El batolito de Ovejas muestra por lo regular una leve follación magmática subvertical y un alargamiento paralelo al tren de las unidades de la Cordillera Central. Localmente sin embargo estas estructuras se orientan perpendicularmente al rumbo general manifestándose igualmente en la deformación frágil del basamento adyacente.

Fallas normales afectaron el contacto entre dunita y metamorfitas causando extensas serpentizaciones y cloritizaciones. Durante esta

fase tensional las rocas de caja progradaron por debajo de la dunita que actuó como tapón rígido.

Para explicar la inversión de densidad provocada por la posición anómala de la dunita se recurre a la hipótesis de una orogénesis por un flujo vertical y divergente hacia la superficie que hubiera dado lugar a la estructura de abanico y mantenido el desequilibrio estructural durante épocas geológicas.

INTRODUCCION

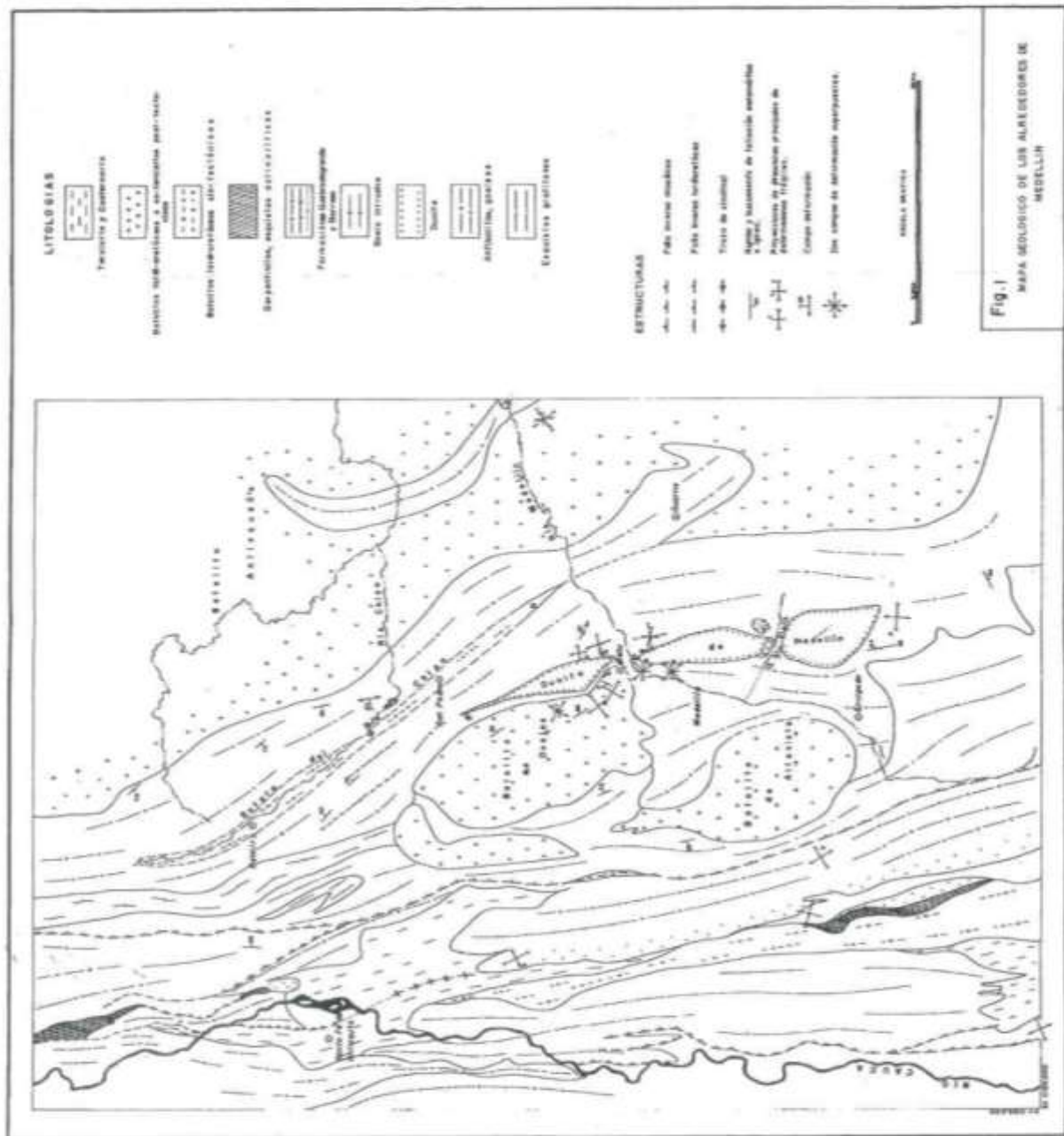
Un rasgo peculiar de la geología del basamento metamórfico de la Cordillera Central es la presencia de cuerpos menores de serpentinita y/o dunita que afloran a lo largo de extensos lineamientos. Las serpentinitas gradúan en lentes poco deformados a dunitas (ALVAREZ, 1982; HALL, et al., 1972). Estos lineamientos hacen parte de las fallas del sistema Romeral y en una falla occidental de dicho sistema, denominada Falla Quebradagrande Occidental por KAMMER (1990), las serpentinitas forman un manto poco interrumpido desde el norte del Departamento de Caldas hasta la región de Santa Fe de Antioquia. Por el contrario en las otras fallas de este sistema los cuerpos de serpentinita son más intermitentes.

Otros tipos de lineamiento, de origen muy diferente, constituyen suturas al interior de la Cordillera Central y se caracterizan por la presencia de intrusivos o rocas de un grado de metamorfismo medio a alto, las cuales al igual que las fallas de Romeral contienen rocas ultramáficas. La sutura más llamativa se presenta en la región del río Nechí al N del batolito Antioqueño; en esta estructura afloran serpentinitas que

se asocian a intrusivos básicos de una presumible edad cretácica (HALL et al., 1972). Otra sutura, que hace objeto del presente trabajo, es el lineamiento que conforma el valle superior del río Chico y continúa desde San Pedro (municipio al N de Medellín) en dirección SE, atravesando el Valle de Aburrá en el "Ancon del Sur" y uniéndose con una apófisis del batolito Antioqueño al NW de Guarne (Figura 1). A diferencia de la sutura antes mencionada las rocas ultramáficas se constituyen aquí de dunitas poco serpentinizadas.

El emplazamiento de peridotitas poco serpentinizadas en rocas más livianas de la corteza superior, produce una marcada inversión de densidad y plantea unos interrogantes en cuanto al mecanismo de emplazamiento. No existen valores de densidad para la dunita de Medellín, pero un perfil de densidad a través del cuerpo peridotítico del Monte Burro (California del S), que es uno de los muchos complejos ultramáficos dentro de la Formación de San Francisco, resulta muy ilustrativo. En sus bordes este cuerpo está serpentinado y presenta valores de densidad de alrededor de 2.6; en el núcleo las serpentinitas pasan a dunitas que son litológicamente muy parecidas a la dunita de Medellín y que exhiben valores de densidad de alrededor de 3.0 (BURCH, 1968).

Entre los mecanismos de emplazamiento de cuerpos ultrabásicos los hipótesis abarcan procesos de obducción en límites de placas convergentes (COLEMAN, 1971), deslizamiento por gravedad debido a un levantamiento inicial de corteza oceánica (ELLIOTT, 1976), levantamientos verticales por isostasia en cin-



turones de colisión (MOORES, 1982) y levantamientos por extensión en cuñas de acrecentamiento a lo largo de márgenes continentales (PLATT, 1986).

Para explicar los diferentes cuerpos ultramáficos de las fallas de Romeral y de la dunita de Medellín RESTREPO y TOUSSAINT (1974) recurrieron a la hipótesis de una obducción regional cretácica de un manto ofiolítico. Una tal obducción podría haberse producido en una cuenca de tipo "back-arc" atrapada entre un margen continental y una zona de subducción (DEWEY, 1976; cp. su Fig. 8). Esta hipótesis a pesar de su facilidad con la cual explica la posición anómala de la dunita, afronta los siguientes interrogantes:

- En los remanentes de este supuesto "nappe" ofiolítico no se identificaron los restos de unidades subvolcánicas o volcánicas que deberían constituir el basamento de una cuenca de tipo "back-arc".
- Los mantos ofiolíticos tienen espesores entre 2 y 4 km (COLEMAN, 1971) que deberían sufrir considerables deformaciones internas e inducir imbricaciones en las rocas infrayacentes (véase por ejemplo COOPER, 1988). Sin embargo las estructuras de las lutitas cretáceas de la Cordillera Central no reflejan ningún cabalgamiento mayor ni ningún plegamiento que indique por su convergencia una cierta dirección de transporte; sus esquistosidades y lineaciones se correlacionan más bien con las imbricaciones eoterciarias de las fallas de Romeral (KAMMER, 1990).
- Si se incluyen los afloramientos más

orientales de rocas ultramáficas del río Nechí y si se busca su origen en las rocas de afinidad oceánica de la Cordillera Occidental el manto ofiolítico en cuestión debería haber involucrado un transporte de por lo menos 50 km. Mecánicamente un movimiento tan extenso de una placa rígida por empuje lateral es cuestionable debido a la resistencia limitada de los materiales rocosos (ELLIOTT, 1976 y tampoco existen evidencias de un plano de cabalgamiento inclinado hacia el antepaís, como se deduce por ejemplo de la historia tectono-sedimentaria del cinturón ofiolítico de Oman (GLENNIE ET AL., 1973).

- La erosión casi completa del manto ofiolítico propuesto debería haberse llevado a cabo antes de la depositación de los sedimentos molásicos de la formación Amagá que recubren las serpentinitas presentes en las fallas de Romeral. Pero ni en estos ni en otros sedimentos terciarios se encuentra el material clástico que correspondería a un evento erosivo de tales dimensiones.

Independientemente de esta hipótesis "movilista" se proponen dos modelos alternativos de emplazamiento que podrían aplicarse para el ambiente tectónico presente:

1. Arrastre a lo largo de fallas inversas.

Este mecanismo en combinación con movimientos diapíricos puede aplicarse a las serpentinitas de las fallas de Romeral. Sin embargo en el caso de la dunita de Medellín no existe la evidencia de una falla inversa mayor y su estado poco tectonizado habla en contra de un arras-

tre por compresión, por lo cual consideramos para ella el siguiente modelo:

2. Levantamiento por una tectónica vertical.

Por analogía del movimiento ascendente en celdas de convección, materiales de la corteza inferior podrían haberse levantado y adquirido una posición superficial en la corteza terrestre. Este modelo hace énfasis en un levantamiento por una tectónica "activa", en la cual la inversión de densidad se mantiene por el flujo ascendente. No pretende explicar las causas que llevaron a la inversión estratigráfica entre la dunita de Medellín y sus rocas encajantes.

A continuación se describen y se esclarecen las relaciones estructurales de la dunita de Medellín y de las unidades encajantes. Los trabajos de campo se llevaron a cabo en los años de 1986 y 1987 entre el barrio Santa Rita al NE de Medellín y San Pedro (Fig. 1), en compañía de N. Parra quien ya publicó un informe sobre las anfíbolitas encajantes de la dunita de Medellín (Parra, 1987).

2. CUADRO GEOLOGICO

2.1 DUNITA DE MEDELLIN

La dunita constituye las laderas orientales de los valles Tierradentro al N de Bello y Aburrá al E de Medellín. Este cuerpo se presenta en tres partes separadas por los depósitos aluviales del río Medellín al E de Bello y de la Quebrada Santa Elena al E de Medellín. En el caso de la incisión de la Quebrada

Santa Elena la dunita no continúa a través del valle; su piso está conformado por un stock diorítico y anfíbolitas del basamento metamórfico de la Cordillera Central (véase Fig. 1 y mapa geológico de BOTERO, 1963). La cobertura aluvial y coluvial del río Medellín impide establecer estas relaciones para la incisión al E de Bello. Sin embargo en un estudio gravimétrico (LUSCHEN et al., 1984) no se detectó ninguna anomalía que expresara una conexión profunda entre la parte intermedia y septentrional de la dunita.

Además en la autopista Medellín-Bogotá al frente del estadero "Peralonso" aflora un contacto basal de dunita-anfíbolita que es subhorizontal lo que hace suponer que el piso del valle se encuentre por debajo de un supuesto cierre de la dunita.

Para clarificar la estructura general de la dunita se procedió a construir los contornos del contacto entre dunita y basamento encajante (Fig. 2). Estos contornos interpolan punto de contacto a una misma altura y en este caso particular se establecieron los contornos de mayor fiabilidad interconectando 3 a 4 puntos, mientras contornos de menor fiabilidad se basan en 1 ó 2 puntos de control y se extrapolaron conforme a las curvas de mayor fiabilidad. Es de admitir que las interpolaciones se hicieron a gran distancia y que se dispuso de poca información para la parte meridional de la dunita. No obstante la estructura que emergió por esta construcción se caracteriza por una alta coherencia: en la parte septentrional se presenta un sinforme en forma de un "V" agudo con el flanco oriental más inclinado y hacia la parte meri-

dional este sinforme se ensancha gradualmente y concluye en forma de batea. En el área de trabajo hay plena concordancia entre los datos estructurales y los contornos construidos (Fig. 2). Un recorrido de la parte intermedia de la dunita confirmó la prevalencia de una actitud subhorizontal de la foliación conforme al mapa de contornos. Lo que si necesita un control de campo es la terminación de la parte meridional de la dunita.

Con esta construcción se deduce que la dunita es un cuerpo sin raíz, cuyo fondo se encuentra a mitad de ladera de los dos valles transversales. El contacto mismo queda enmarcado por pequeños silos y stocks andesíticos a dioríticos, donde aparentemente la base de la dunita actuó como horizonte sellador con respecto a estos intrusivos. Un pequeño stock diorítico aflora según el mapa de BOTERO (1963) en la carretera que conduce a Santa Helena. Según la construcción esta área se ubica inmediatamente por debajo del contacto erodado.

2.2 BASAMENTO METAMORFICO

El basamento alrededor de la sutura del río Chico está afectado por un metamorfismo de medio a alto grado (siguiendo la nomenclatura de WINKLER, 1979) y se compone de anfibolitas, anfibolitas agmatíticas y gneises migmatíticos (MEJIA, 1978). La sutura misma contiene intrusivos de dioritas hornbléndicas y gabros que afloran esporádicamente en pequeños cuerpos dentro de la zona central de la sutura (Fig. 1 y plancha 130, INGEOMINAS).

Esta faja de rocas mediano a altamente metamórficas linda al W de Belmira con gneises intrusivos que las separan a su vez de rocas de un metamorfismo de grado bajo a medio que constituyen el piedemonte de la Cordillera Central. En el E dicha faja es intruida por el batolito Antioqueño (Fig. 1).

La estructura interna global de esta faja tal como se deduce de los datos de la plancha 130 del Ingeominas es sencilla; los buzamientos tienden a converger hacia el interior de la sutura definiendo un abanico en un corte E-W. Esta tendencia se expresa mejor en las rocas periféricas de la sutura.

La dunita de Medellín se encuentra en el flanco occidental de la sutura; en su flanco oriental aflora únicamente un retazo de dunita al NW de San Pedro (Figura 1). (En la plancha 130 se reporta otro afloramiento situado aún más hacia el NW, que no se encontró durante los recorridos de esta zona).

2.3 BATOLITOS POST-TECTONICOS

En su margen oriental la faja metamórfica de la sutura del río Chico está bordeada en toda su longitud por el batolito Antioqueño (Fig. 1), complejo ígneo que por su extensión de más de 7000 km² debería ser poliiintrusivo y que consta de cuarzdioritas, granodioritas y tonalitas poco foliadas (FEININGER y BOTERO, 1982). En el río Chico el contacto del batolito es nítido y subvertical y a juzgar por su curvatura hacia el W en el valle del río Medellín, buza conforme a la estructura de abanico del basamento

metamórfico o sea hacia el W (regla de la "V").

En el lado occidental de esta faja aflora el Batolito de Ovejas y más hacia el S el Stock de Altavista. El primero se correlaciona, por sus similitudes litológicas, con el batolito Antioqueño mientras el segundo cuerpo se distingue por contener rocas dioríticas retrabajadas por cuarzdioritas y por presentar localmente granitos alcalinos (MONTROYA, 1988; RESTREPO y TOUSSAINT, 1984).

El batolito de Ovejas tiene una forma ovoidal y alargada en dirección NW; ocupa, con su apófisis al N, una área de 160 km² lo que equivale según PITCHER (1979) al valor promedio de las extensiones de batolitos granitoides.

Al S del Llano de Ovejas el batolito linda contra filitas y posee una aureola de contacto en la cual los esquistos del margen W están endurecidos y contienen andalusita (Eduardo Tobón, comunicación personal).

En su lado oriental el batolito de Ovejas sigue estrechamente el contacto de la dunita y buza 60° hacia el E, esta vez conforme al flanco occidental del abanico del basamento metamórfico.

3. LITOLOGIAS Y ESTRUCTURAS

En terrenos metamórficos las correlaciones estructurales no son obvias e idealmente deberían combinarse estudios paragenéticos y estructurales detallados. Puesto que se dispuso únicamente de un número limitado de

secciones delgadas y además que el metamorfismo es muy heterogéneo agrupamos las deformaciones según criterios estructurales principalmente, apoyándonos en los siguientes:

1. Estilo de deformación; se refiere en primer lugar a la homogeneidad y ductilidad de la deformación.
2. Edades relativas, tales como se deducen a partir de estructuras superpuestas.
3. Orientaciones aproximadas de los ejes principales de los elipsoides de deformación.

Con estos criterios diferenciamos tres diferentes estilos de deformación:

1. Estilo dúctil ligado al apogeo del metamorfismo del basamento.

Independiente de la litología la deformación se manifiesta por una elongación preferencial de los granos en dirección N-S; los pliegues tienden a ser similares y presentan una esquistosidad de plano axial; las texturas de las tectonitas se caracterizan por una blastesis avanzada.

2. Estilo "semi-dúctil" o "dúctil-frágil" ligado a una retrogradación de las metamorfitas de grado alto.

Las deformaciones se manifiestan a escala del afloramiento prevaleciendo un alargamiento N-S, pero en zonas de falla se manifiestan también alargamientos perpendiculares al patrón estructural. Los pliegues son abiertos y se repiten en intervalos de decenas de m. En las par-

tes afectadas por un microplegamiento los granos se comportan de manera pasiva, es decir, se rompen y se doblan sin que haya lugar a una mayor recuperación.

3. Estilo frágil.

Se presentan diferentes poblaciones de fallas que definen varios eventos frágiles; entre estas poblaciones se destaca un sistema que se formó durante un alargamiento N-S y cuyas fallas tienen desplazamientos de cm a dm.

La cronología relativa de estas deformaciones se puede establecer en el contacto intrusivo de la granodiorita de Ovejas. Allí la deformación dúctil no afecta a este cuerpo y es por consiguiente más antigua. La deformación semi-dúctil sin embargo afecta a las aplitas de la granodiorita y tuvo lugar durante su emplazamiento, como se demostrará más adelante. El alargamiento N-S frágil del basamento se correlaciona tentativamente con los desplazamientos de las fallas transcurrentes de Espíritu Santo y Palestina; aquellas a su vez son contemporáneas con la intrusión eoterciaria del batolito Antioqueño.

3.1 DUNITA DE MEDELLIN

3.1.1 Litología

La dunita se presenta como roca fino-granular y se caracteriza por una superficie de meteorización amarillenta que tiene un aspecto moteado por mostrar manchas rómbicas que son separadas por zonas planares más oscuras. Presenta una foliación metamórfica que se

resalta en superficies de meteorización por láminas de clorita, serpentina y talco (ALVAREZ, 1987).

Dentro de la dunita un bandeo composicional es atípico; una excepción se presenta en bandas notoriamente continuas con espesores de cm constituidas de un material claro y resistente, que tienen un aspecto similar a las pseudopiroxenitas de BURCH (1968). En un caso se observó una ligera discordancia entre una semejante banda y la foliación metamórfica.

Los únicos minerales macroscópicos se presentan en forma de agregados de cromita. Estos agregados dispersos tienen tamaños de mm a cm, son lentiformes y subrayan tanto la foliación como la lineación N-S de la roca.

3.1.2 Estructuras dúctiles

El tamaño de grano relativamente fino (0.3 a 1 mm, según ALVAREZ 1987), los contornos poligonales y algo alargados, así como la presencia de lamelas de deformación de los olivinos sugieren que la textura de la dunita es el resultado de un flujo plástico. Esta deformación condujo también a la lineación de dirección N-S que se manifiesta macroscópicamente por los agregados alargados de cromita.

3.1.3 Estructuras semi-dúctiles

Las deformaciones semi-dúctiles indujeron serpentinizaciones de variable intensidad.

La deformación predominante sigue siendo el alargamiento N-S y se reconoce por boudines en partes bien estratificadas (Fig. 3a) o por venas de tensión rellenadas por serpentinas fibrosa (Fig. 4a). Estas venas conllevaron a una fragmentación parcial por desplazamientos diferenciales en dirección del alargamiento; en este proceso microfallas verticales deberían haber acomodado los movimientos entre los compartimientos continuos (Fig. 4a).

Durante el alargamiento N-S se desarrollaron colas de serpentina fibrosa alrededor de los agregados de cromita.

Aparte de estos alargamientos de dirección N-S, se observan en las canteras de Santa Rita en el NE de Medellín, en niveles cerca de la base de la dunita, fallas normales subparalelas a la foliación que causaron una intensa serpentinitización (Fig. 3b-4d) durante un alargamiento E-W.

La serpentinitización afectó principalmente ciertos niveles que separan capas duníticas poco transformadas, las cuales son fragmentadas por fallas menores sintéticas con un mismo sentido de desplazamiento como las fallas principales o por fallas antitéticas y conjugadas. El producto final de estas transformaciones es una brecha con una matriz de serpentinita bien desarrollada a lo largo de los planos de movimiento y con fragmentos de dunita aislados por fallas o por zonas de serpentinita (Fig. 3d).

Esta deformación tensional afecta también el contacto entre dunita y anfibolita, como demuestra el afloramiento ilus-

trado en la figura 5. Aquí la dunita serpentinitizada y cloritizada aflora en bancos delgados separados por horizontes de serpentinita, en los cuales tuvieron lugar movimientos normales. Los bancos de dunita están fragmentados por fallas antitéticas con respecto a los horizontes de movimiento.

A mayor escala las partes poco inclinadas de la dunita están afectadas por pliegues abiertos bien visibles en la autopista Medellín-Bogotá (Fig. 6b). Los pliegues tienen una dirección N-S y se constituyen de antiformes amplios, separados por sinformes agudos que podrían haberse formado acerca de la superficie (confinamiento vertical limitado) a la manera de "mullions", en analogía con ondulaciones superficiales de glaciares. A pequeña escala horizontes cloríticos cerca del contacto de la dunita contra la anfibolita muestran un intenso microplegamiento con convergencias tanto hacia el E como el W (Fig. 6c).

3.1.4 Deformación frágil

Predominan fallas conjugadas con desplazamientos de cm que causaron un alargamiento N-S (Fig. 4b). Entre estas fallas se observan excepcionalmente planos con continuidades de más de 50 m con espejos bien desarrollados (quebrada Señorita, Niquífa).

Las fallas están revestidas de serpentina fibrosa y fueron medidas sistemáticamente teniendo en cuenta también de sus estrías y sentidos de desplazamiento. Los diferentes sistemas se indican por varias estaciones en la

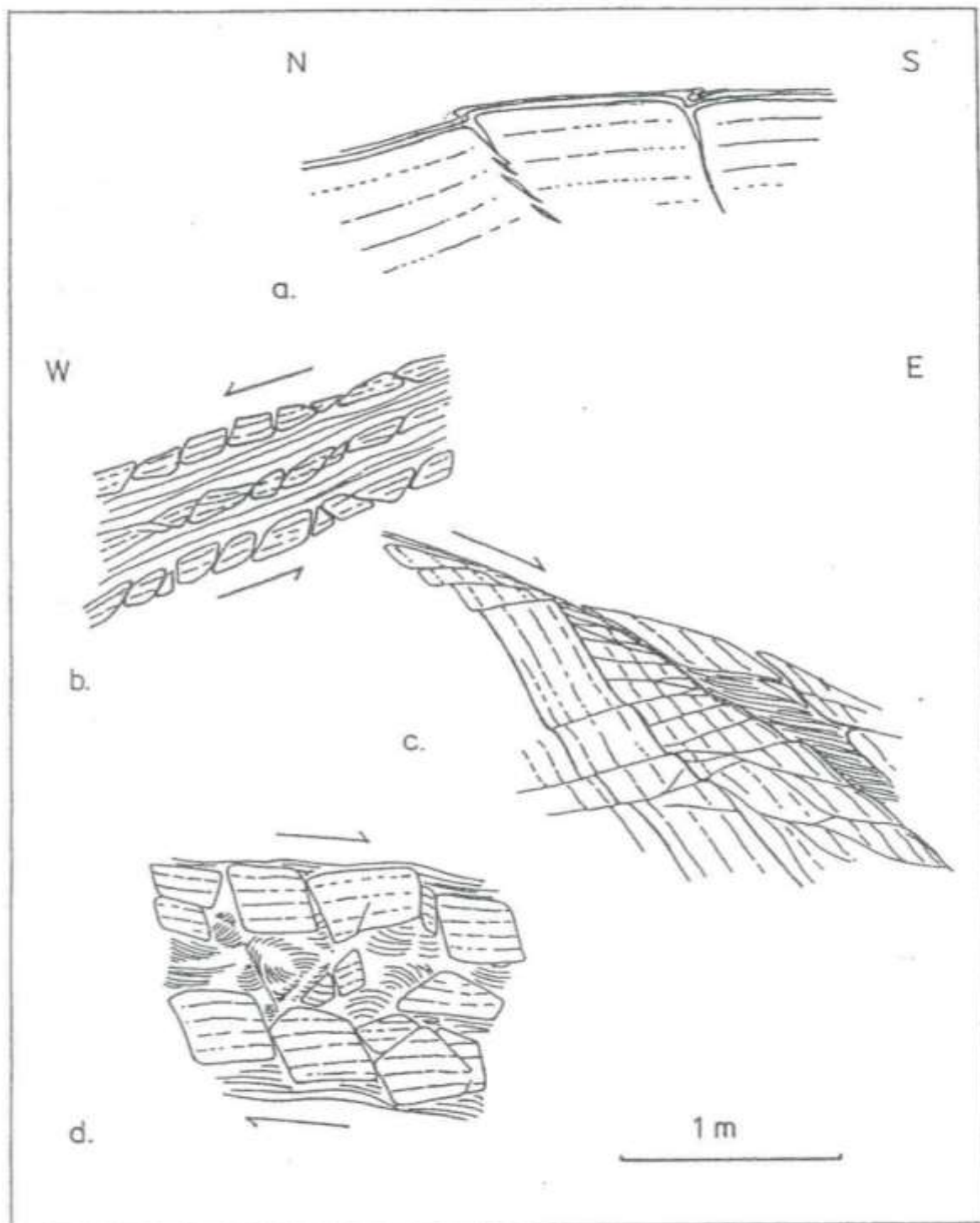


Fig. 3

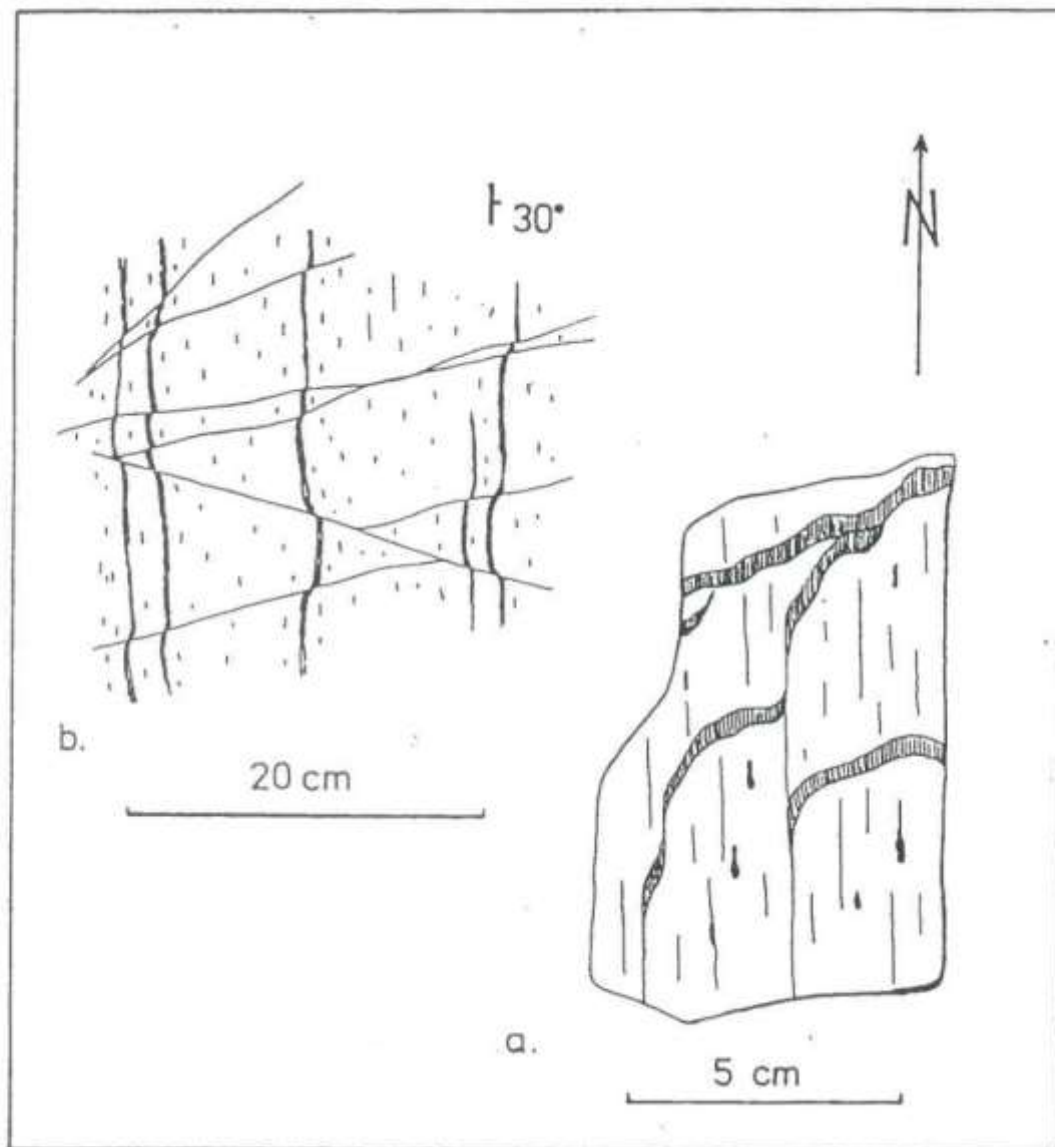


Fig. 4

Figura 1. Curiosamente afuera de las zonas de extensión no se detectó el alargamiento E-W descrito en el párrafo anterior.

3.2 ANFIBOLITA Y ROCAS ASOCIADAS

3.2.1 Litologías y metamorfismo

En los alrededores de la dunita y en la sutura del río Chico al S de Belmita el basamento metamórfico se constituye principalmente de anfibolitas que son variablemente migmatíticas. Algunas muestran estructuras agmatíticas cuando son intruidas por un material leucodiorítico. Otras modificaciones se manifiestan en un contenido variable de la biotita y en esta línea de transformación la roca gradúa a un esquisto biotítico o un gneis augen donde además porfiroblastos de plagioclasa están presentes. Estos cambios son locales y no obedecen a ninguna tendencia regional. Un buen ejemplo se ilustra en la Figura 15 en la cual un gneis augen linda contra una anfibolita, separados por una falla transcurrente.

Además de las variaciones citadas se observaron las siguientes litologías:

- Rocas cuarcíticas y posibles metaconglomerados (PARRA, 1987).
- Anfibolitas granatíferas, con granates identificados como almandino (PARRA, 1987).
- Gneises biotíticos con grafito. En estas litologías RESTREPO (1981) reportó las siguientes paragénesis en el Alto de

Isleta al W de Belmira: cuarzo - biotita - plagioclasa - andalusita - silimanita - cordierita - muscovita y silimanita - muscovita - cianita - estauroлита y como productos retrógrados cloritoide y sericita.

- Esquistos de cumingtonita (observación propia) y anfibolitas cumingtoníticas (PARRA, 1987).

Una petrografía sistemática para las regiones al S de la sutura del río Chico que incluye descripciones de anfibolitas con grafito y ocurrencias aisladas de granulita dan RESTREPO (1986) y ARDILA (1986).

Un ejemplo que ilustra la heterogeneidad del metamorfismo aún a escala de afloramiento se el gneis levantado en la Figura 15. En la parte biotítica, no se encuentra muscovita como mineral primario y la paragénesis de plagioclasa (an 48%), biotita, cuarzo, feldespato alcalino y cordierita refleja un metamorfismo de grado alto. Los augenes y lentes feldespáticos del mismo gneis sin embargo contienen muscovita primaria y su formación debe atribuirse a un metamorfismo de grado medio.

Las retrogradaciones son muy extensas y en una anfibolita granatífera del borde oriental de la dunita se observó el producto de la siguiente reacción:

Granate -- Clorita + Cuarzo + mineral opaco (+ Muscovita?),

paragénesis que es indicativo de un metamorfismo de grado medio (WINKLER, 1979). Por fin las transformaciones ubicuas de hornblenda y biotita a clorita demuestran que la retrogradación

alcanzó hasta condiciones de grado bajo.

De lo anteriormente expuesto se puede concluir que el metamorfismo de la región es excesivamente heterogéneo, presentándose asociaciones minerales de grado alto, medio y bajo y que las rocas sufrieron una profunda retrogradación. Además la ocurrencia de almandino y cianita indica un metamorfismo bórico lo que contrasta con el metamorfismo térmico de tipo Abukama establecido para la parte oriental de la Cordillera Central (FEININGER et al., 1972) y para los esquistos grafitosos de Ancón y Boquerón al S y SW del área de consideración (RESTREPO, 1986).

En lo que concierne su textura las anfibolitas son muchas veces rocas homogéneas y poco bandeadas cuya foliación y lineación N-S se definen por el arreglo de sus constituyentes.

Un bandeo composicional puede estar presente y en partes migmatíticas se resalta por segregaciones cuarzo-feldespáticas. Otro tipo de estructuras planares son venas feldespáticas de espesores de mm a cm que se entrecortan con la foliación en ángulos bajos o altos y que son variablemente plegadas, mostrando estructuras de "pinch and swell" en las direcciones de alargamiento.

Las anfibolitas homogéneas se diferencian entre sí por el tamaño de grano y el tipo de textura granoblástica. Mientras más se aumenta el tamaño de grano más se pierde la textura poligonal y equigranular y más se muestra un estiramiento de los constituyentes. Macroscópicamente la roca asume una textura flaser. Mi-

croscópicamente se observa que las plagioclasas y hornblendas lentiformes presentan en realidad agregados recristalizados. En el caso de la hornblenda los agregados son heterogranulares constituidos por pequeños granos con límites lobulares y granos mayores poikiloblásticos. En las plagioclasas (an 30%-60%) esta tendencia es aún más clara y se presentan estructuras de mantos, con los núcleos coformados por granos irregulares de mayor tamaño y envueltos en una matriz de cristales poligonales.

3.2.2 Estructuras dúctiles

La textura flaser y las venas feldespáticas que se acaban de describir son fenómenos sintectónicos que acompañaron un alargamiento N-S. La recristalización de la plagioclasa con an > 30% exige un metamorfismo de grado medio a alto (DEER, et al., 1976).

En la sutura del río Chico las anfibolitas y más frecuentemente los gneises biotíticos presentan pliegues casi similares con amplitudes de menos de 1 m, ejes subparalelos a la lineación mineralógica y una esquistosidad de plano axial.

En la zona periférica de esta misma sutura, cerca del contacto con el batolito Antioqueño se observa un plegamiento abierto y asimétrico con una convergencia hacia el E que es bien visible en venas pegmatóides (Fig. 7). Las franjas externas de estas venas se constituyen de hornblendas de tamaño centimétrico orientadas paralelas al plano axial de los pliegues y una fase cuarzo-feldespática puede constituir la parte central de estas venas. Estas estructuras

son afectadas por deformaciones de tipo "pinch and swell" y han sufrido un alargamiento N-S.

3.2.3 Estructuras semi-dúctiles

Es oportuno considerar las estructuras semi-dúctiles de lado y lado de la dunita por aparte ya que en su margen occidental estas deformaciones reflejan la intrusión del batolito de Ovejas mientras que esta influencia está ausente en su margen oriental.

3.2.3.1 Margen oriental de la dunita o regiones lejanas del batolito

Un alargamiento N-S se manifiesta en forma de boudines aún en partes poco bandeadas (Fig. 8). Durante este estiramiento se formaron segregaciones de plagioclasa en las capas envolventes y en los cuellos de los boudines (Fig. 8a y 8b). En unos boudines particularmente bien desarrollados se observan además segregaciones tubulares de cuarzo (Fig. 8a) y es posible que la retrogradación que es ubicua en estas partes, liberó la sílice para su formación.

Superponiéndose a estos boudines se presenta un plegamiento que se relaciona a los pliegues abiertos del contacto y del interior de la dunita. En el contacto mismo los planos axiales subverticales de unos pliegues de amplitudes métricos y bastante angulares son intruidos por diques andesíticos (Fig. 6a). Alejándose del contacto los pliegues disminuyen sus amplitudes de dm o a cm y asumen una convergencia hacia el NE. En la Quebrada Congo (al E de la parte septentrional del sinclinal de la dunita)

el plegamiento se manifiesta en una crenulación bien marcada con ejes que buzan hasta 30° al S y planos axiales con inclinaciones de 60° hacia el SW.

Durante este plegamiento los minerales se doblaron de manera pasiva y en el microscopio se observan prismas rotos de hornblenda. Allí la recuperación juega un papel subordinado. La plagioclasa está afectada por microfracturas conjugadas y en los cristales doblados se observan maclas de albita y de periclina inducidas por deformación.

Este plegamiento se manifiesta particularmente en las partes previamente boudinadas y parece que la retrogradación que acompañó el boudinaje aumentó la anisotropía de las capas y las hizo particularmente susceptibles a esta deformación posterior.

3.2.3.2 Estructuras y litologías de la faja anfibolítica entre la dunita y la granodiorita de Ovejas:

La delgada faja anfibolítica que separa la granodiorita de Ovejas de la dunita no adquiere un ancho de más de 1000 m y hacia la terminación meridional del batolito su espesor disminuye a solo 100 m (Fig. 1). Este adelgazamiento se refleja también en un cambio del estilo estructural de la deformación ligada al emplazamiento de la granodiorita de Ovejas que se ejemplifica en dos lugares. En la Quebrada Chachafruto en donde la anchura de la faja alcanza un máximo de 1000 m, la removilización de la roca es selectiva y se hace por cizallas discretas. En esta zona la deformación sinintrusiva es predominantemente frágil y abundan diques aplíticos transversales

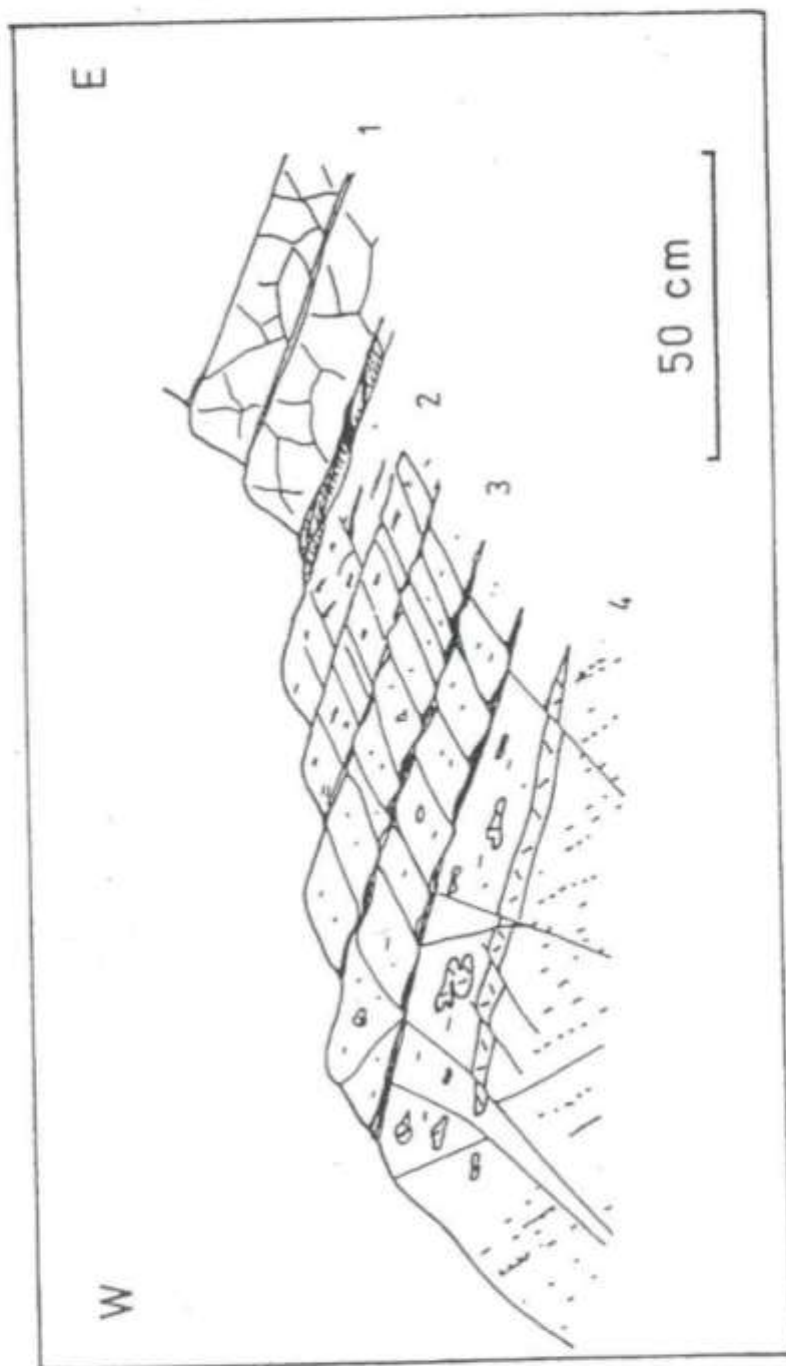


Fig. 5

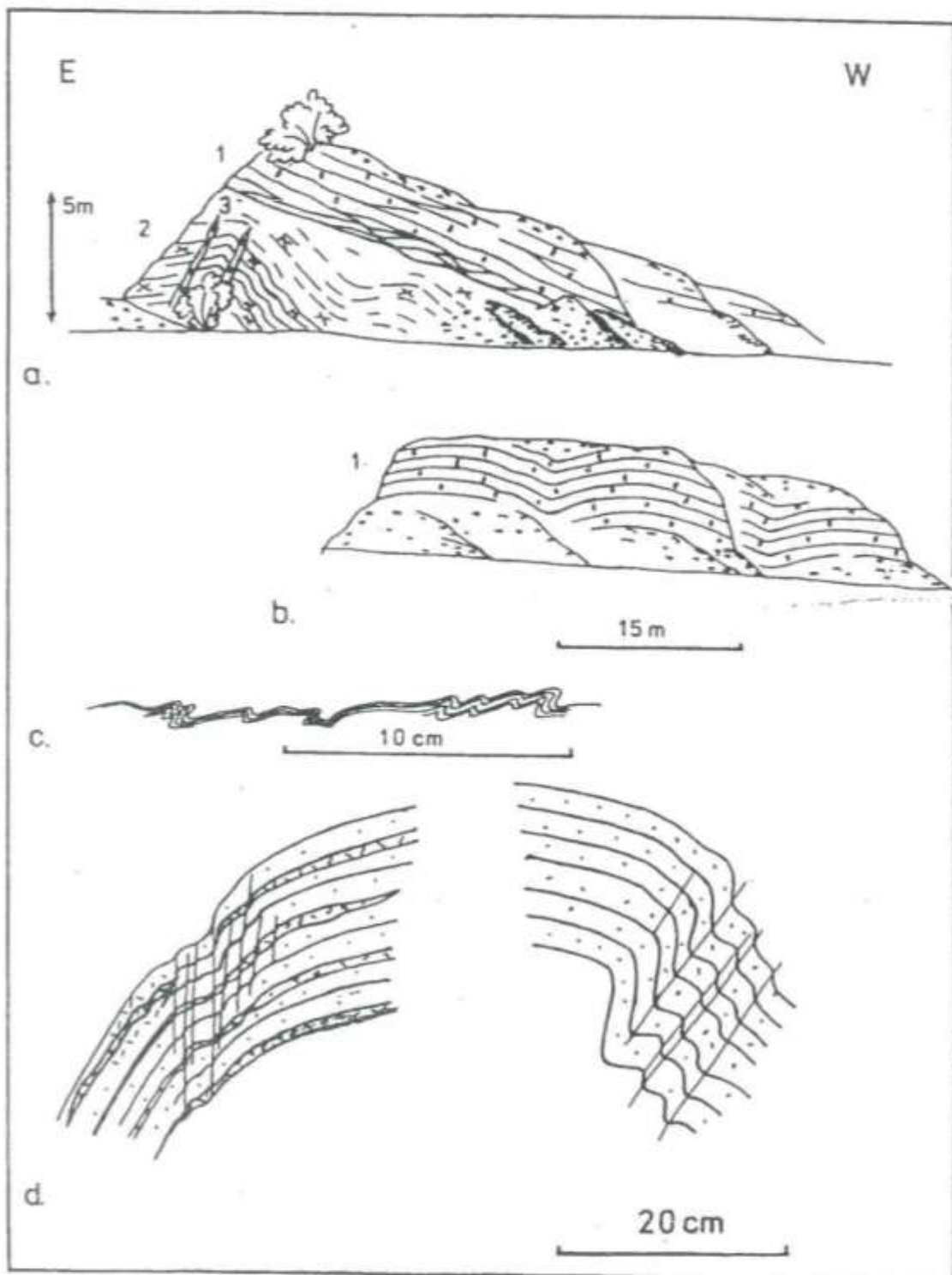


Fig. 6

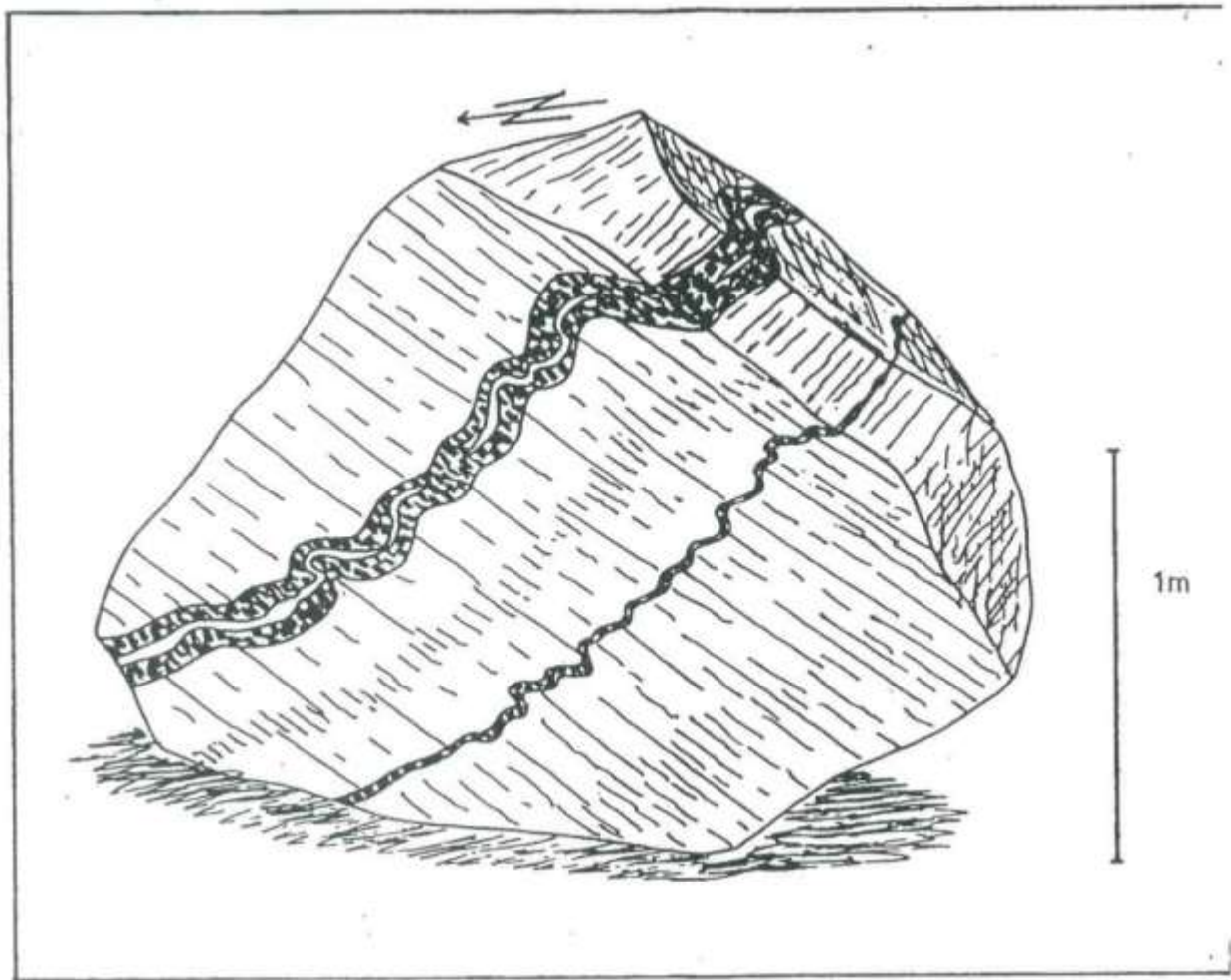


Fig. 7

que contribuyeron a un alargamiento N-S de hasta un 10%. Al contrario en la Quebrada Merisalde, en donde el ancho de la faja se reduce a apenas 100 m, la removilización sinintrusiva afecta a toda la faja y el cizallamiento está acompañado por un plegamiento semi-dúctil de la roca.

La litología predominante en esta faja es una anfíbolita con textura flaser; intercalados en ella se encuentran gneises biotíticos con augen o porfiroblastos de feldespato. Esta última litología constituye también las migmatitas de la sutura del río Chico y por esta razón se considera que la gneisificación se debe al auge del metamorfismo de grado alto y no a una migmatitización ligado a la intrusión del batolito de Ovejas.

Por presentarse tanto en la granodiorita como en la faja anfíbolítica las aplitas representan marcadores tardi-intrusivos dentro de la secuencia de deformación.

Aparte de las aplitas se encuentran diques o bolsas de pegmatitas hornbléndicas que se relacionan también a la deformación dúctil-frágil y que representan posiblemente precursores de la intrusión del batolito de Ovejas. Se reparten a todo el largo de la faja anfíbolítica, ubicándose con mayor frecuencia cerca del contacto con la dunita y esporádicamente adentro o en el contacto oriental de la dunita.

Consideramos apropiado describir esta litología con más detalle.

Las pegmatitas hornbléndicas están constituidas por plagioclasa y hornblenda únicamente que alcanzan tamaños de

hasta 5 cm. Se presentan en dos variedades texturales: (1) Diques cristalizados estáticamente se reconocen por sus cristales idiomórficos; deformaciones locales, si presentes, con leves y se restringen a hornblendas afectadas por bandas de kink. (2). Diques que cristalizaron sincinemáticamente sin embargo son cizallados y se constituyen de agregados lentiformes o lobulados de hornblenda y plagioclasa recrystalizada. Estos agregados alargados definen tanto una foliación por su aplastamiento como una estructura lineal. Típicamente las partes de grano grueso constituyen tectonitas lineales, en las cuales una foliación está irreconocible.

En la Figura 9c se ilustra la movilidad extraordinaria de estas rocas. En la parte interna del bloque se desarrolló una estructura lineal, mientras que hacia los bordes se observan bandas de cizalla y la estructura asume un carácter planar. Las partes más marginales muestran ya cierta afinidad con las anfíbolitas con textura flaser lo que sugiere un cambio gradual a la roca encajante.

Los diques pegmatíticos cortan la foliación por lo regular en un ángulo agudo, de acuerdo a las orientaciones de diaclasis. En estos diques los agregados de hornblenda y plagioclasa se orientan oblicuamente a sus paredes, conforme a la foliación y lineación de la roca encajante (Fig. 9a).

Las partes pegmatíticas irregulares muestran tanto límites fallados como de resorción. En la Figura 9d se ilustra un pequeño "nido" pegmatítico que se termina contra una falla y cuyos demás límites están difusos.

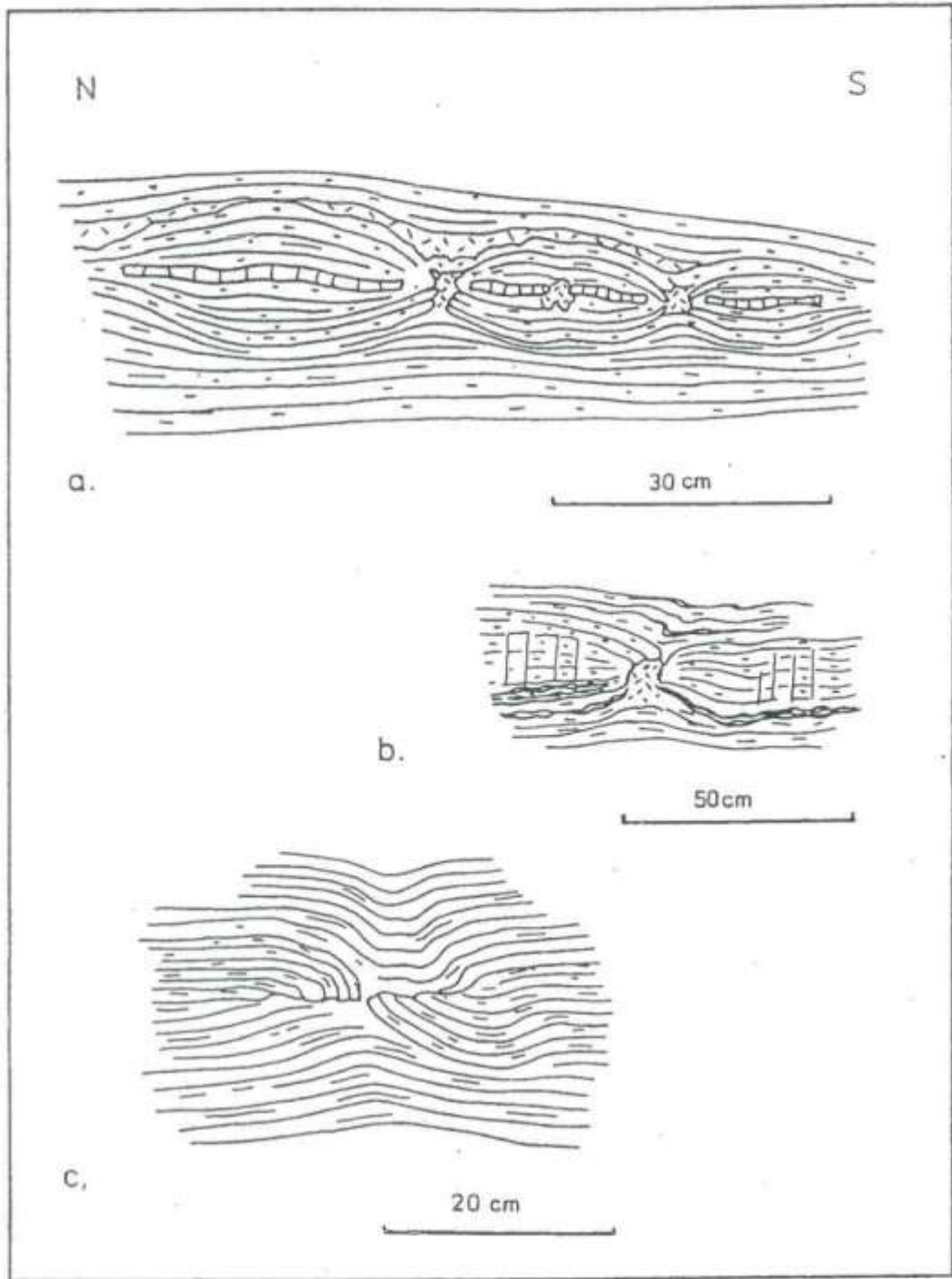


Fig. 8

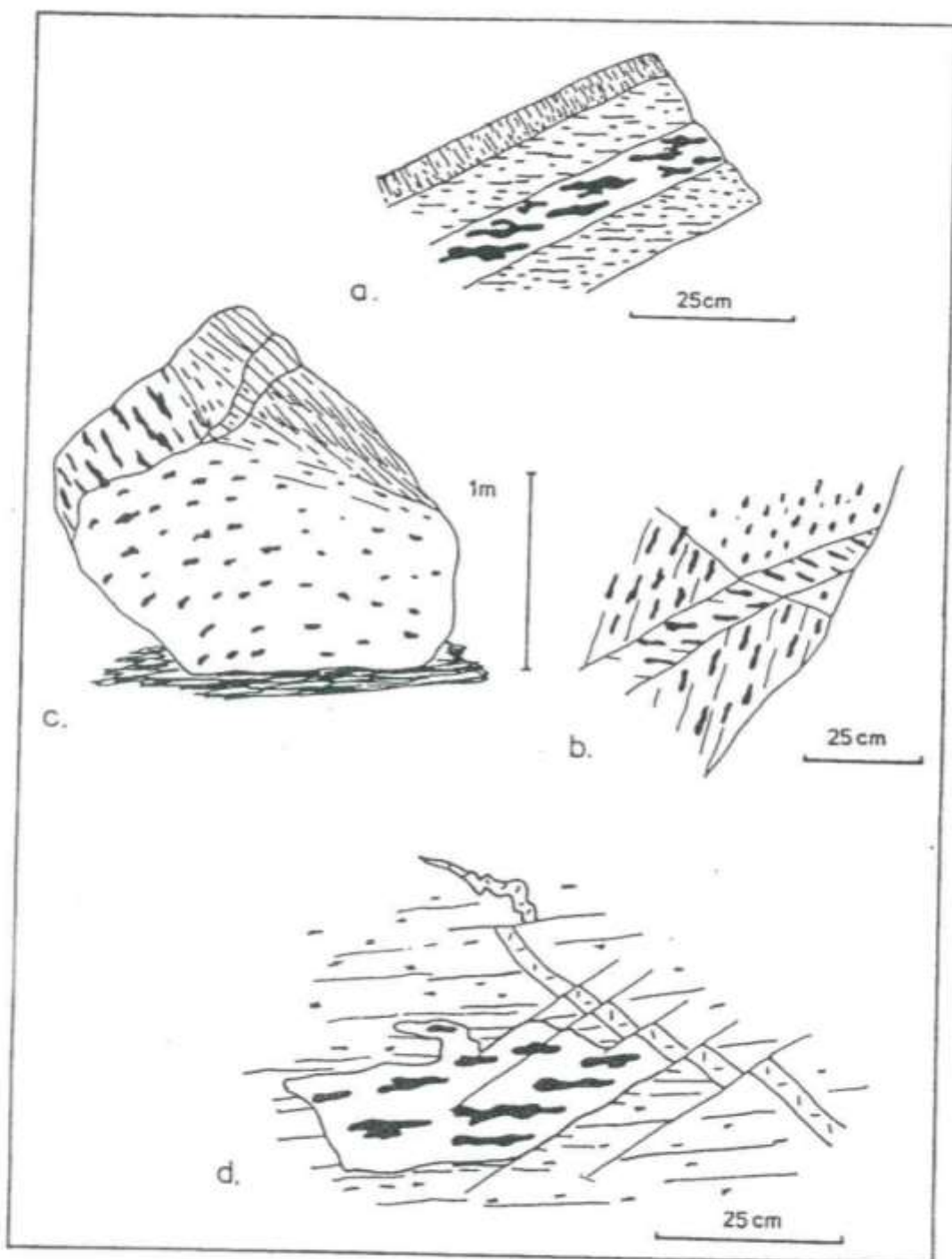


Fig. 9

La microestructura de estas rocas se parece mucho a las descritas anteriormente para las anfibolitas flaser. La plagioclasa forma o bien agregados fino-granulares completamente recristalizados o bien se presenta en dominios de mayor tamaño que son maclados según las leyes de albita o periclina y cuyos límites de maclaje son los sitios de una recristalización dinámica parcial. El contenido de anortita puede ser hasta un 60%; con esta composición la recristalización dinámica requiere al menos un metamorfismo de medio grado.

A. Deformaciones de la Quebrada Merisalde (lugar tipo de la faja anfibolítica delgada):

La litología predominante en esta quebrada es una anfibolita flaser. Las zonas de cizalla son ubfcuas y particularmente bien desarrolladas en donde la foliación de la roca es plegada y forma un ángulo con el alargamiento de dirección N-S. En este caso la roca se descompone en lentes o rombos relativamente rígidos y zonas "móviles".

Las deformaciones causaron retrogradaciones variables; en las estructuras poco retrógradas la hornblenda no se ve alterada macroscópicamente y su tamaño varía conforme al contexto estructural. Un ejemplo de una anfibolita afectada por varios planos de cizalla que son predominantemente dextrales da la figura 10. La textura de la roca varía ligeramente según la intensidad de la deformación; lentes poco afectados por las cizallas son menos foliados y presentan un mayor tamaño de grano.

La Figura 11 da una muestra de un mayor grado de deformación y muestra la superposición de diferentes estilos estructurales. En este afloramiento la foliación se encuentra casi perpendicular al rumbo general de las unidades y define un pliegue abierto, siendo afectado por planos de cizalla que se entrecruzan en ángulo bajo y que subdividen la roca en lentes. En los límites de estos lentes se observa un plegamiento secundario de acuerdo al sentido de arrastre a lo largo de los planos de cizalla. Por fin un par de fallas desplaza los lentes y planos de cizalla. Esta última deformación es una estructura típicamente frágil en la cual el diedro de ángulo agudo enfrenta la dirección de acortamiento.

En este ejemplo el comportamiento de las aplitas es muy ilustrativo; siguen los límites de los lentes semi-dúctiles y son desplazadas por las fallas frágiles. Pero observe en la aplita del lado oriental de la misma figura 11 el aumento de espesor dentro del bloque delimitado por las fallas frágiles. Hacia las fallas dicha aplita se pincha, lo que demuestra una cierta movilidad de las aplitas aún durante el fallamiento frágil.

Otro ejemplo que demuestra un emplazamiento sincinemático de las aplitas se ilustra en la figura 12. Esta aplita se ve plegada en la parte sur del afloramiento y pierde hasta su continuidad en una zona de deformación. Además está desplazada a lo largo de una falla en cuyo lado occidental se produce un marcado ensanchamiento. Podemos otra vez concluir que las aplitas se emplazaron tanto durante la deformación semi-dúctil como frágil.

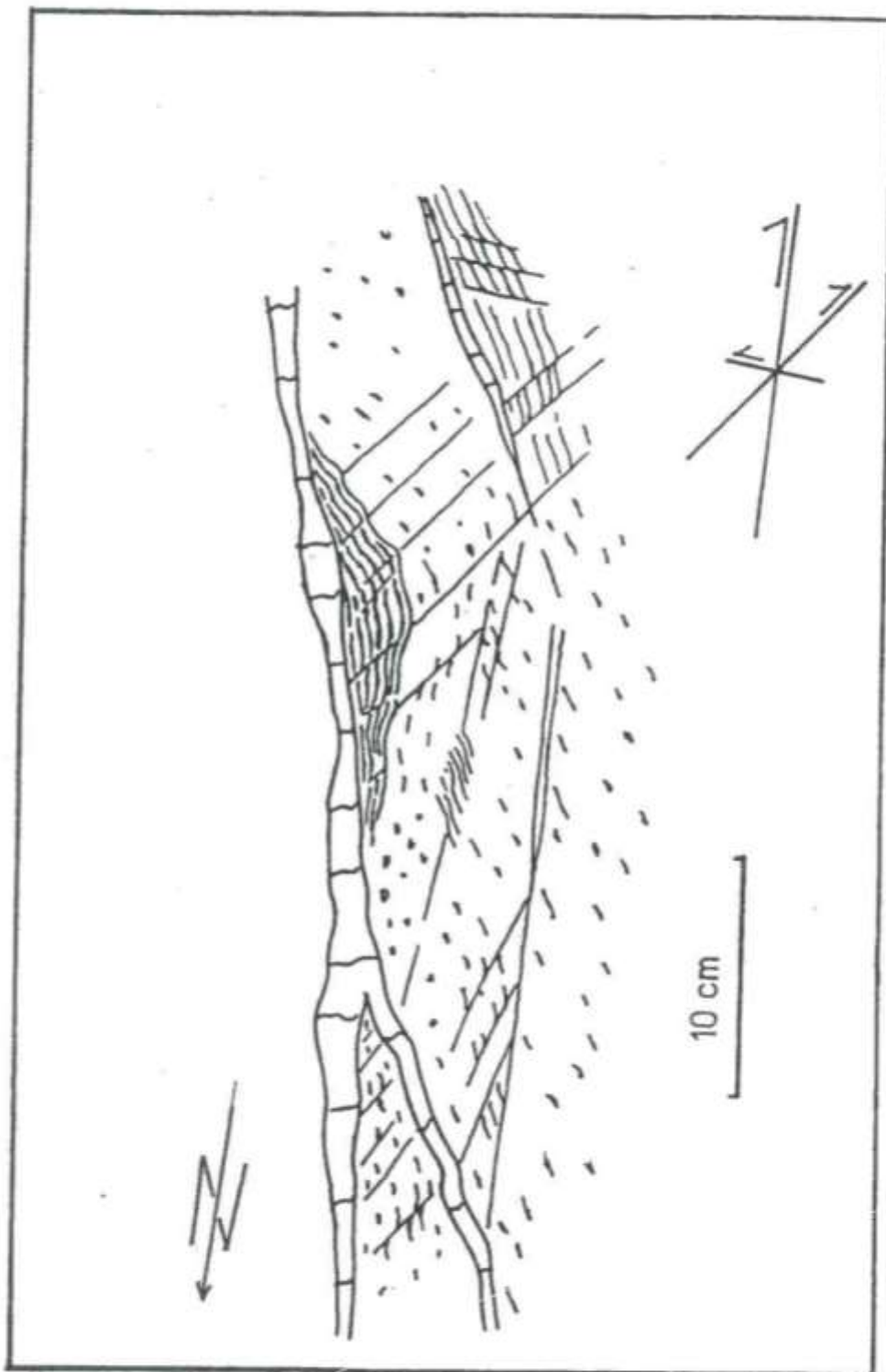


Fig. 10

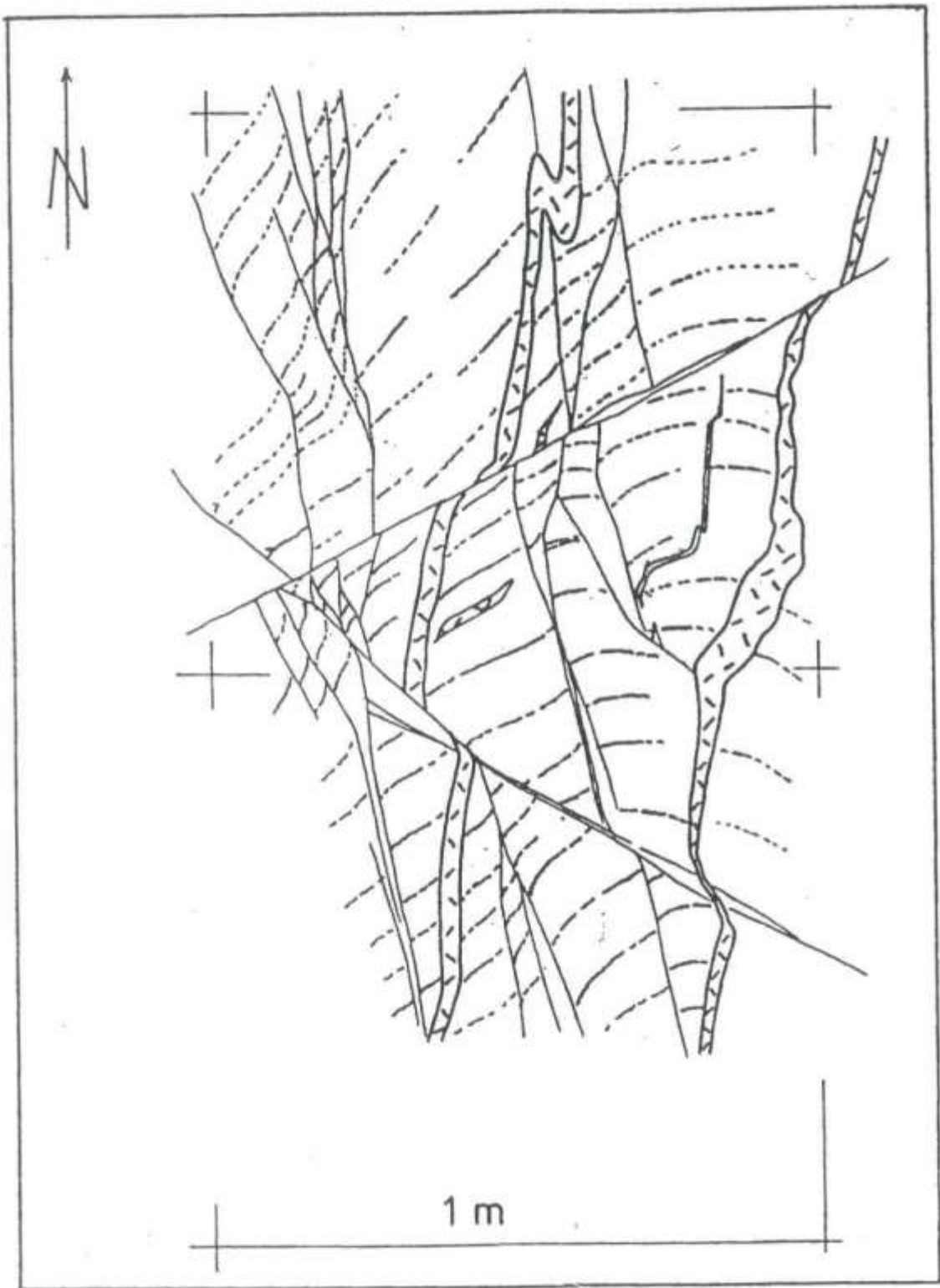


Fig. II

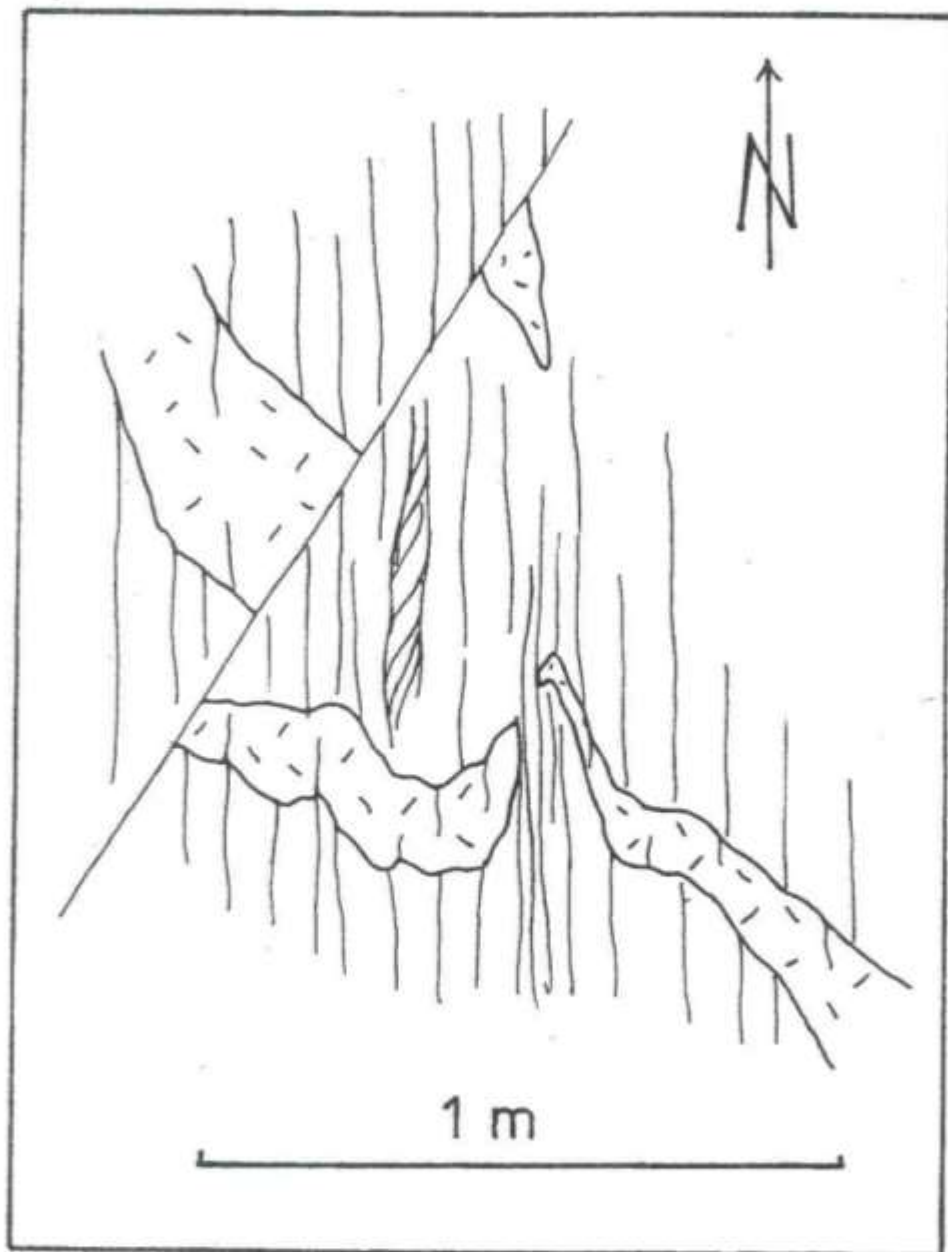


Fig. 12

Con mayor intensidad de deformación pero todavía dentro del mismo régimen de la deformación dúctil-frágil se forman "zonas móviles" que envuelven lentes poco afectados (fig. 13). A juzgar por las muchas exsudaciones de cuarzo la roca sufrió una profunda retrogradación. En estas estructuras los lentes pueden pasar gradualmente a las "zonas móviles" circundantes (fig. 13a) o conformar fragmentos rígidos y bien delimitados contra su matriz foliada (fig. 13b). Relaciones semejantes se observan en un dique delimitado por "zonas móviles" en sus dos lados (fig. 13c); este dique está afectado por fallas que no se continúan a sus alrededores, mostrando una coexistencia de las deformaciones dúctiles o continuas y frágiles o discontinuas según el tipo de litología.

En conclusión, las deformaciones semi-dúctiles y frágiles no corresponden a eventos que se pueden analizar separadamente. Lo mismo vale para las diferentes retrogradaciones, que por lo regular son sincinemáticas por afectar las zonas de deformación en primer instancia.

En pocos lugares se observa también una retrogradación estática en donde las transformaciones metasomáticas jugaron un papel decisivo. Un tal ejemplo se da en la figura 14: aquí la anfibolita se ha convertido parcialmente a un esquistoclorítico independientemente de su estado de deformación. Esta zona clorítica a su vez está reemplazada por una fase cuarzo-feldespática en la cual la foliación de la anfibolita ha desaparecido.

B. Litologías y deformaciones de la quebrada Chachafruto (lugar tipo de la faja anfibolítica ancha):

En este medio las estructuras alcanzan dimensiones de decenas de m y se detectan por medio de las aplitas sinintrusivas. Para su estudio se levantaron dos afloramientos (figuras 15 y 16) con la ayuda de cuadrángulos del área de 1m² que se reticularon a distancias de 25 cm. El "micromapa" expuesto en la figura 15 se hizo con participación de N. Parra quien levantó la parte a la izquierda de la línea D/E.

Estos dos afloramientos se ubican a apenas 100 m del contacto con el batolito de Ovejas e ilustran particularmente las deformaciones sinintrusivas.

En lo que sigue comentaremos tanto las litologías como las estructuras en su orden de evolución repitiendo en este contexto ciertos puntos ya mencionados en este trabajo.

1. Litologías y deformaciones relacionadas al auge del metamorfismo:

En la figura 15 una falla de rumbo con desplazamiento sinistral pone en contacto una anfibolita flaser con un gneis augen biotítico (la paragénesis se indicó en la página). En cortes verticales se observan pliegues cilíndricos que afectan el gneis biotítico y cuyos ejes se orientan paralelamente al alargamiento N-S de los constituyentes.

Tanto en la anfibolita como en el gneis biotítico se encuentran cuerpos irregulares en formas de diques o bolsas de un material homogenizado o pseudo-ígneo.

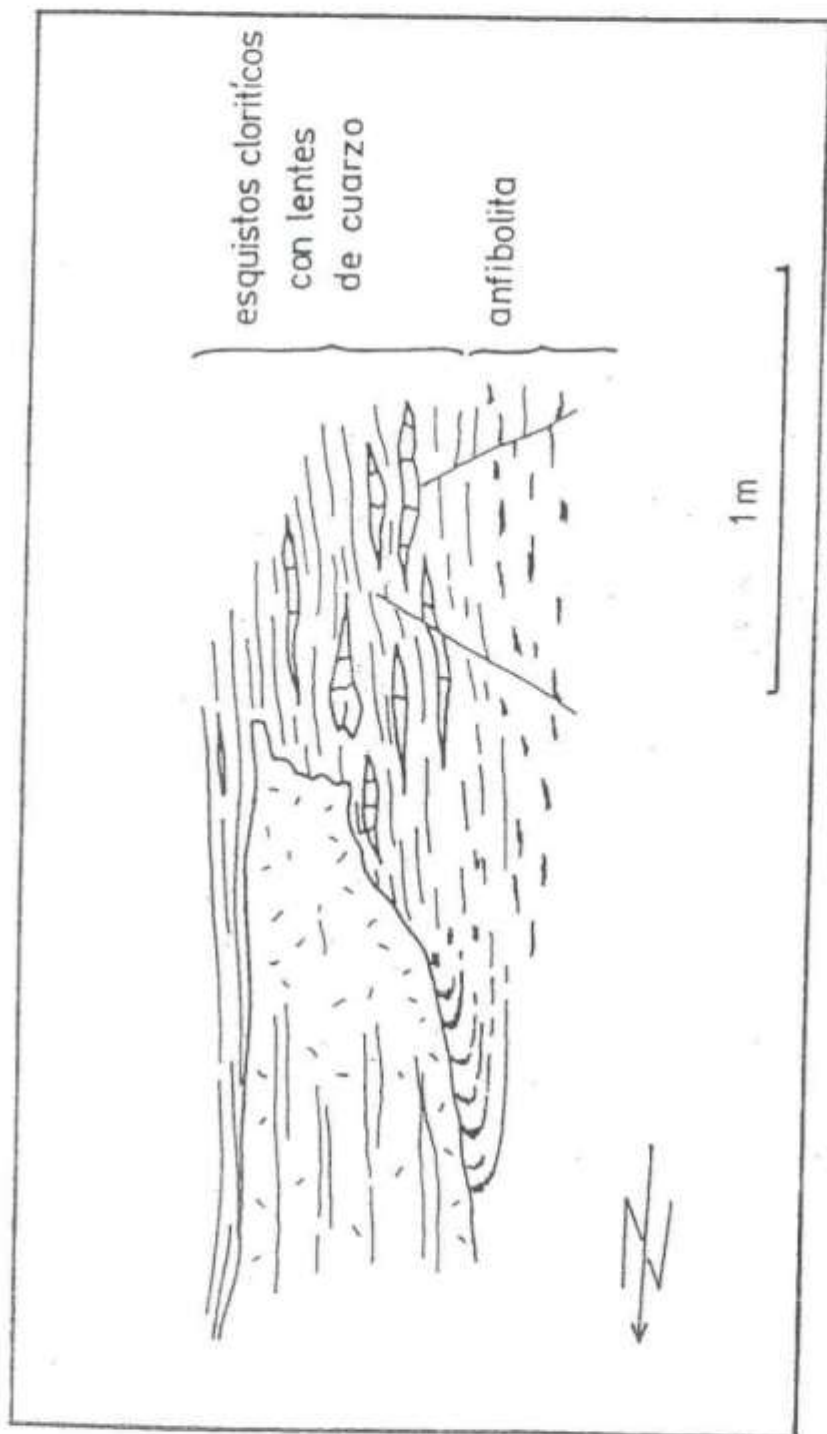


Fig. 14

Se constituye de plagioclasa zonada (an 40%) cuyos límites frente al cuarzo muestran bahías de resorción, de cuarzo formando tanto una matriz finogranular como cristales poikilíticos y de biotita en agregados finogranulares.

Los diques de este material homogenizado son preferencialmente paralelos o perpendiculares a la foliación y tienen límites difusos si no son confinados por una fase pegmatítica (fig. 15, cuadrángulos G-5 y H-5). Estas partes homogenizadas contienen inclusiones máficas que tienen formas irregulares y angulares hasta esféricas y cuya textura interna varía desde foliada hasta homogénea, de acuerdo a su grado de resorción (fig. 16, cuadrángulo C-4).

Por sus terminaciones abruptas y sus paredes no paralelas estas partes homogenizadas deben haberse formado por reemplazamiento de la roca caja. En la figura 16 se observa una vena de cuarzo que atraviesa el límite entre dique y gneis biotítico y que continúa siendo solamente poco desplazada en el interior del dique (cuadrángulo B-2).

Los augenes contienen como se expuso en el párrafo 3.2.1 muscovita primaria y se formaron posiblemente después del gneis biotítico al cual se puede asignar un metamorfismo de alto grado por la falta de muscovita primaria. Aparte de los augenes y lentes se observan también venas pegmatíticas con contornos difusos que se orientan perpendicularmente a la foliación (fig. 15, cuadrángulo D-5 y D-6).

2. Emplazamiento de aplitas sin-a-tardi-intrusivas:

Las aplitas son claramente posteriores a la homogenización parcial de las metamorfitas (fig. 15) pero anteriores a cualquier evento dúctil-frágil o frágil. Gradines o pequeños saltos en las paredes de los diques se correlacionan de lado y lado e indican que la aplitas se emplazaron rellenando grietas que se formaron durante una distensión N-S. En otros afloramientos los diques sufrieron un plegamiento sinintrusivos a lo largo de zonas de cizalla orientadas paralelamente a la foliación (fig. 17), que en casos extremos condujeron a pliegues intrafoliales (fig. 16, cuadrángulos B-1 y C-1). Estas cizallas se concentran únicamente a ciertas zonas y no afectan a las zonas homogeneizadas (fig. 16).

3. Cizallas perpendiculares a la foliación:

En la cizalla central de la figura 15 (lados izquierdos de los cuadrángulos c) se ilustra una zona de cizallas con desplazamiento decamétrico sinestral que pone en contacto una anfibolita con un gneis biotítico. Posee notables pliegues de arrastre (cuadrángulo C-2). Planos de cizalla secundarios que radian de esta zona ya se relacionan con la siguiente fase de deformación.

Otra zona parecida pero de menor desplazamiento se observa en la figura 16. Cizallas sinestrales de una misma orientación se documentarán más adelante también en el batolito de Ovejas (fig. 21).

4. Fallas conjugadas que causan un alargamiento N-S:

Estas fallas constituyen un primer sis-

tema conjugado; son relativamente penetrativas y desplazan los diques de hasta 1 m (fig. 15, cuadrángulo E-1). En la anfíbolita de la figura 15 (cuadrángulo B-3) y en el gneis biotítico de la figura 16 (cuadrángulo A-3) se observan planos sinestrales que desplazan a sus homólogos dextrales.

5. Fallas conjugadas que causan un alargamiento E-W:

Estos planos son mucho más espaciados que los anteriores y tienen desplazamientos hasta métricos. En la figura 15 se observa un plano dextral que desplaza un primer dique en el cuadrángulo A-6, la zona de cizalla central en el cuadrángulo C-6 y otro dique en el cuadrángulo F-5. Una zona sinistral de este mismo sistema afecta a la zona de cizalla central en los cuadrángulos 1/2-C/D.

Por fin, en esta faja y seguramente relacionado al flanco occidental de la dunita de Medellín se encontró un nivel clorítico que representa una falla normal (fig. 18).

Esta zona clorítica está bien delimitada contra la anfíbolita encajante, la cual muestra en este lugar un buzamiento excepcional hacia el W. Las paredes de la roca encajante son escalonadas debido a que bloques de anfíbolita avanzaron variablemente a lo largo de planos de foliación en la zona clorítica. En esta zona milonítica se diferenciaron planos "s" que definen una esquistosidad subhorizontal y planos "c" que son planos de cizalla con arrastres dextrales. Con esta disposición estos planos definen una milonita con movimiento normal que paralelizamos con las zonas

de extensión de la dunita y del contacto entre la dunita y la anfíbolita.

3.3 Batolito de Ovejas

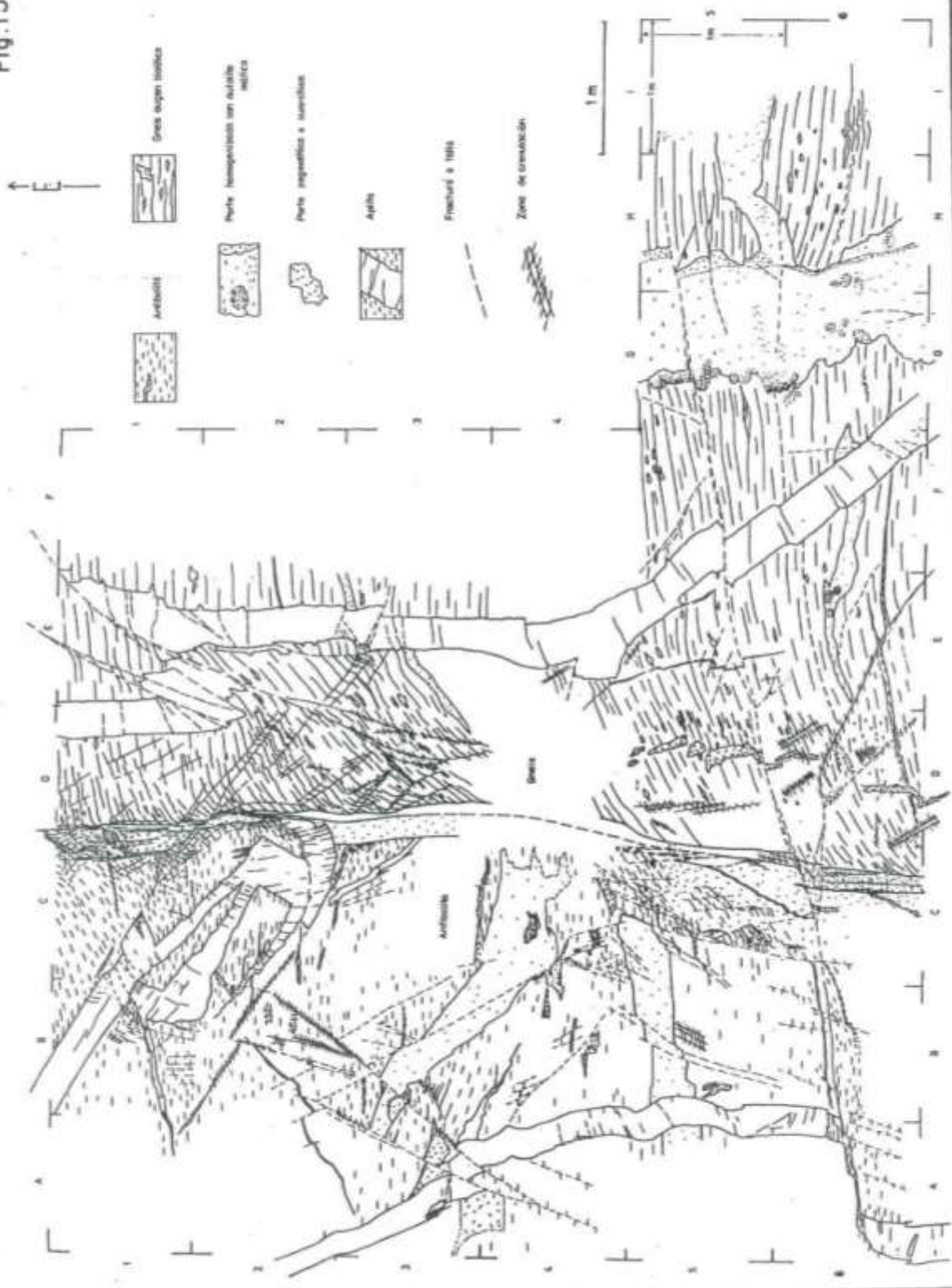
Este batolito se compone de una granodiorita homogénea que por su composición y su textura isotrópica muestra similitudes con las granodioritas del batolito Antioqueño. Una leve foliación de dirección NW conforme a la forma ovoide y alargada del batolito puede presentarse debido al arreglo de las biotitas y hornblendas. Presenta inclusiones máficas (gabros) que se parecen a las de las partes homogeneizadas en las anfíbolitas migmatíticas.

Los contactos con la anfíbolita son angulares y prefigurados por fallas o la foliación de las metamorfitas (fig. 19). Fenómenos de resorción son locales y se limitan a pequeñas protuberancias de bandas de la anfíbolita.

En lo que se refiere a la actitud de la foliación magmática en la cercanía del contacto con la anfíbolita se presentan dos situaciones contrarias: Primero, la foliación mantiene su dirección regional paralelamente al contacto sin acentuarse. En el segundo caso, la foliación magmática y las inclusiones máficas se orientan perpendicularmente al rumbo general de las unidades. Los escasos afloramientos no permiten delimitar áreas con una u otra orientación de la foliación.

En el caso de la foliación orientada perpendicularmente al contacto hay además evidencias de diques aplíticos de orientación SE-NW y de fallas conjugadas que indican que la deformación

Fig. 15



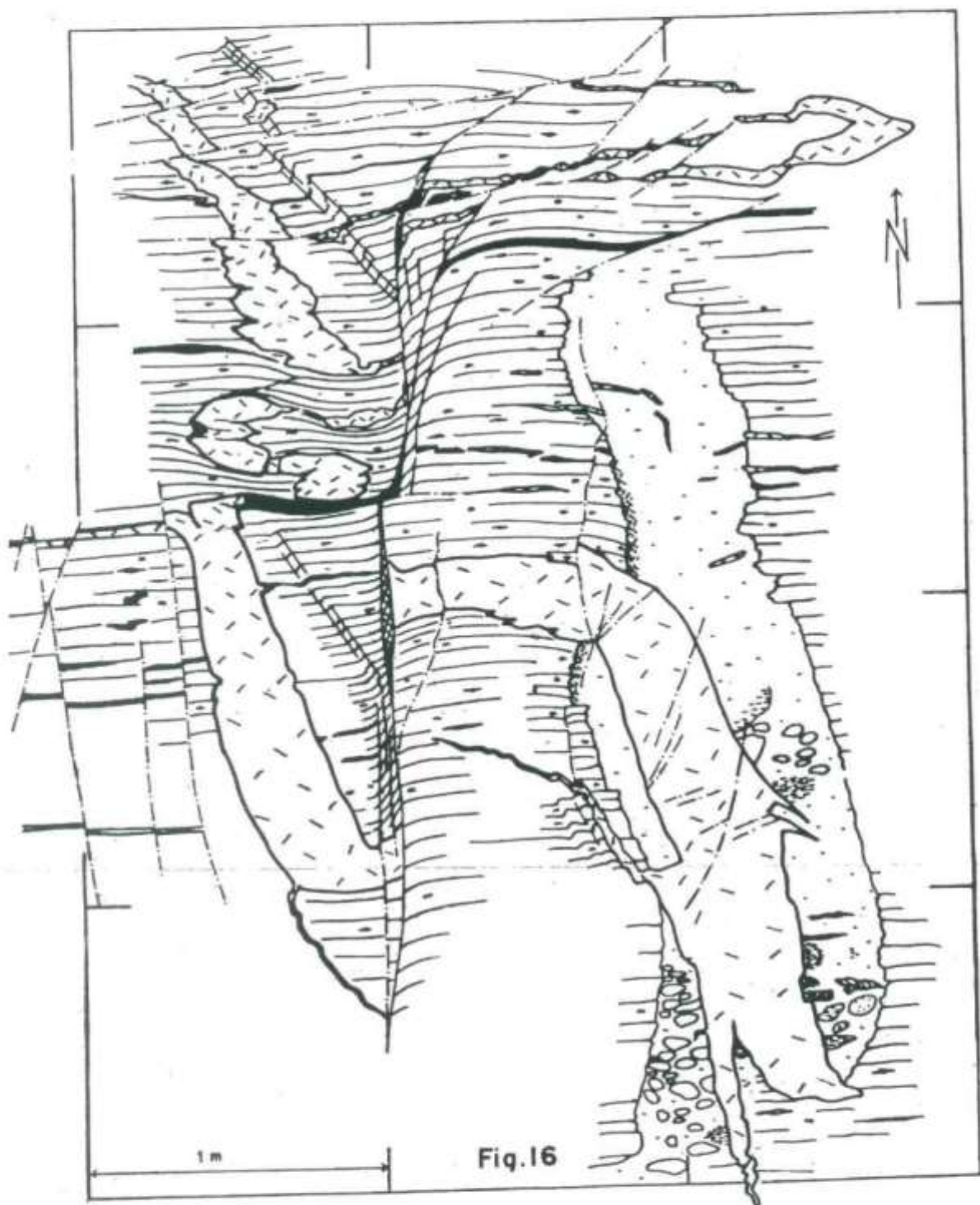


Fig.16

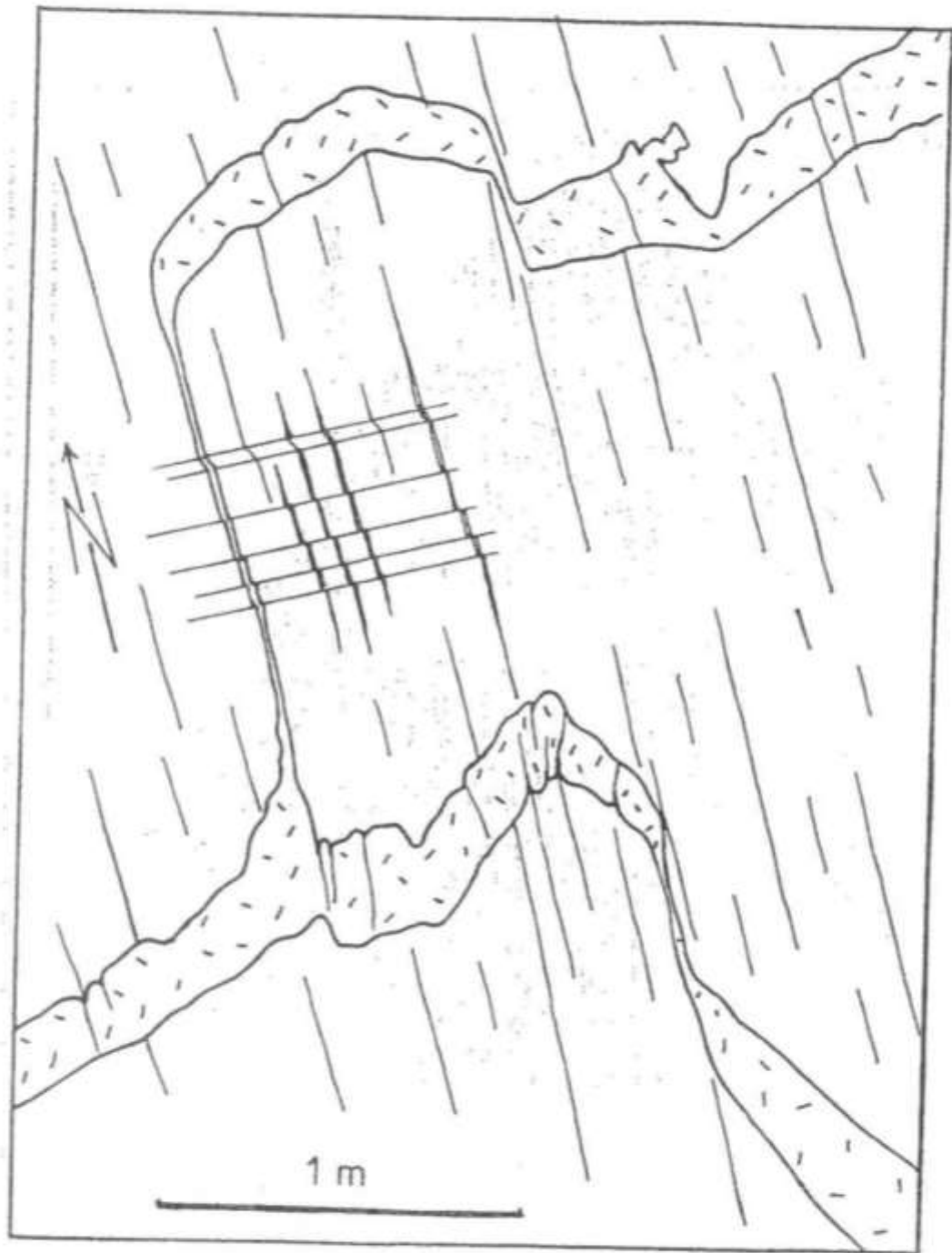


Fig. 17

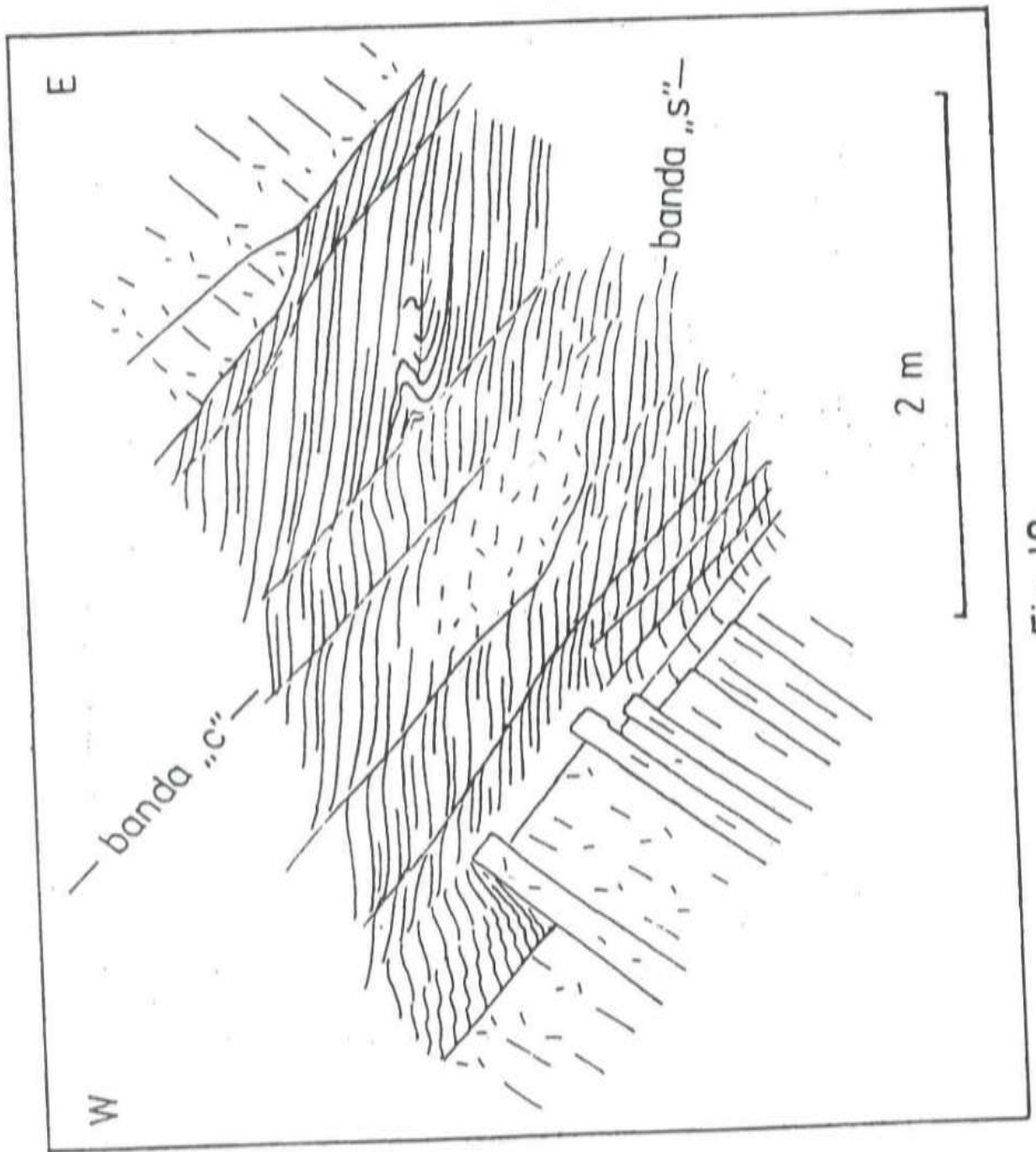


Fig.18

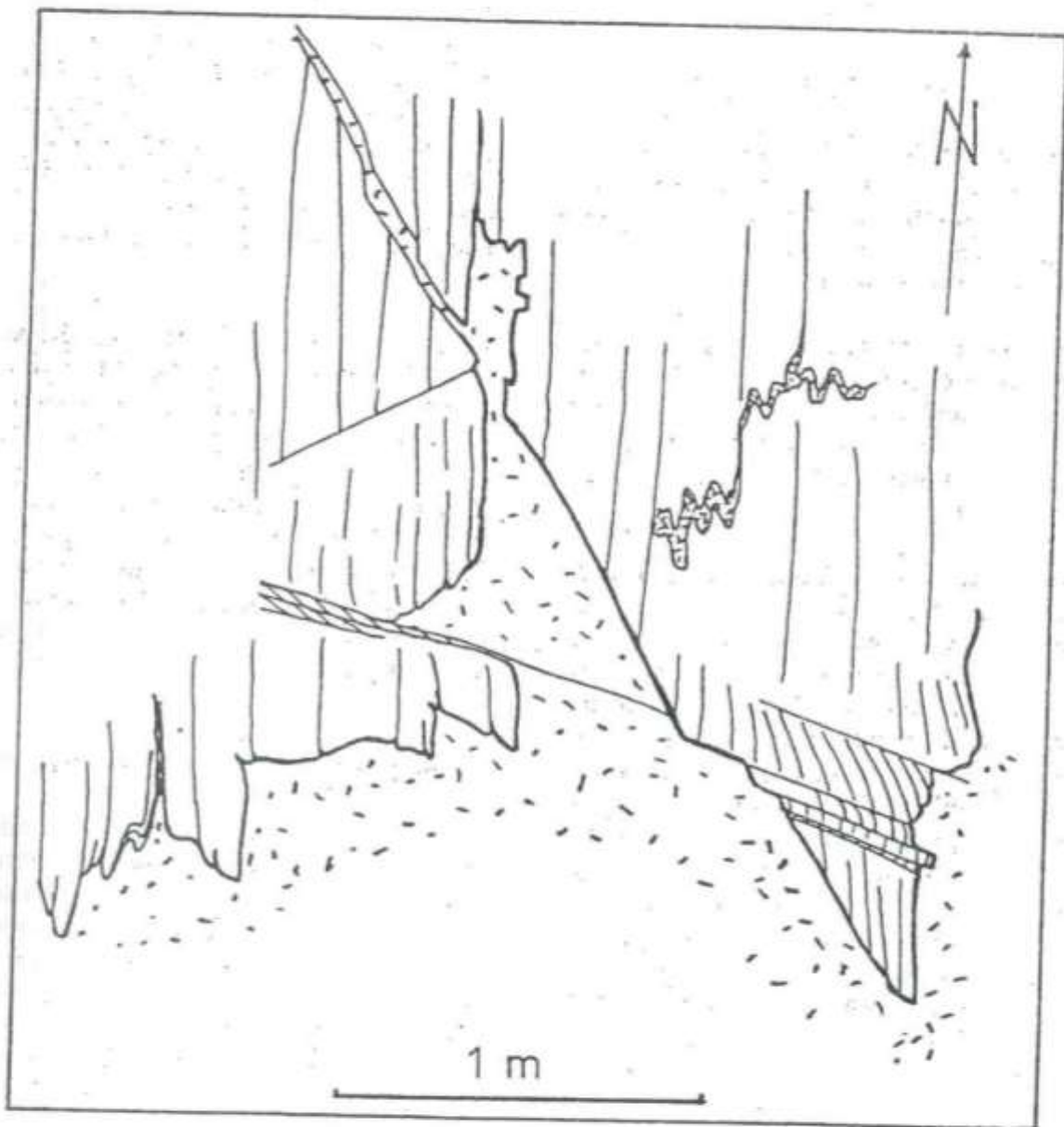


Fig. 19

tardimagmática implicó un acortamiento SE-NW y un alargamiento SW-NE, o sea perpendicular al contacto.

Entre los diques aplíticos de orientación SE-NW se destacan venas de cuarzo bastante irregulares y poco continuas que se ramifican a veces en sus terminaciones (fig. 20). Por sus formas estas segregaciones tienen mucho en común con venas de tensión.

El sistema de fallas conjugadas que contribuyó al alargamiento SW-NE o perpendicular al contacto es bastante penetrativo; sus direcciones de alargamiento y acortamiento están indicadas en la figura 1.

Entre los demás sistemas de fallas se observan fallas sinestrales orientadas perpendicularmente al contacto o a la foliación regional (fig. 21) que son similares a las que se ilustraron para las metamorfosis adyacentes (figuras 15 y 16). Otras fallas conjugadas son inversas y pueden relacionarse a un acortamiento que es perpendicular al rumbo general de las unidades (fig. 22). Obsérvese que en estos sistemas el ángulo pequeño es muy agudo lo que podría explicarse según la teoría del fracturamiento de rocas de Coulomb-Mohr por un constreñimiento vertical limitado o un fallamiento bastante superficial.

3.4 Batolito Antioqueño

Este cuerpo se estudió en el carretable que comunica Barbosa con Concepción. En este tramo el batolito consta de una

leucodiorita homogénea y muestra solamente una leve foliación subvertical de dirección NNW definida por el arreglo de la biotita. Perpendicularmente a esta foliación magmática e igualmente de inclinación subvertical se encuentran aplitas y planos de segregación constituidos por cuarzo y/o muscovita indicando que el batolito sufrió un alargamiento tardimagmático de dirección NNW.

Hacia el contacto de la intercalación de anfibolitas ilustrada en figura 1 la granodiorita se vuelve inhomogénea mostrando un bandeo composicional subvertical debido a un contenido variable de minerales máficos. Estas bandas son entrecortadas por zonas o planos de cizalla inversos y conjugados que forman ángulos bajos con la foliación (fig. 23), disposición que es característica para cizallas dúctiles (RAMSAY, 1980).

4. Sinopsis de las deformaciones frágiles

Poblaciones de fallas estriadas se midieron a través de toda la Cordillera Central y los resultados para el mapa de la figura 1 se publicarán en un informe especial. En la figura 1 se indicaron para diferentes estaciones de medición las direcciones principales de estas deformaciones frágiles tal como se derivaron por los métodos de ANGELIER (1984), y ALEKSANDROWSKI (1985).

A nivel regional se destacan dos tipos de poblaciones que pueden ser superpuestas:

1. Poblaciones constituidas por fallas inversas:

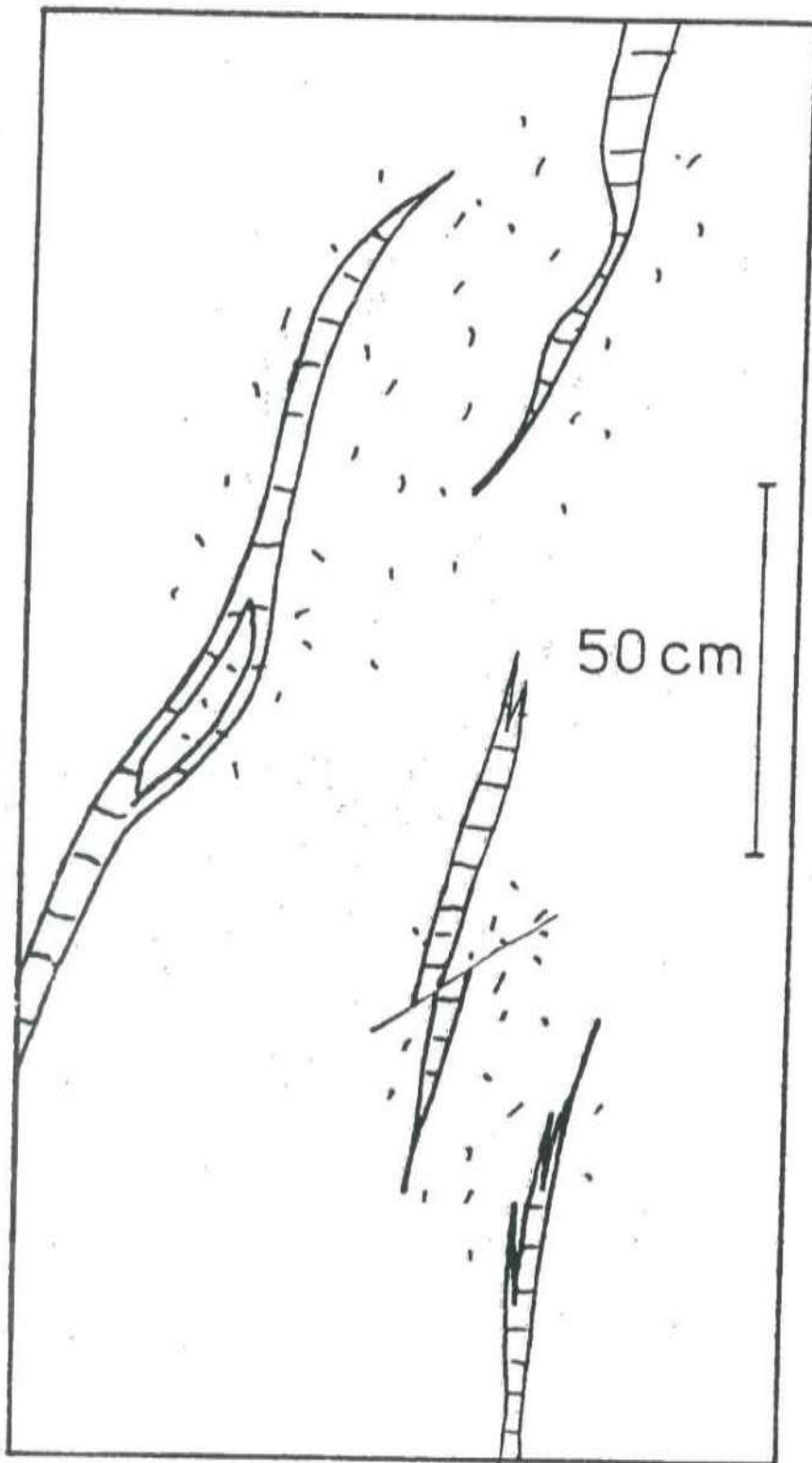


Fig. 20

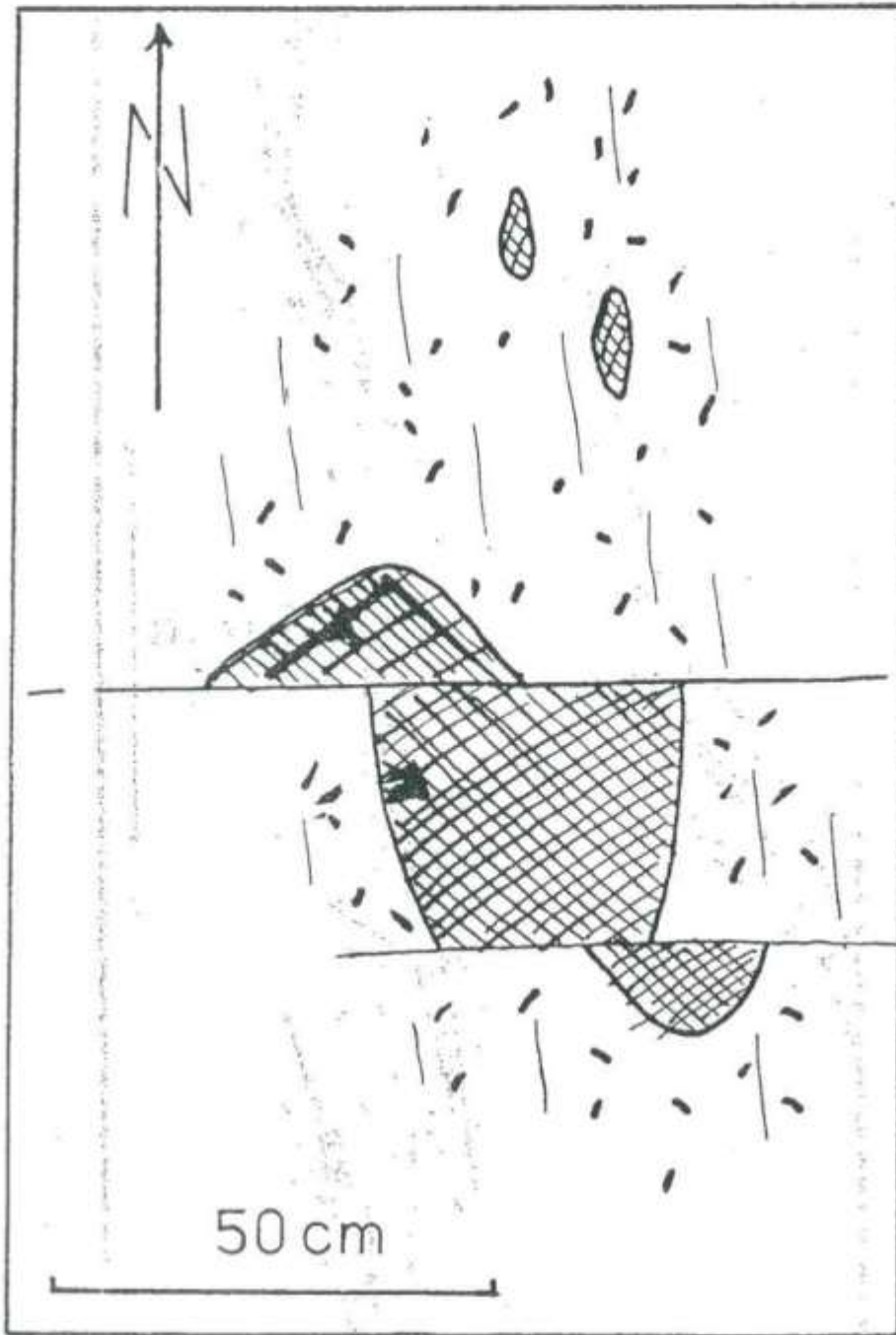


Fig. 21

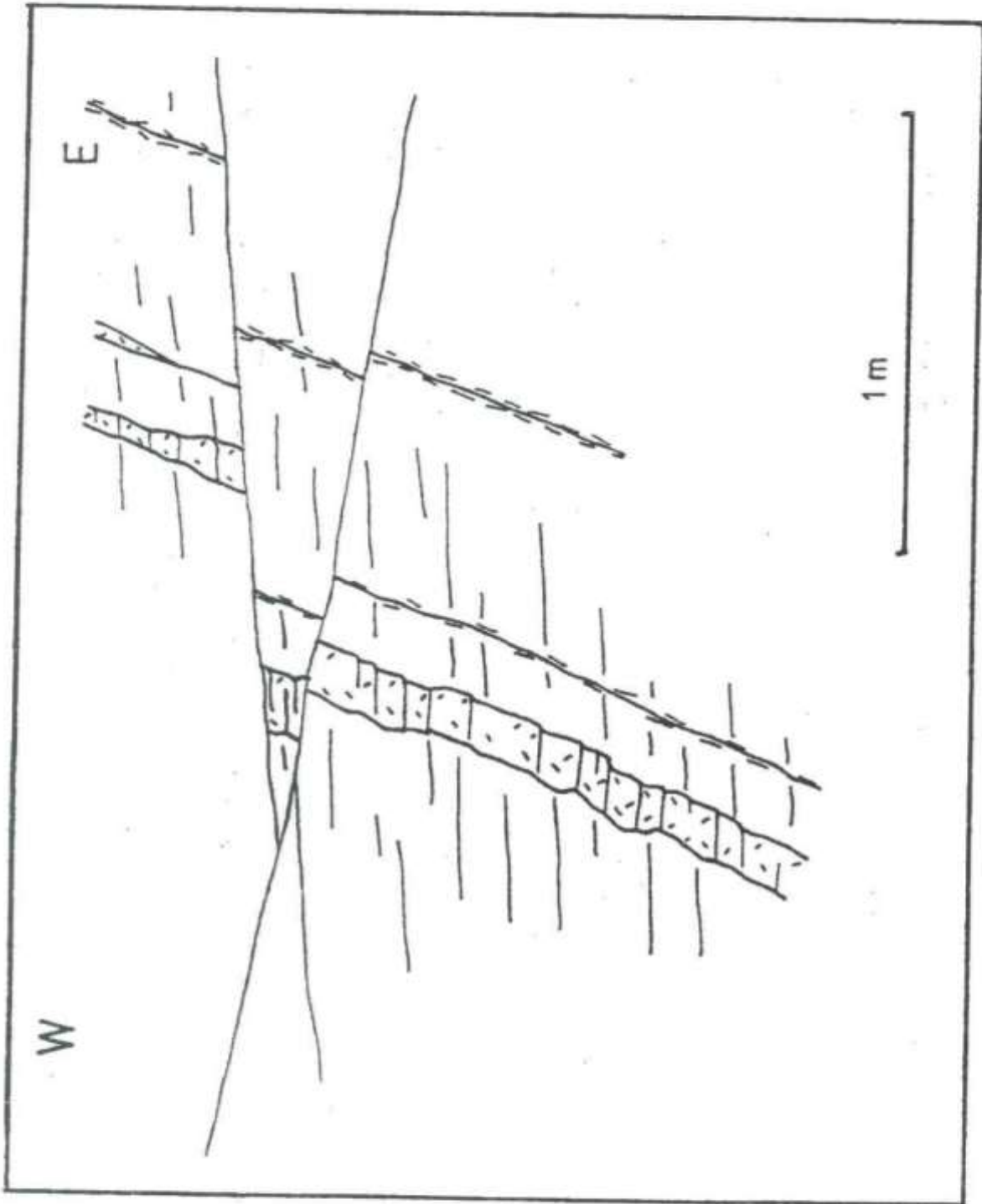


Fig. 22

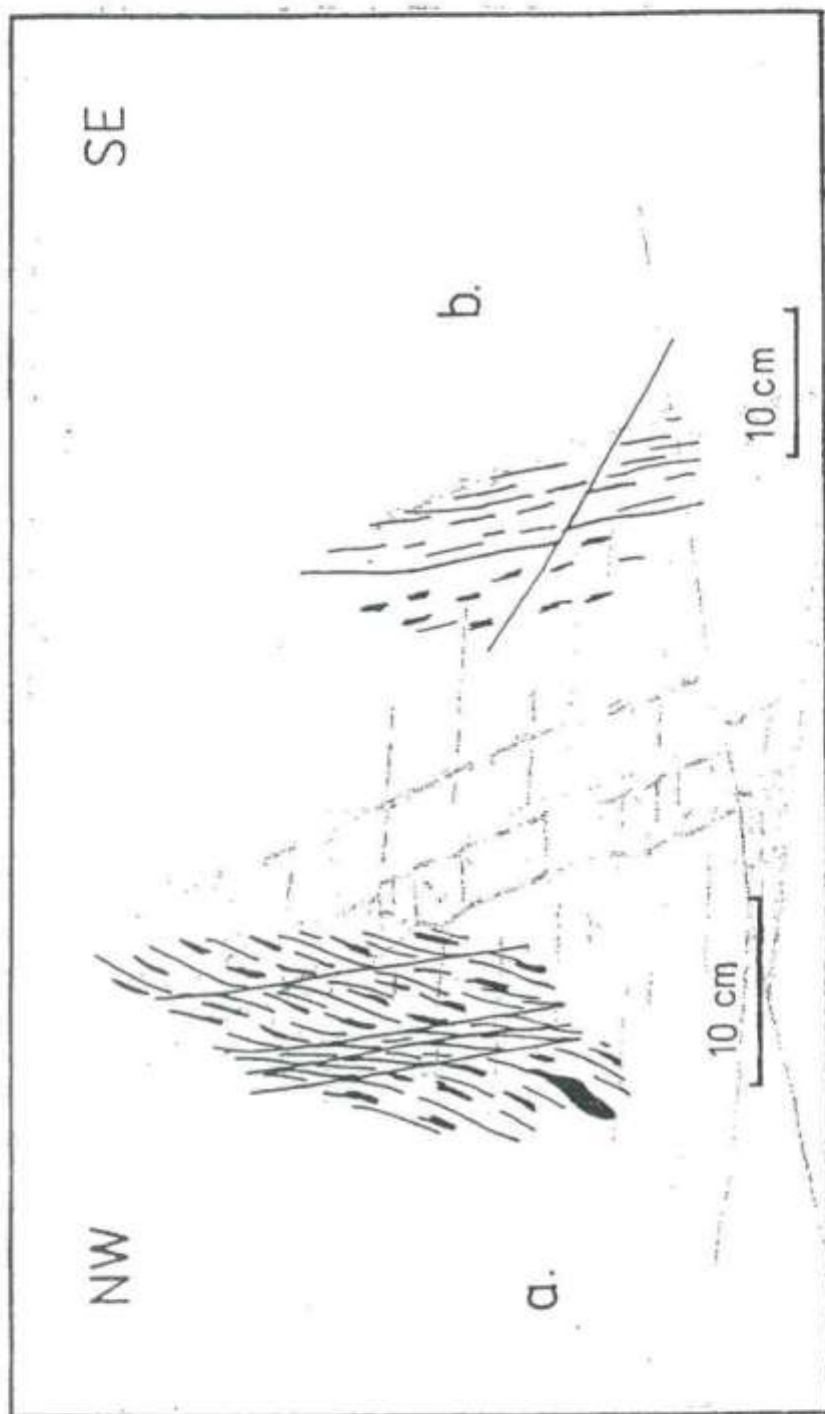


Fig. 23

Estas poblaciones se generaron durante deformaciones con Y paralelo y Z perpendicular al rumbo de las unidades. Es la población predominante en la cercanía de las fallas del sistema Romeral (estación 10) y en los contactos subverticales de los cuerpos intrusivos. Estas últimas contienen la dirección de alargamiento en los diedros del ángulo agudo, de acuerdo al carácter dúctil de las cizallas (fig. 22).

Estas poblaciones se reactivaron o se reiniciaron durante las deformaciones miocénicas (KAMMER, 1990). Posiblemente las fallas conjugadas del batolito de Ovejas que forman diedros de alto ángulo con respecto a la dirección de alargamiento, corresponden a este evento posterior. Según la teoría de Mohr estas relaciones indican presiones de confinamiento bajas (HOBBS, et al., 1976, fig. 7.33).

2. Poblaciones constituídas por fallas de rumbo:

Estas poblaciones se originaron durante acortamientos perpendiculares y alargamientos paralelos al rumbo de las unidades.

Al contrario de las fallas inversas estas fallas se caracterizan por una distribución más homogénea y afuera de las zonas de falla representan el sistema principal. Al interior de la Cordillera y más específicamente en la dunita de Medellín, espejos de falla perteneciendo a este sistema no son desplazados por fallas inversas. Por su disposición y por ser posterior a las fallas inversas del sistema Romeral lo asociamos a las fallas transcurrentes de Palestia y Espíritu Santo.

Un tercer sistema se observó en las rocas del Batolito Antioqueño de la vertiente meridional del Valle de Aburrá (fig. 1):

3. Poblaciones constituídas por fallas normales:

Este sistema contribuyó a un alargamiento N-S y en el sitio mencionado se midieron solamente fallas inclinadas hacia el N. Sería interesante examinar si esta disposición tiene que ver con una estructura de graben del Valle de Aburrá (HERMELIN, 1983).

En la dunita se detectaron también fallas normales (estaciones 4 y 6) pero no es cierto si dichas fallas pertenecen al sistema 2, definiendo un alargamiento de constricción o si se trata de fallas superpuestas que se asocian al sistema 3.

5. Discusión: Modelos de tectónica vertical

Entre los modelos de tectónica regional mencionados en la introducción el que más se presta para explicar la formación de la sutura del río Chico es el de la tectónica vertical y en este aparte tratamos de precisar unas particularidades por medio de las observaciones expuestas en los párrafos anteriores. Debido al área de investigación limitada el modelo tiene un carácter preliminar y se refiere en primer instancia a una posible evolución de una sección tipo localizada al N de Bello. Una síntesis posterior debe basarse en una comprensión tridimensional en esta sutura.

5.1 Marco Tectónico

El modelo asume un flujo ascendente de una masa rocosa ubicada inicialmente a mayor profundidad de la corteza terrestre, que sería afectada cerca de la superficie por un componente divergente lo que daría lugar a una sutura y a una disposición en forma de abanico de las foliaciones subverticales. Dicha sutura es en primer lugar simétrica pero presenta complicaciones que se detectan por medio del contacto plegado entre la dunita y la anfibolita. El sinforme de la dunita de Medellín es ligeramente asimétrico, presentando un flanco oriental más inclinado y su plano axial buza hacia el oriente conforme a su posición más occidental con respecto al centro de la sutura del río Chico y a su estructura de abanico. El retazo de dunita en el río Chico al N de San Pedro podría presentar el resto de un sinforme al E de la sutura en consideración.

La masa rocosa que se habría levantado por el flujo ascendente constituiría el núcleo de las rocas altamente metamórficas del río Chico cuyas paragénesis muestran tanto mineral índices de alta y baja presión (cianita/andalusita y cordierita). La roca encajante de este abanico altamente metamórfico está constituido por los esquistos grafitosos y verdes poco a medianamente metamórficos que sufrieron un metamorfismo de tipo Abukama (FEININGER, 1972; RESTREPO, 1986). En el área estos esquistos constituyen la vertiente occidental de la Cordillera y muestran un buzamiento uniforme hacia el E de acuerdo a su posición estructural frente al abanico de las rocas altamente metamórficas. En la parte oriental de la

Cordillera los esquistos tienen típicamente buzamientos muy moderados.

El límite entre núcleo altamente metamórfico y unidades encajantes debería ser una falla o zona de falla muy marcada. Al E de Belmira este límite está conformado por el gneis tonalítico de Horizontes (plancha 130, INGEOMINAS). Por correlación con los gneises intrusivos de La Miel y de Samaná, para los cuales se establecieron isócronas de Rb/Sr de 391ma y de 363ma respectivamente (RESTREPO y TOUSSAINT, 1982), se le puede asignar una edad paleozóica. Esta correlación presentaría un primer hito de la evolución temporal de la sutura del río Chico.

Más hacia al S este límite está camuflado por los batolitos de Ovejas y de Altavista.

Sería razonable asumir que la estructura en abanico haya ejercido un control determinante durante el emplazamiento de los batolitos supuestamente eoterciarios de Ovejas, Altavista y Antioquia. Esta hipótesis está sustentada por los contactos inclinados hacia el centro de la sutura del río Chico de los batolitos de Ovejas y Antioquia. En este contexto cabe destacar que el contacto del batolito Antioqueño es mucho más regular en su límite occidental contra la sutura del río Chico que en su margen oriental, en donde linda contra esquistos y gneises poco inclinados y en donde tiene una actitud subhorizontal (FEININGER, 1972).

El emplazamiento de estos batolitos y del batolito Antioqueño en especial, para el cual se reportan edades entre 63ma y

84ma obtenidas por el método K/Ar en biotita (RESTREPO y TOUSSAINT, 1984) marca un segundo hito de la evolución temporal de la sutura del río Chico. En este instante la dunita de Medellín debería haber adquirido su forma plegada.

El emplazamiento de la dunita sigue siendo un enigma. Dentro del esquema de un flujo ascendente se puede explicar la perduración de la inversión de densidad durante épocas geológicas. El modelo falla sin embargo en una explicación de un desarraigamiento de la dunita de su basamento autóctono. Si se pudiera asumir un estrangulamiento de un domo ultrabásico, esto lo deberían mostrar estudios comparativos posteriores.

5.2 Tipos y mecanismos de deformación

A nivel del basamento metamórfico de la Cordillera Central el elemento estructural más llamativo es el alargamiento N-S que predomina durante las diferentes fases y en todos los estilos de deformación, manifestándose en flujos dúctiles, boudines y fallas estriadas. Esta deformación persistente parece interrumpirse únicamente por deformaciones de eventos "puntuales" que se restringen a posiciones estructurales específicas.

Alargamientos paralelos a los cinturones orogénicos son poco considerados en la literatura. ELLIS (1986) discute un alargamiento N-S bastante dúctil de las Montañas Rocosas de Canadá invocando para su formación una posición en una placa subducida.

En nuestro caso aunque una interpre-

tación es todavía anticipada, cabe preguntarse si esta deformación se debería a un constreñimiento de una masa dúctil entre dos placas relativamente rígidas constituidas por el antepaís.

Durante el alargamiento N-S las partes centrales del abanico fueron sometidas a un plegamiento isoclinal y simétrico. En las partes periféricas debería prevalecer un plegamiento con convergencias desde el centro de la sutura a sus afueras. Eso se deduce por lo menos a partir del plegamiento del río Chico cerca del contacto con el batolito Antioqueño (fig. 7).

En lo que se refiere al auge del metamorfismo sería interesante investigar si el gradiente metamórfico aumenta hacia el centro de la sutura del río Chico. Esta tendencia se indica en las paragénesis indicadas en el párrafo 3.2. Las paragénesis de medio grado al W de Belmira (Alto de Isletas) provienen del margen occidental de la estructura de abanico, mientras las de alto grado se encuentran en la parte central.

Las deformaciones intermitentes se manifiestan comúnmente en la cercanía de los contactos de las unidades. Con respecto al sinforme de la dunita podemos diferenciar entre movimientos normales y un plegamiento del contacto y de la foliación.

Los movimientos normales conllevaron a una extensa serpentización y brechificación de determinados horizontes de la dunita. En la anfíbolita estos horizontes están cloritizados. Estas "milonitas" se encuentran preferencialmente en el flanco occidental de la dunita o en la anfíbolita adyacente y corresponden a

fallas normales, en las cuales las partes inferiores progradaron por debajo de las partes superiores. En este proceso la dunita parece haber actuado por su alta densidad y su rigidez como contrafuerte frente a los movimientos verticales tardíos de la anfíbolita infrayacente.

El plegamiento afecta predominantemente las partes subhorizontales y el contacto oriental de la dunita y se manifiesta como microplegamiento o crenulación en la anfíbolita al W de la dunita. Su interpretación está poco clara; podría corresponder a un bloqueo de los movimientos verticales. El buzamiento del clivaje de crenulación del flanco oriental de la dunita hacia el centro del sinforme no permite asociarlo al plegamiento de la dunita.

Por fin las deformaciones tardimagmáticas del borde oriental del batolito de Ovejas condujeron tanto a alargamientos N-S y E-W o perpendicular al rumbo general de las unidades. Estas deformaciones se detectan también en la faja anfíbolítica adyacente y en esta última es evidente que el alargamiento E-W es posterior al alargamiento N-S (fig. 15).

6. CONCLUSION

El modelo tectónico de un flujo ascendente contrasta en muchos aspectos con los modelos moviéristas actualmente en boga que sirvieron entre otros de base para las revisiones recientes de la tectónica regional de Colombia (ETAYO, et al., 1983; RESTREPO Y TOUSSAINT, 1988). Pero teniendo en cuenta que las deformaciones son de larga duración y que en el caso del alargamiento N-S se extendieron desde el paleozoico hasta comienzos del terciario, parece más

apropiado recurrir a esta alternativa "fijista". En este aspecto las conclusiones de este trabajo concuerdan con el esquema evolutivo propuesto por PARRA (1987). El modelo propuesto necesita todavía consolidación y su objetivo principal es por el momento instigar y despertar el interés en la evolución tectono-metamórfica de la parte occidental de la Cordillera Central.

Agradecimientos

Al Geólogo N. PARRA cuyas sugerencias mejoraron sustancialmente el texto y quien estuvo de acuerdo con la publicación del material obtenido en el trabajo conjunto; y al Geólogo LUIS CRUZ, por su ayuda en la redacción.

ABSTRACT

The dunite of Medellín is closely associated to a zone of high to medium grade metamorphic rocks, which constitute the present day culmination of the Central Cordillera around Medellín and which separate the batholiths of Antioquia and Ovejas. In its center, this zone contains a suture, which is named the Tío Chico suture and owes its existence to the opposed dips of the metamorphic units on either side of this zone, thus defining a fan structure by their downward converging nature. The dunite of Medellín is situated to the W of this structure and represents an asymmetric synform with an eastward dipping axial plane, according to its structural position to the W of the suture. A small fragment of dunite south of Belmira might represent a remnant of a further synform to the E of the Río Chico suture.

Both the dunite and metamorphic rocks are affected by a N-S elongation which when ductile, documents itself by the grain fabric, when brittle-ductile by boudins within the metamorphic band and when brittle, by horizontally striated slickensides.

Small scale folds within the amphibolites and gneisses confirm the folded nature of the basement rocks.

The ovejas batholith may show a weak subvertical foliation and a N-S aligned mineral orientation of magmatic origin. Locally, however, these structures are oriented perpendicularly to the structural grain of the Cordillera and may be displayed by means of a brittle E-W elongation within the adjacent country rocks.

Normal faults and mylonitic zones are conspicuous at and adjacent to the contact of the dunite and its metamorphic basement rocks where they involved an intense serpentinisation or chloritisation. During this deformation the metamorphic basement rocks must have prograded beneath the rigid buttress formed by the more superficial dunite.

In order to explain the structural position of the dunite and its marked density inversion, the hypothesis of an orogenesis by a vertical flow is examined which would have acted during geological epochs and maintained the unstable position of the ultramafic rock unit.

BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ, J. (1987). Tectonitas dunitas de Medellín, Departamento de Antioquia, Colombia. *Bol. Geol. Ingeominas* 28, 9-44.

ALEKSANDROWSKI, P. (1985): Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineatio populations: an attempt to modify Arthaud's method. *J. Structural Geol.* 7/1.

ANGELIER, J. (1984). Tectonic Analysis of Fault Slip Data Sets. *J. Geophys. Res.* 89, B7.

ARDILA, R. (1986). Petrografía de las rocas metamórficas de El Retiro, Antioquia. Tesis no publ. Fac. Minas, Universidad Nacional, Sede Medellín.

BOTERO, G. (1963). Contribución al conoci-

miento de la Geología de la zona Central de Antioquia. *Anales Fac. Minas, Medellín* 57, 101 p.

BURCH, S.H. (1968). Tectonic emplacement of the Burro Mountain ultramafic body, Santa Lucia Range, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 79, 527-544.

COLEMAN, R.G. (1971). Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.* 76/5, 1212-1222.

COOPER, D.J.W. (1988). Structure and thrusting in deep water sediments during ophiolite emplacement in the south-central Oman Mountains. *J. Struct. Geology* 10/5, 473-485.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J. (1976). An introduction to the forming minerals. Longman, 528 pp.

DEWEY, J.E. (1976). Ophiolite obduction. *Tectonophysics* 31, 93-120.

ELLIOT, D. (1976). The motion of thrust sheets. *J. of Geophys. Res.* 949-963.

ELLIS, M.A. (1986). Structural morphology and associated strain in Central Cordillera (British Columbia and Washington): Evidenc oblique tectonics. *Geology* 14, 647-650.

ETAYO, F. et al. (1983). Mapa de terrenos geológicos de Colombia. *Pub. Geol. Esp. Ingeominas* 14/1, Bogotá, 235 p.

FEININGER, T. BARRERO, D. y CASTRO, N. (1972). Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona 11-B). *Bol. Geol.* 20/2, Ingeominas, Bogotá.

FEININGER, T. and BOTERO, G. (1982). The Antioquian Batholith. *Pub. Geol. Esp. Ingeominas* 12, 1-50, Bogotá.

GLENNIE, K.W.; BOUEUF, M.G.A.; HUGHES-CLARK, M.W; MOODY-STUART, M.; PILAR, W.F.H. and REINHARDT, B.M. (1973). Late creta-

- ceus nappes in Oman Mountains and their geologic evolution. *Amer. Ass. petrol. Geol. Bull.* 57, 5-26.
- HERMELIN, M. (1983). El origen del Valle de Aburrá. *Bol. Ciencias de la Tierra* 7-8, 47-65, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. (1976). *An outline of structural geology.* Wiley N.Y. 571 p.
- KAMMER, A. (1990). Estructuras y deformaciones de los sedimentos de la formación Abejorral, departamento de Antioquia, Cordillera Central. *Bol. Geol.* 19 (349), Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- KAMMER, A. (1990): Imbricaciones miocénicas al borde occidental de la Cordillera Central Departamento de Antioquia. *Bol. Geología* 19(34), Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- LUSCHEN, E. et al. (1984). Investigaciones gravimétricas y geomagnéticas en el Valle de Aburrá y sus alrededores. Universidad EAFIT, Medellín.
- Mejía M. (1983). Reseña explicativa del mapa geológico preliminar, Santa Fe de Antioquia, plancha 130. Ingeominas.
- MONTOYA, A.T. (1988). Petrografía y petroquímica del plutón de Altavista, zona norte, Medellín. Tesis no publ. Fac. de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- MOORES, E.M. (1982). Origin and emplacement of Ophiolites. *REv. of Geophys. and Space Physics* 20/4, 735-760.
- PARRA, N. (1987). Estructuras y metamorfismos del basamento en Bello, Antioquia. Mem. Sem. G. Botero, Universidad Nacional de Colombia, Seccional Medellín.
- Pitcher (1979). The nature, ascent and emplacement of granite magmas. *Geol. Soc. London J.* 136, 627-662.
- PLATT, J.P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1037-1053.
- RAMSAY, J. (1980). Shear zone geometry, a review. *J. Struct. Geol.* 2, 83-99.
- RESTREPO, J.J. (1986). Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Trabajo no publ., Universidad Nacional de Colombia, Seccional Medellín, Fac. Ciencias, Medellín.
- RESTREPO, J.J. (1982-1983). Compilación de edades radiométricas de Colombia. Departamentos Andinos hasta 1982. *Bol. Ciencias de la Tierra* 7-8, 201-248, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- RESTREPO, J.J. (1981). Ocurrencia de cianita cerca de Belmira, Antioquia, Cordillera Central. *Bol. Ciencias de la Tierra* 5-6, 127-131, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F. (1974). Obducción cretácea en el Occidente Colombiano. *Anales Fac. Minas, Medellín*, No. 58, 73-105.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F. (1982). Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia. V Congr. Latinoamericano de Geol., Argentina, Actas 111, 505-512.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F. (1984). Unidades litológicas de los alrededores de Medellín. Mem. 1 Conf. sobre riesgos geol. del Valle Aburrá, Medellín.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes* 11/3, 189-193.
- WINKLER, H. (1979). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer N.Y., 348p.