

ZONACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS DEL VALLE DE ABURRA Y SUS ALREDEDORES*

Lina María Echeverría R.**

RESUMEN

En el flanco occidental de la Cordillera Central las rocas metamórficas presentan una clara polaridad: rocas de bajo grado-facies esquistos verde-ocupan la parte más occidental, y rocas de alto grado-facies anfibolita- la oriental; las primeras se agrupan en la Zona Montebello y las segundas en la Zona Ayurá.

Las rocas de la Zona Montebello aparentemente suprayacen a las de la Zona Ayurá. Estas, a su vez suprayacen a un conjunto de anfibolitas. Además en la parte inferior de los metasedimentos de la Zona Ayurá se encuentran intercalaciones concordantes de anfibolita.

La gran variedad de rocas encontradas en las zonas Montebello y Ayurá se interpreta como una secuencia eugeosinclinal- que incluía grauvacas, lodolitas, sedimentos pelíticos, lilitas, areniscas cuarzosas, sedimentos calcáreos y material de origen volcánico; además, en la Zona Montebello se encuentra un ortogneis granítico. Las anfibolitas se originaron por el metamorfismo del material basáltico que constituyó el fondo oceánico de la cuenca donde se depositaron los materiales que dieron lugar a los metasedimentos.

Todo el conjunto de rocas sufrió metamorfismo regional de tipo Abukuma.

* Condensado de la Tesis de Grado, 1973, Fac. de Minas, Medellín, 124 p.

** Laboratorio de Geología, Facultad de Minas, Medellín, Colombia.

ABSTRACT

On the western flank of the Colombian Central Cordillera, two clearly distinct zones of metamorphic rocks are present: the westernmost side, the Montebello Zone, shows low-grade (greenschist facies) metamorphic rocks, and the easternmost side, the Ayura Zone, high-grade (amphibolite facies) metamorphic rocks.

The Montebello Zone apparently overlies the Ayura Zone, which, in turn, overlies amphibolite rocks. Concordant intercalations of amphibolite are present in the lower part of the Ayura metasediments.

The wide variety of metamorphic rocks present in both zones is interpreted here as a metamorphosed eugeo-synclinal sequence. The original sequence included greywackes, siltstones, pelitic sediments, cherts, quartzose sandstones, calcareous sediments, and volcanic materials. In the Montebello Zone, a granitic orthogneiss is found as well. The origin of the amphibolites is ascribed to the metamorphism of the basaltic oceanic crust which constituted the floor of the basin where the source materials of the metasediments were deposited.

The group, as a whole, underwent Abukuma type regional metamorphism.

RESUME

Sur le flanc occidental de la Cordillère Centrale les roches métamorphiques présentent une nette polarité: les roches du faciès schistes verts occupent la partie la plus occidentale et les roches du faciès amphibolite, la orientale; les premières se groupent dans la Zone Montebello y les secondes dans la Zone Ayurá.

Apparemment, les roches de la Zone Montebello reposent sur celles de la Zone Ayurá. Ces dernières reposent elles-mêmes sur un ensemble d'amphibolites. A la partie inférieure des métasédiments de la Zone Ayurá se présentent des intercalations concordantes d'amphibolites.

La grande variété de roches trouvées dans les Zones

Montebello et Ayurá, s'interprète comme une séquence eugeosynclinale qui comprenait des grauwackes, argilites, sédiments pélitiques, lydiennes, grés quartzeux, sédiments calcaires et matériaux d'origine volcanique; de plus, dans la Zone Montebello, se présente un orthogneiss granitique. Les amphibolites se sont formées par métamorphisme de roches basaltiques qui constituaient le fond océanique du bassin dans lequel se sont déposées les roches qui se transformèrent en métasédiments.

Tout l'ensemble des roches a souffert un métamorphisme régional du type Abukuma.

METAMORFISMO DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA

En la Cordillera Central de Colombia los terrenos metamórficos afloran desde el límite con Ecuador al sur hasta las proximidades de la población de El Banco, sobre el río Magdalena al norte. MacDonald (1972) designó el núcleo metamórfico de la Cordillera Central como Zona Metamórfica Medellín, por las exposiciones de rocas metamórficas que se presentan en las vecindades de ésta ciudad. Partes de la Zona Metamórfica Medellín han sido estudiadas por diversos autores, que le han dado diferentes nombres a las unidades encontradas. No obstante, no hay un acuerdo sobre la edad de la serie metamórfica de la Cordillera Central, a pesar de la importancia de una determinación exacta para la interpretación de la posición tectónica de la cordillera.

UNIDADES ESTUDIADAS Y EDADES ASIGNADAS AL METAMORFISMO.

Hacia el extremo sur de la Cordillera Central Hubach y Alvarado (1945) estudian y describen anfíbolitas, ortoneises, paraneises y filitas, y definen así la formación Mazamorra.

Nelson (1962) define el Grupo Cajamarca al estudiar la sección entre Ibagué y Armenia y describe metase-

dimentos intercalados con derrames de diabasas. Según este autor, la presencia en esta parte de la cordillera, de estratos calcáreos Jura-triásicos (Formación Payandé), post-orogénicos, como los menciona Trumphy (1943), sugiere una edad pre-triásica tardía para el metamorfismo del Grupo Cajamarca.

Stibane (citado por Butterlin, 1969) utiliza un argumento semejante para demostrar una edad paleozoica inferior para el metamorfismo de la Cordillera Central, al considerar que la Formación Pre-Payandé, permo-triásica, cubre discordantemente las rocas metamórficas de la región de Ibagué. Este autor considera además que las pizarras negras con graptolites ordovicianos de la Formación Cristalina pasan progresivamente a rocas metamórficas; sin embargo, como lo indica Butterlin (1969), una falla mayor separa la Formación Cristalina de la parte axial de la Cordillera Central.

En el área estudiada, el Grupo Ayurá-Montebello, definido por Botero (1963), representa la serie metamórfica de la Cordillera Central. Este autor reúne en dicho grupo ortoanfíbolitas que considera de origen intrusivo y metasedimentos marinos de origen no especificado. Le asigna al grupo una edad pre-cretácea, por encontrarse la Formación Abejorral, de edad cretácea, reposando discordantemente sobre el metamórfico. Considera a los sedimentos originales de edad paleozoica inferior, al menos en parte, por encontrarse fósiles ordovicianos en ellos (graptolites de la Formación Cristalina). No obstante, como se mencionó anteriormente, la formación Cristalina está en discontinuidad con la serie metamórfica de la Cordillera Central. En cuanto al evento metamórfico, lo sitúa en la orogénia caledoniana.

Radelli (1967) estudia en la Cordillera Central, desde Aranzazu (Caldas), al sur, hasta Zaragoza (Antioquia), al norte, lo que considera una "secuencia de rocas metamórficas de origen sedimentario normal" depositada sobre "calizas tipo Nare", a las cuales correlaciona estratigráficamente con las calizas de la Formación Payandé. Según

este autor, el grado de metamorfismo decrece hacia la parte superior de la secuencia, donde se encuentran pizarras fosilíferas del Aptiano. Indica así mismo que, por no haber observado discordancias ni saltos de metamorfismo, el conjunto metamórfico corresponde al intervalo Triásico Superior-Aptiano.

Butterlin (1969) acepta también una edad mesozoica para el metamorfismo de la Cordillera Central y anota que en la carretera Bogotá - Manizales se observa el paso gradual de esquistos metamórficos a sedimentos con faunas cretáceas, lo cual confirmaría las observaciones de Radelli (1967).

En el extremo norte de la Cordillera, al norte de Yárumal, Hall y otros (1970) definen el Grupo Valdivia, con rocas similares a las de los grupos Cajamarca y Ayurá-Montebello, y el Complejo de Puquí, con rocas migmatíticas del más alto grado de metamorfismo. Las edades K/A de 239 m.a. en biotita y 214 m.a. en moscovita, determinadas para neises sintectónicos de este complejo, permiten inferir como edad mínima para el metamorfismo de pérmica tardía a triásica temprana.

Irving (1971) anota que el Grupo Cajamarca se encuentra intruido por el Batolito de Ibagué, de edad jurásica, por lo cual el metamorfismo de este grupo debe ser, por lo menos, de edad pre-jurásica. Basándose en las edades radiométricas obtenidas para el complejo de Puquí, este autor infiere como edad mínima para el metamorfismo de pérmica tardía a triásica temprana. También considera que el Plutón de Amagá de 215 ± 7 m.a. de edad en biotita (Pérez, 1967), intruye al Grupo Ayurá-Montebello, con efectos de metamorfismo de contacto sobre esquistos sericíticos. Sin embargo, las relaciones entre este cuerpo ígneo y las rocas metamórficas no han sido definidas claramente, así como tampoco lo ha sido la relación entre la faja metamórfica atravesada por dicho cuerpo y las fajas metamórficas al oriente de la Falla de Romeral (Fig.1), ..

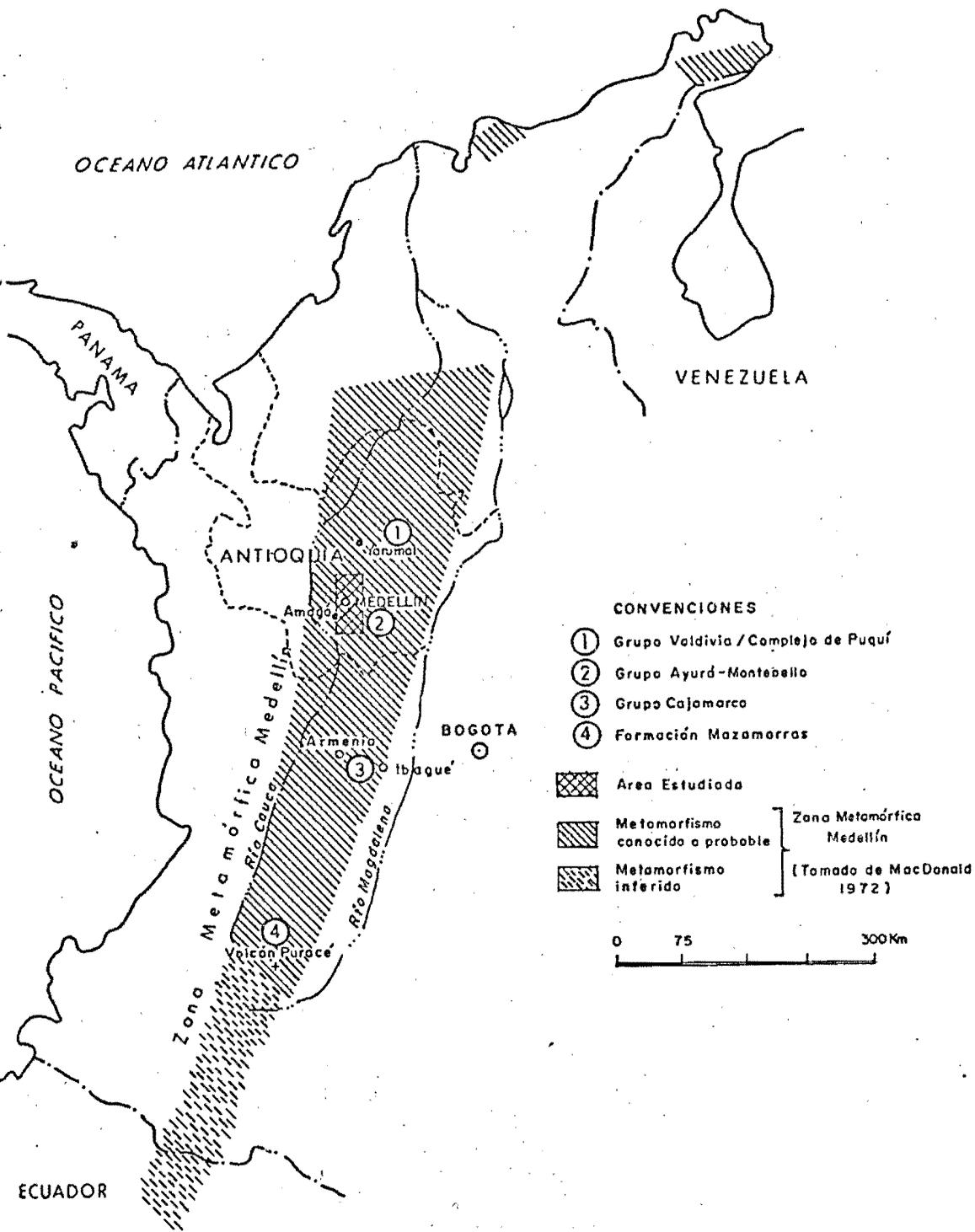


Fig. 1— Mapa Índice. Localización del área estudiada y extensión de la Zona Metamórfica Medellín

lo que se discute más adelante.

Feininger y otros (1973), en su estudio de la geología de parte de Antioquia y Caldas, consideran que en la parte este de la Cordillera rocas metamórficas precámbricas forman el yacente de estratos ordovicianos y de rocas metamórficas paleozoicas (?).

Para MacDonald (1972), las rocas de la Zona Metamórfica Medellín se formaron durante la orogenia que él denomina Colombiana, a la cual le asigna una edad permo-triásica.

Como se ve, no hay un acuerdo sobre la edad de la serie metamórfica de la Cordillera Central. Además, la presencia de dos direcciones de esquistosidad encontradas en las rocas de la Zona Montebello, como se discute adelante, así como el desarrollo de una dirección de esquistosidad transversal a la estratificación de las rocas de la Formación Abejorral, de edad Cretácea Media (Toussaint y Restrepo, este número) sugiere la existencia de más de un evento de deformación tectónica post-metamórfica. La obducción cretácea propuesta por Restrepo y Toussaint (1973) para el emplazamiento del extenso conjunto ofiolítico que se presenta en la Cordillera Occidental y en el flanco occidental de la Cordillera Central, podría fácilmente ser el evento causante de la segunda dirección de esquistosidad mencionada.

TIPO DE METAMORFISMO

En cuanto al tipo de metamorfismo, las facies encontradas pertenecen a una serie de facies de baja presión-tipo andalucita-sillimanita- y, según Feininger y otros (1973), posiblemente sean de presión aún más baja (i.e., gradiente geotérmica más fuerte) que las rocas de la serie de facies Abukuma en el Japón, dada la temprana aparición de andalucita. La presencia de estauroлита desarrollada por metamorfismo regional en el área de la Cerra-Rio Buey, Antioquia (Humberto González, comunicación personal, 1973) y en los alrededores de Yarumal, Antioquia (Plancha H-8, Instituto Nacional de Investigaciones

Geológico-Mineras) indicaría la existencia de terrenos con metamorfismo del tipo intermedio de baja presión dentro de la Cordillera Central, si se tuviera en cuenta la definición inicial de series de facies de Miyashiro (1961). Sin embargo este mismo autor (cit. Winkler 1967) indica posteriormente que si la composición química de las rocas lo permite, la estauroлита puede presentarse también en terrenos metamórficos de tipo Abukuma.

Las características de las series de facies de baja presión (Miyashiro, 1961) que se presentan en las rocas de Antioquia y Caldas (Feininger y otros., 1973) son las siguientes:

- Ausencia de minerales típicos de series de facies de alta presión, tales como cianita y estilpnomelana
- Escasez de granate
- Aparición temprana de biotita en rocas pelíticas
- Desarrollo regional de andalucita.

Hall y otros (1972) consideran que la mayoría de las ocurrencias conocidas de andalucita se formaron probablemente por metamorfismo regional.

ZONACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS DEL VALLE DE ABURRA Y SUS ALREDEDORES.

INTRODUCCION.

En las cercanías de la ciudad de Medellín se presentan buenas exposiciones de una gran diversidad de rocas metamórficas. Por esta razón se escogió un área en los alrededores del Valle de Aburrá con el fin de estudiar el metamorfismo de la región. El área estudiada está comprendida entre las siguientes coordenadas del IGAC (ver figura 1):

$$X = 1'120.000 \text{ a } X = 1'140.000$$

$$Y = 1'150.300 \text{ a } Y = 1'167.000 \text{ y } Y = 835.000 \text{ a } Y = 850.000$$

Las rocas metamórficas encontradas en el flanco occidental de la Cordillera Central presentan una clara polaridad: rocas de bajo grado de metamorfismo ocupan la parte occidental, en tanto que las de alto grado ocupan la parte oriental. La determinación de esta polaridad permitió definir dos zonas, según su grado de metamorfismo:

- Zona Montebello, hacia el occidente, de metamorfismo de bajo grado (facies esquisto verde).
- Zona Ayurá, hacia el oriente, de alto grado de metamorfismo (facies anfibolita).

Para la determinación de las facies metamórficas se siguieron los criterios de Turner (1968).

Al oeste de la falla de Romeral se encuentra otra faja metamórfica, de características diferentes a las de las zonas anteriores. Su grado de metamorfismo es aún más bajo que el de la zona Montebello y en ella se reconocen claramente los rasgos sedimentarios de las rocas originales. Se desconocen las relaciones de esta faja con las rocas metamórficas, por lo cual se hacen necesarios estudios sobre este tema.

En la figura 2 aparece la localización y extensión de las zonas metamórficas así definidas. Cabe aclarar que para la zonación de las rocas metamórficas no se consideraron los efectos de metamorfismo de contacto producidos por los diversos cuerpos intrusivos presentes en la región.

En el cuadro 1 aparece la paragénesis mineral de metamorfismo regional en las facies esquisto verde y anfibolita correspondientes a las zonas Montebello y Ayurá, respectivamente. Se incluyen en él únicamente los minerales prógrados encontrados en las secciones delgadas que se analizaron durante este estudio.

ZONA AYURA

Tipos de Roca Presentes.

No tiene esta zona la diversidad de rocas de la Zona Montebello sino que, por el contrario, las rocas son más o menos uniformes. La más abundante es un neis biotítico con sillimanita y granate. También existen, aunque de manera más local, neis biotítico augen y esquisto biotítico con grafito y sillimanita. Además se observó un afloramiento de esquisto cuarzo moscovítico. Como tipo individual de roca tal vez la más abundante sea la anfibolita. Sin embargo, no se entra en la descripción detallada de esta roca por no hacer parte del objetivo del presente estudio.

Características Petrográficas Generales y Petrogenia. Domina en esta zona un neis biotítico con granate, que generalmente presenta sillimanita. Macroscópicamente la roca es de color pardo-negro o pardo-rojizo y textura granoblástica orientada, con foliación indicada por bandeo composicional de biotita y cuarzo + feldespato, así como por orientación paralela de láminas de biotita. El bandeamiento puede ser muy fino (2-3 mm. de espesor), como en el caso del neis biotítico augen, o de mayores dimensiones (\pm 1 cm. de espesor).

Los cristales de granate pueden no ser visibles macroscópicamente pero la sillimanita, cuando se presenta, se reconoce fácilmente. El neis biotítico con sillimanita y granate muestra en ocasiones zonas micropegmatíticas de composición cuarzo-feldespática. En ellas se ven libros de biotita y de moscovita de 2-10 mm. de diámetro, así como turmalina, var. chorlo, en cristales de aproximadamente 5 mm. de espesor. Estas micropegmatitas pueden ser concordantes con la foliación y llegar a tener espesores del orden de 7 mm, o estar relacionadas con bisagras de pequeños pliegues y con fracturas, y alcanzar 4-5 cm. ó más de espesor.

Al microscopio, en el neis biotítico con granate, se observa alternancia de bandas lepidoblásticas biotíti-

	Minerales	Facies Esquisto Verde	Facies Anfibolita
Rocas Pelíticas y Metagrauvascas	Cuarzo		
	Moscovita		
	Biotita	-----	
	Plagioclasa	----- An < 20 -----	----- An > 25 -----
	Clorita	-----	
	Sillimanita	----- ? -----	
	Granate (Almandino?)		
Microclina			
Rocas Básicas	Tremolita-Actinalita		
	Hornblenda		
	Plagioclasa	----- An < 20 -----	----- An > 27 -----
	Granate		
	(Clino)zoisita		
	Epidota		
	Clorita		
Rocas Calcáreas	Calcita		No se encontraron rocas calcáreas en la Zona Ayuró
	Flogopita		
	Serpentina		
Rocas Ácidas	Microclina		No se encontraron rocas ácidas en la Zona Ayuró
	Moscovita		
	Cuarzo		
	Plagioclasa	----- An ₁₅ -----	
	Granate		

Cuadro 1 - Paragénesis mineral de las Zonas Montebello y Ayuró

cas y bandas granoblásticas de cuarzo y plagioclasa (andesina sódica); además contiene granate y, como minerales accesorios, circón, esfena, pirrotina, apatito y moscovita. La orientación de la biotita define dos direcciones de esquistosidad. La roca pertenece a la facies anfibolita.

Dos de las muestras correspondientes al neis biotítico (perteneciente a la facies anfibolita) presentan respectivamente andalucita y cordierita desarrolladas por efectos de metamorfismo de contacto.

Por su parte el neis biotítico con sillimanita y granate deja ver al microscopio textura lepidoblástica o textura augen; está compuesto por biotita, cuarzo, moscovita, plagioclasa (andesina), microclina en porfidoblastos, sillimanita y granate; como accesorios se encuentran circón, pirrotina y, ocasionalmente, grafito. Esta roca pertenece a la facies anfibolita.

El origen más probable para estas rocas es a partir de una grauvaca, la cual, por metamorfismo intenso, puede dar un neis biotítico con granate y, a veces, sillimanita (Spry, 1969). El origen sedimentario está evidenciado por la presencia de granos redondeados de apatito y circón y por la existencia de estratificación, la cual, aunque algo retorcida, todavía se observa en forma de bandeado composicional. La pequeña cantidad de turmalina puede explicarse a partir del contenido de boro del sedimento original (Goldschmidt y Peters, citados por Ramberg, 1952). Las micropegmatitas, segregadas por diferenciación metamórfica, pueden ser capaces de concentrar la turmalina de la roca adyacente (Ramberg, 1952).

El esquisto biotítico con grafito y sillimanita se distingue de los anteriores por tener una textura foliada, conferida por la abundancia de laminillas subparalelas de minerales de hábito micáceo (biotita y grafito). En ocasiones el grafito puede predominar sobre la biotita, llegando la roca a ser un esquisto grafitico. En sección delgada se observa una textura granoblástica. La roca está

constituída por biotita, cuarzo, plagioclasa (andesina só-dica), grafito, sillimanita y granate; como accesorios se ven pirrotina, circón, apatito y esfena; además se ha encontrado antofilita (Jorge Julián Restrepo, comunicación personal, 1973). Pertenece esta roca a la facies anfibolita.

Dadas las semejanzas de esta roca con las dos anteriores, su origen se puede atribuir al metamorfismo intenso de una grauvaca, pero con impurezas abundantes de materia orgánica. Sin embargo, un alto contenido de materia orgánica se puede atribuir más fácilmente a una lodolita, posiblemente una lutita negra. Comparando la composición química promedio de una lutita con la de una grauvaca (en Pettijohn, 1949) se advierte una gran semejanza, por lo cual el metamorfismo intenso de ambas rocas podría dar resultados análogos. Pero en el caso del esquisto biotítico con grafito y sillimanita se considera más probable la lutita como roca original, puesto que en ella puede ser más abundante la materia orgánica.

Sobre la quebrada Ayurá se encontró un afloramiento de esquisto cuarzo-moscovítico que presenta un contacto fallado con el neis biotítico con sillimanita existente a lo largo de la quebrada. En la Zona Ayurá este fue el único afloramiento observado del esquisto cuarzo-moscovítico. La roca es de color gris verdoso y textura foliada acentuada por bandeado composicional, y presenta efectos cataclásticos intensos. En sección delgada se observa que la roca está compuesta por cuarzo, moscovita, biotita, plagioclasa, clorita (retrógrada), pirrotina y circón. Dada la composición muy rica en cuarzo y micas, el origen más probable es una lutita.

La anfibolita presenta uniformidad composicional pero las variaciones texturales son frecuentes. Macroscópicamente se observa de color verde oscuro y grano medio fino, con foliación desarrollada en mayor o menor grado, siendo especialmente notoria en las variedades fino granulares.

En sección delgada la textura puede ser desde granoblástica gruesa a granoblástica fina y hasta nematoblástica. Esta última se observa en las muestras tomadas de silos de anfibolita dentro de los metasedimentos de la zona Ayurá. La roca está constituida en su gran mayoría por hornblenda y, en menor cantidad, por plagioclasa. La plagioclasa puede ser andesina o labradorita; los valores extremos encontrados fueron $An_{32} Ab_{68}$ y $An_{63} Ab_{37}$. Como accesorios están esfena, apatito, magnetita y circon. Perteneció esta roca a la facies anfibolita.

La relación entre las otras rocas metamórficas consideradas y las anfibolitas es de sumo interés para la interpretación del Grupo Ayurá-Montebello. Las anfibolitas no sólo representan la base del grupo, como puede observarse en la carretera Medellín-Bogotá y en la cuchilla Las Peñas, Copacabana, sino que se encuentran intercaladas con la parte inferior de los metasedimentos. Según se ha observado en numerosos afloramientos estas intercalaciones son concordantes con la foliación de las rocas. Feininger y otros (1973) mencionan la frecuente ocurrencia de lentes de anfibolita dentro de los neises; indican que estos lentes, de 10-100 metros de espesor, son concordantes y claramente laminados. Además en el río Corcoaná Sur observan la presencia de diques de anfibolita que cortan el mármol. Radelli (1967) también cita la existencia de contactos discordantes e intrusivos por parte de la anfibolita dentro de metasedimentos, en el camino El Retiro-Alto de Minas y en el Alto del Oso, camino Envigado-El Retiro.

Considerando la composición y las relaciones que presenta con los metasedimentos, se puede hacer una subdivisión genética de la anfibolita, así:

- La parte gruesa de la anfibolita, que aflora en extensiones considerables y que constituye la base de la secuencia metasedimentaria se interpreta como derivada del metamorfismo de la corteza oceánica basáltica que constituía el fondo de la cuenca donde se depositaron los sedimentos originales de las otras rocas metamórficas.

Según esta interpretación la anfibolita constituye la roca más antigua de la región, tal como la habían considerado los primeros investigadores (Ospina, 1911), pero en contradicción con estudios posteriores (Bote-ro, 1963) que la consideraron intrusiva y, por lo tanto, posterior a los metasedimentos.

Las intercalaciones concordantes se interpretan como silos, o derrames basálticos generados por aportes posteriores de material; las discordantes se interpretan como el enjambre de diques de basalto y gabro que alimentaba las erupciones.

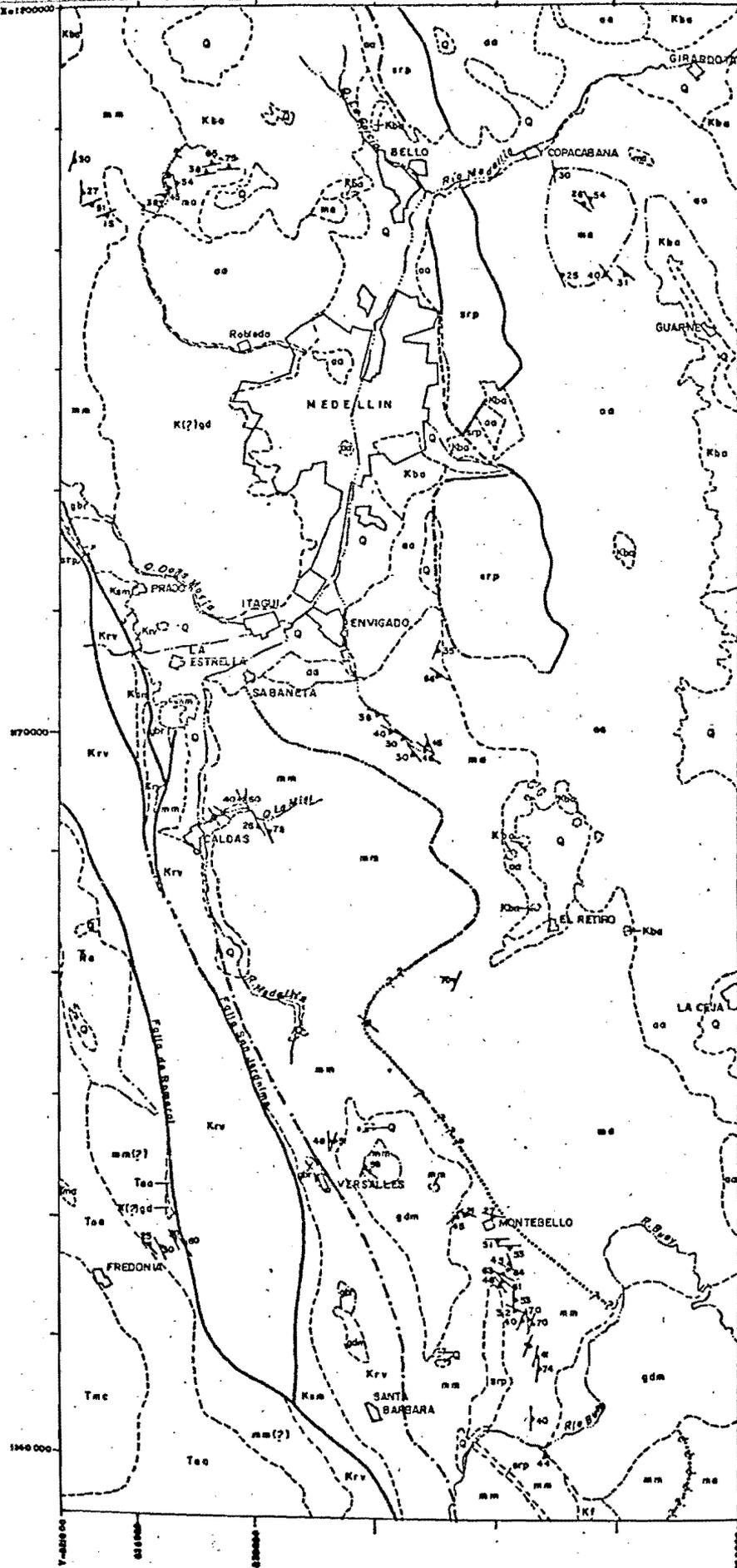
Estructuras

Los afloramientos de las rocas de la Zona Ayurá son masivos, aunque se presenta una foliación poco notoria; por lo regular están fuertemente fracturados. Es común encontrar plegamientos pequeños y suaves, pero no se observan pliegues a escala de afloramiento ni estructuras complicadas por cambios continuos en la actitud de la foliación. La foliación se presenta más o menos uniforme, con estructuras amplias y simples.

Tal es el caso de la estructura sinclinal que se presenta en la Cuchilla Las Peñas, Copacabana y de la estructura monoclinnal en los alrededores de la quebrada La Ayurá y la carretera Medellín-Las Palmas.

ZONA MONTEBELLO

La roca más comúnmente encontrada es un esquisto cuarzo sericítico el cual, por disminución en la cantidad y espesor de las bandas de cuarzo, pasa a una filita que puede ser grafitica. Se encuentran también, en orden de mayor a menor abundancia: esquisto clorítico con cuarzo, esquistos cuarzo micáceos (biotíticos o moscovíticos), cuarcitas (localmente pueden presentar sericita, moscovita o materia orgánica), neis de microclina con moscovita, mármoles, esquistos verdes y esquisto actinolítico. Se pueden presentar transiciones locales entre las rocas. Así, por aumento en el contenido de cuarzo, el esquisto cuarzo-moscovítico puede pasar a una cuarcita con moscovita y el esquisto cuarzo-



CONVENCIONES

	ROCAS ESTRATIFICADAS	ROCAS INTRUSIVAS
Cuaternario	Q Sin diferenciar	
Mioceno	Tmc Formación Cambie	Tma Páridos andesíticos
Oligoceno	Taa Formación Antioqueña	
Cretáceo	Kf Cretáceo de Abejorral	Krvw Basalto de Altavilla
	Krv Rocas volcánicas	Kba Basalto Antioqueño
	Kam Sedimentos	Formación Quebrada Grande
		gdm Intrusivos de Montebello
		erp Serpentinizado
Triásica		gbr Gobsos
		Ra Plutón de Amagá
Paleozoico	mm(?) Faja metamórfica al W de la falda de Romerol	Grupo Ayurá - Montebello
	mm Rocas metamórficas de bajo grado	
	mm Metasedimentos y rocas asociadas	
	mm Zona Ayurá metamórficas de alta grado	
Mesozoico inferior (2)	mm Metasedimentos y rocas asociadas	
	aa Antifaltes	

Límite entre zonas metamórficas

- Observado
- Fotogeológico
- Supuesto

Fallas

- Conocida
- Supuesta
- Cubierta

Contactos

- Conocidos
- Modificado ó añadido

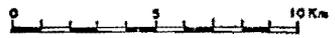
+ Rumba y buzamiento de foliación en rocas metamórficas
 + Rumba de foliación vertical en rocas metamórficas

◊ Área urbana
 ~~~~~ Ríos y quebrados

Fig. 2

**ZONACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS DEL VALLE DE ABURRA Y SUS ALREDEDORES**

Geología tomada de Grosse (1926), Borero (1963), Cuadrángulo J-8 Fac. Nat. de Minas (1968), Alvarez y Eckardt (1970), y Jaromillo, Pasada y Serna (1971), con algunas modificaciones de la autora.



sericítico con grafito a una cuarcita con materia orgánica. Sin embargo esta no es una característica general de la zona.

#### Características Petrográficas Generales y Petrogenia.

Como ya se indicó, la roca predominante en la zona es un esquistó cuarzo-sericítico. Macroscópicamente presenta textura foliada, indicada por orientación paralela de láminas micáceas, brillo sedoso sobre superficies de foliación, y bandeo composicional de sericita y cuarzo. El espesor de las bandas de cuarzo es muy variable, pudiendo ser desde 1mm.- en cuyo caso la roca pasa a ser una filita-hasta 10 mm. También se presentan lentes aislados de cuarzo de mayor espesor que alcanzan hasta 5 cm. Por aumento en el contenido de materia orgánica la roca puede llegar a constituir un esquistó grafitico.

En sección delgada las rocas presentan textura lepidoblástica, aunque algunas secciones tienen textura granoblástica orientada. El cuarzo, la sericita y, en la mayoría de las rocas el grafito, son los constituyentes esenciales; también pueden presentarse calcita, plagioclasas y clorita. Como accesorios se encuentran apatito, circón y, a veces, turmalina.

En la Zona Montebello los esquistos cuarzo-sericíticos son las rocas que más frecuentemente desarrollan varias direcciones de esquistosidad. Además de la estratificación se advierten una o dos direcciones de esquistosidad definidas por sericita, grafito, y, ocasionalmente, clorita. La última dirección de esquistosidad se podría interpretar como causada por el emplazamiento de la gran masa ígnea que constituye el Batolito Antioqueño y sus satélites. No obstante, un evento tectónico de otra naturaleza, como es la obducción propuesta por Restrepo y Toussaint (1973) explicaría fácilmente el fenómeno. En la parte superior de la serie metamórfica los efectos de la deformación fueron principalmente mecánicos, con el desarrollo de la superficie de esquistosidad mencionada; como efecto térmico secundario se observa el crecimiento post-tectónico de láminas de clorita que cortan la

## foliación.

Considerando la composición (sericita-cuarzo-grafito) y las facies a que pertenecen estas rocas se concluye que se originaron por el metamorfismo de sedimentos pelíticos. La composición mineralógica de la lutita promedio (Pettijohn, 1949) es aproximadamente así: un tercio de cuarzo, un tercio de minerales de arcilla (caolín, sericita y clorita) y un tercio de otros minerales (carbonato, óxido de Fe, etc.). El origen sedimentario se deduce del hecho de observarse aún la estratificación en forma de un bandeo composicional fino; también de la presencia de cristales redondeados de circón y apatito que no presentan caras definidas. El contenido de materia orgánica del sedimento original podría llegar a ser bastante alto hasta constituir una lutita negra (contenido promedio de Carbono: 9% (Pettijohn, 1949) a partir de la cual se originaron los esquistos sericíticos con grafito. El contenido de calcita puede atribuirse a una contaminación calcárea del sedimento arcilloso debida a una mezcla de los materiales durante el proceso de sedimentación. Sin embargo, si se tiene en cuenta que los carbonatos son constituyentes menores esenciales de algunas rocas pelíticas y semipelíticas (Turner, 1968), puede atribuirse también a una variación local de la composición del sedimento original.

Los esquistos cuarzo-micáceos constituyen un conjunto importante dentro de la zona. En estas rocas, a diferencia de los esquistos cuarzo-sericíticos, la recristalización ha sido mayor y permite la observación macroscópica de láminas micáceas individuales. Es por esta razón por lo que los esquistos cuarzo-sericíticos y los esquistos cuarzo-micáceos se tratan como dos tipos diferentes de rocas.

Los esquistos cuarzo-micáceos presentan, en general, una foliación fina indicada por bandeamiento composicional de cuarzo y micas, acentuada por orientación paralela de láminas micáceas; en ocasiones el intercre-

cimiento entre el cuarzo y las micas no permite una orientación clara de éstas. El color es variable, conferido por la mica que predomine: pardo violáceo por biotita, gris claro por moscovita y verde claro por clorita.

El brillo sedoso se pone de manifiesto sobre superficies de foliación y es más intenso en los esquistos cuarzo-moscovíticos y cloríticos que en los biotíticos. Los esquistos cuarzo-cloríticos presentan comunmente segregaciones de bandas y/o lentes concordantes de cuarzo, muy variables en espesor. Por aumento en el contenido de cuarzo, los esquistos cuarzo moscovíticos pueden pasar a ser cuarcitas micáceas.

Las rocas analizadas en sección delgada presentan textura lepidoblástica. No obstante, en algunas muestras se observa textura granoblástica. Estos esquistos, pertenecientes a la facies esquistos verde, están constituidos principalmente por cuarzo en bandas que alternan con bandas de biotita, moscovita y/o clorita; también se puede presentar sericita; accesorios muy comunes son turmalina, circón y apatito; ocasionalmente se observan óxidos de hierro. En una de las muestras se ven dos direcciones de esquistosidad definidas por la moscovita. Otra muestra presenta efectos muy claros de metamorfismo de contacto, con desarrollo de sillimanita y moscovita, así como corrosión de la moscovita pre-existente.

Teniendo en cuenta la estratificación - que se reconoce por bandeo composicional-, la presencia de cristales redondeados de apatito y circón, la común ocurrencia de turmalina, la composición (cuarzo-moscovita-biotita-clorita) y la facies a que pertenece, se interpreta esta roca como un sedimento pelítico metamorfoseado con una recristalización más avanzada que la del sedimento que originó los esquistos cuarzo-sericíticos. La mayor abundancia de clorita se explica si se parte de un sedimento arcilloso relativamente rico en hierro ferroso y aluminio (Turner, 1968); el alto contenido de hierro se refleja también en la presencia de magnetita como accesorio. Además, según Goldschmidt y Peters (citados por Ramberg,

1952), el contenido de  $B_2O_3$  de un sedimento pelítico es del orden de 0.1%, lo cual explica la formación de turmalina por recristalización de los sedimentos originales.

Las cuarcitas representan una excepción textural en la zona, pues no son foliadas sino masivas. La textura es granoblástica, orientada o no, y presenta bandas altamente cuarzosas alternando con bandas que, además de cuarzo, presentan algún otro mineral (sericita, moscovita, clorita o materia orgánica). El color se presenta en tonalidades blancas, grises o verdosas, según las impurezas.

En sección delgada se observa que la roca está constituida casi exclusivamente por cuarzo dispuesto en un mosaico (textura granoblástica poligonal). Se presenta moscovita en laminillas aisladas, y pennina constituyendo bandas muy delgadas; como accesorios se encuentran grafito, pirita, magnetita y, en una muestra, apatito y leucoxeno.

El origen de estas cuarcitas es muy discutible. Por una parte, en otra muestra es notable la ausencia de los accesorios típicos de ortocuarcitas y protocuarcitas como turmalina, apatito y circon (Pettijohn, Potter y Siever, 1972), y se puede pensar que esta roca se originó a partir de un chert. Además el aspecto macroscópico de esta roca es el de un chert recristalizado. Comunmente el chert se asocia con delgadas capas de lutita oscura, pirita y materia orgánica (Blatt, Middleton y Murray, 1972); tales impurezas arcillosas, carbonosas y ferruginosas explican la aparición de moscovita, pirita, oligisto y grafito (Turner, 1968) presentes en la roca, tanto dispersos como concentrados en bandas visibles macroscópicamente.

Por otra parte si se parte de un chert la presencia de granos redondeados de apatito observados en una de las muestras, así como la de leucoxeno, son difíciles de explicar; por esta razón la roca original probablemente

fué una ortocuarcita o protocuarcita. Además, en el mármol aparecen granos redondeados de cuarzo rodeados por un mosaico de calcita; estos granos xenoblásticos difícilmente se explican a no ser por medio de un origen detrítico.

Los esquistos verdes se presentan con una foliación fina muy bien definida, color verde y brillo sedoso sobre superficies de foliación. Macroscópicamente la foliación aparenta estar definida por orientación paralela de láminas de clorita. En sección delgada se observa una textura nematoblástica porfidoblástica; la esquistosidad está definida por la orientación subparalela de prismas de actinolita, la cual constituye la gran mayoría de la roca. Otros componentes son epidota, magnetita en porfidoblastos, clorita, cuarzo y albita. La roca pertenece a la facies esquisto verde. Las microestructuras observadas están determinadas por los prismas de actinolita, los cuales se observan orientados en una dirección que define una lineación,  $S_1$  la cual presenta microplegamientos de tipo "chevron". Se presenta, además, una esquistosidad de fractura,  $S_2$ , como clivaje de plano axial de los pliegues "chevron".

La composición mineralógica de los esquistos verdes (actinolita-epidota-clorita-albita-cuarzo y magnetita) y la facies a que pertenecen, indican que son derivados de rocas de composición básica (Turner, 1968). Esto, sin embargo, admite varias posibilidades:

- Origen a partir de derrames volcánicos básicos. Es este origen el más ampliamente aceptado para las prasinitas típicas (esquistos verdes en los cuales el anfíbol, la epidota y la clorita se hallan en iguales proporciones) y su secuencia. En este caso la foliación se debería a deformación tectónica, o cizallamiento, contemporánea con el metamorfismo, y a la recrystalización de los minerales durante el mismo. Con esta consideración, y suponiendo un origen semejante para las intercalaciones de anfibolitas observadas en las rocas de la Zona Ayurá, los esquistos verdes serían los equivalentes de bajo grado de

las anfibolitas.

- Provenientes del metamorfismo de sedimentos detríticos, como grauvacas, derivados de derrames volcánicos anteriores; ello explicaría fácilmente la fina foliación de la roca.
- Originados por el metamorfismo de tobas básicas depositadas en agua. Las tobas pueden gradar a areniscas o arcillas tobáceas y luego a un sedimento limpio de material volcánico (Pettijohn, 1949). Además de los esquistos verdes se observaron esquistos tremolíticos y esquistos calcáreos con actinolita, y se podría pensar en una gradación semejante. En sección delgada se observa que el esquisto tremolítico está constituido por tremolita, clorita y cuarzo; como accesorios, ilmenita, sericita, óxidos de hierro y leucóxeno. La textura es nematoblástica y la roca pertenece a la facies esquisto verde. La tremolita, la clorita, la ilmenita y los óxidos de hierro se explican fácilmente a partir de tobas básicas; el cuarzo, abundante dentro de la roca, podría representar tanto sedimentos silíceos (bio)químicos relacionados con el volcanismo, como areniscas cuarzosas depositadas simultáneamente con las tobas y contaminadas por éstas. Además, los mármoles presentan a veces contaminaciones micáceas, especialmente cloríticas; éstas se explicarían por contaminación del material calcáreo con cenizas volcánicas.

Probablemente los esquistos verdes más típicos (prasinitas) se originaron por el metamorfismo de derrames lávicos; en cuanto a los esquistos tremolíticos y los esquistos actinolíticos que pasan a calcáreos parecen producidos a partir de tobas básicas, como se discute más adelante.

Se encuentran mármoles con textura granoblástica que pueden presentar impurezas micáceas (clorita o biotita) o carbonosas, las cuales le confieren una tonalidad verdosa, rosácea o grisosa al color blanco que gene-

ralmente presenta. Los mármoles aparecen en forma de lentes discontinuos, tanto dentro de cuarcitas como dentro de esquistos calcáreos con actinolita. Los lentes más potentes se observaron en estos últimos. Por tratarse de lentes, y haberse observado en flancos de pliegues en el esquisto calcáreo con actinolita, se interpretan como acumulaciones tectónicas debidas a la competencia del material calcáreo original con relación al material volcánico; durante el plegamiento los calcáreos se fracturan en las bisagras sin alcanzar a formar el pliegue completo, quedando como lentes aislados situados sólo en los flancos. Sin embargo no debe descartarse la posibilidad de que los mármoles tengan su origen en arrecifes que rodearan una isla volcánica. La existencia de cuarcitas en la región aclara poco sobre el origen de los mármoles pues, como se vió arriba, las rocas originales parecen haber sido tanto cherts como areniscas cuarzosas. Si se consideran las cuarcitas derivadas de cherts, fácilmente se concluye que los mármoles se originaron a partir de calizas pelágicas, ya que éstas se asocian comunmente con depósitos de chert estratificado (Blatt y otros, 1972). Por otro lado, si se tienen en cuenta las cuarcitas derivadas de orto- o protocuarcitas, parece más factible el origen de los mármoles a partir de carbonatos clásticos derivados de arrecifes y que hubieran sido transportados por corrientes, junto con areniscas limpias, para constituir flujoturbiditas.

En sección delgada se observa textura granoblástica poligonal; el mineral dominante es calcita y, como accesorios, cuarzo, limonita, magnetita, serpentina y flogopita. Una de las secciones, de textura granoblástica y compuesta por bandas de calcita que alternan con bandas de actinolita y con delgadas bandas de cuarzo, constituye un esquisto calcáreo con actinolita; como accesorios se presentan magnetita, epidota y plagioclasa. Si se considera la composición de ésta última roca, rica en minerales ferromagnesianos, así como el bandeo composicional, el origen más aceptable es una caliza pelágica depositada durante un período de volcanismo activo. Con esta interpretación las bandas de actinolita se explican por la depositación de

cenizas volcánicas básicas en agua, mientras que las bandas de cuarzo representan o bien areniscas cuarzosas o bien delgadas capas silíceas de origen químico o bioquímico. En los períodos de actividad volcánica reducida, los sedimentos calcáreos pelágicos se contaminaron poco durante su depositación— como lo evidencia la escasez de magnetita y serpentina— y se convirtieron en mármoles con flogopita proveniente de impurezas arcillosas.

El neis de microclina con moscovita, de textura granoblástica orientada, grano grueso y color blanco crema, se observó en la quebrada La Miel, Caldas, (Antioquia), donde se encuentra relacionado con el esquisto cuarzo-micáceo. En los contactos con esta roca se advierten digitaciones del neis, en forma de bandas fuertemente replegadas, concordantes con la foliación del esquisto.

En sección delgada se observa textura granoblástica debilmente orientada y composición con microclina, cuarzo y moscovita como minerales esenciales; como accesorios se encuentran plagioclasa, circón y granate. Pertenece a la facies esquisto verde. La composición muy rica en microclina y cuarzo, la textura de grano grueso en una zona de bajo grado de metamorfismo, y la naturaleza intrusiva y digitada de los contactos son evidencias del origen de esta roca por metamorfismo de una intrusión de granito pretectónica o sintectónica temprana emplazada a poca profundidad, puesto que se halla en la parte superior de la secuencia sedimentaria original.

El esquisto actinolítico con granate se presenta en forma de diques dentro del esquisto cuarzo-micáceo. A pesar de no haberse encontrado esta roca sino a lo largo de la quebrada La Miel, constituye una parte importante de la carga del río Medellín en las cercanías de la población de Caldas y aguas arriba, por lo cual se deduce que deben existir afloramientos considerables en estos alrededores. Se analizó esta roca en

sección delgada a fin de determinar el grado de metamorfismo de las rocas con las cuales se encuentra asociada. Se observa al microscopio una textura nematoblástica porfidoblástica y una composición donde predomina la actinolita, la orientación de cuyos prismas define la foliación de la roca. Se encuentran además porfidoblastos de granate; zoisita, magnetita, epidota y, como productos de alteración, limonita y leucoxeno; se presentan también venillas de cuarzo que atraviesan la roca y que reemplazan parcialmente al granate. Pertenece esta roca a la facies esquisto verde. Considerando su composición y el hecho de hallarse en forma de diques dentro del esquisto cuarzo micáceo, se interpreta como originada por el metamorfismo de diques diabásicos.

### Estructuras

La mayoría de las rocas en la Zona Montebello es claramente foliada. Sin embargo, la determinación de las macroestructuras se complica por los plegamientos que frecuentemente afectan la foliación de las rocas. Se observan tanto microplegamientos que afectan el bandeamiento y/o laminación como plegamientos a escala de afloramiento. También se deducen macropliegues por los frecuentes cambios en la actitud de la foliación de las rocas. El ejemplo más claro de estos cambios se observa en la carretera El Aguacate-Montebello. Como ejemplos de pliegues, se tienen los de las canteras de Cements El Cairo donde, como ya se indicó, se ven lentes de mármol relacionados con plegamientos del esquisto calcéreo con actinolita.

### CONCLUSIONES

1. El área estudiada es típica del metamorfismo de la Cordillera Central por cuanto en ella hay zonas de alto como de bajo grado de metamorfismo, así como una gran diversidad de rocas. El tipo de rocas encontrado indica que el metamorfismo sufrido fué de presión baja y temperatura desde alta (Zona Montebello) hasta muy alta (Zona Ayurá).
2. Las rocas de la Zona Ayurá se interpretan como la

parte inferior de la secuencia sedimentaria, depositada sobre corteza oceánica. Las rocas de la Zona Montebello probablemente representen la parte superior de la serie sedimentaria, pues aparentemente suprayacen a las rocas de la Zona Ayurá. Por lo tanto, la zonación de las rocas se debe a un mayor o menor grado de metamorfismo, consecuencia de un nivel estructural más bajo o más alto, respectivamente, durante el evento metamórfico. Posteriormente, la diferencia de nivel de erosión ha destapado los dos conjuntos de rocas.

3. Los sedimentos originales incluían un espesor considerable de grauvacas (dada la relativa predominancia del neis biotítico como tipo individual de roca), gran cantidad de sedimentos pelíticos y, en menor proporción, sedimentos calcáreos, chert y areniscas ricas en cuarzo; además, rocas derivadas de material volcánico básico, bien sea lavas o cenizas. Durante la etapa pre-ó sin-orogénica temprana se efectuó el emplazamiento de un cuerpo de granito, el cual alcanzó los niveles superiores de la secuencia sedimentaria que originaría las rocas de la Zona Montebello.
4. Las relaciones de las rocas estudiadas con las anfibolitas del área, que subyacen a las primeras, indican que los sedimentos originales fueron depositados sobre el material que originó las anfibolitas, las cuáles representan el antiguo fondo oceánico de la cuenca. Aportes posteriores de este material, posiblemente basáltico, produjeron las intercalaciones que se ven actualmente en forma de lentes concordantes con los metasedimentos. Los diques que atraviesan discordantemente el conjunto metasedimentario se interpretan como los canales de acceso para las lavas basálticas.

La determinación del espesor de los sedimentos originales es difícil, por estar la serie resultante de su metamorfismo intensamente plegada y, ade-

más, por la ausencia de horizontes índices de la secuencia, la cual posiblemente se repite.

5. Teniendo en cuenta las características anteriores, la litología se interpreta como una secuencia eugeosinclinal. Según Schwab (1971), en el conjunto eugeosinclinal predominan grauvacas, lutitas marinas, areniscas tobáceas y conglomerados. En él existen invariablemente cantidades subordinadas de areniscas tipo subgrauvaca, arcosa, ortocuarcita y protocuarcita, así como de chert y de carbonatos, pero la proporción relativa de cada uno fluctúa apreciablemente. Además se presentan intercalaciones de flujos volcánicos de composición variable. En general estas características concuerdan con lo interpretado para el área estudiada.
6. La mayoría de los sedimentos probablemente fue arrasada por corrientes de turbidez y depositada en una cuenca eugeosinclinal, para constituir turbiditas; sin embargo los cherts, las areniscas limpias y las calizas que originaron, en su orden, cuarcitas y mármoles, representan posiblemente tanto depósitos (bio)químicos y pelágicos, como flujoturbiditas. La amplia extensión, la estratificación finamente laminada, la textura de grano fino y la composición notablemente uniforme de las capas individuales sugieren una deposición en una gran cuenca de agua profunda (Feininger y otros, 1973). La presencia de grafito y piritita sugiere que la sedimentación se realizó en condiciones anaeróbicas. Estas consideraciones hacen preferible un origen de aguas profundas (flujoturbiditas ó calizas pelágicas) para las calizas que dieron lugar a los mármoles.
7. Las edades de los eventos de deformación y de metamorfismo no se conocen con claridad. La presencia de dos direcciones de esquistosidad indica que hubo por lo menos dos períodos de deformación tectónica. Por otra parte, el emplazamiento, del Batolito Antioqueño, en el Cretáceo Tardío, produjo efectos térmicos, post-cinemáticos, sobre las rocas metamórficas.

## BIBLIOGRAFIA

Blatt, Harvey; Middleton, Gerard y Murray, Raymond, 1972, Origin of sedimentary rocks: Englewood Cliffs, Prentice Hall Inc., 634 p.

Botero, A. Gerardo, 1963, Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia: Anales Fac. de Minas, Medellín. n. 57, 101 p.

Butterlin, Jacques, 1969, A propos de la géologie des Andes de Colombie: Rev. Geog. Phys. et Géol. Dyn. París, v. 11, p. 65-75.

Feininger, Tomas; Barrero, Darío y Castro, Néstor, 1973, Geology and mineral resources of an area in the departments of Antioquia and Caldas (Subzone 11-B), Colombia, With a section on Economic Geology by R.B. Hall: U.S. Geol. Survey Open File Rep. 223 p.

Hall, R.B.; Feininger, Tomas; Barrero, Darío; Rico, Héctor y Alvarez, Jairo, 1970, Recursos minerales de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas: Bol. Geol., Bogotá, v. 18, n. 2, 90 p.

Hall, R.B.; Alvarez, Jairo y Rico, Héctor, 1972, Geology and mineral resources of Central Antioquia and part of Caldas department (Zone II-A), Colombia: U.S. Geol. Survey Open File Report, 174 p.

Hubach, Enrique y Alvarado, Benjamín, 1945, La altiplanicie de Paletará, departamento del Cauca: Comp. Est. Geol. Of. Colomb., v. 6, p. 39-59.

Irving, E.M., 1971, La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia: Bol. Geol., Bogotá, v. 19, 89 p.

MacDonald, W.D., 1972, Late Paleozoic tectonics in Northern South America: International Symposium on the Carboniferous and Permian Systems in South America, Sao Paulo, Brazil, 37 p.

- Miyashiro, Akiho, 1961, Evolution of metamorphic belts: Jour. Petrol., v. 2, n. 3, 277-311.
- Nelson, H.W., 1962, Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, sección entre Ibagué y Armenia: Bol. Geol., Bogotá, v. 10, 161-202.
- Ospina, Tulio, 1911, Reseña sobre la geología de Colombia y especialmente del antiguo departamento de Antioquia: Imp. La Organización, Medellín, 102 p.
- Pérez, Gonzalo, 1967, Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos: Dyna, Fac. de Minas, Medellín, n. 84, p. 27-31.
- Pettijohn, F.J., 1949, Sedimentary rocks: New York, Harper and Brothers. Trad. al esp.: 1970, Rocas sedimentarias: Buenos Aires, Eudeba, 2a. ed., 731 p.
- Pettijohn, F.J.; Potters, P.E. y Siever, Raymond, 1972, Sand and sandstone: Berlín, Springer-Verlag, 618 p.
- Radelli, Luigi, 1967, Géologie des Andes colombiennes: Trav. Lab. Géol. Fac. Sci., Grenoble, Mem. 6, 457 p.
- Ramberg, Hans, 1952, The origin of metamorphic and metasomatic rocks: The U. of Chicago Press. p. 254-268.
- Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F., 1973, Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano: Pub. Esp. Geol., Fac. de Minas, Medellín, n. 3, 26 p.
- Schwab, F.L., 1971, Geosynclinal compositions and the new global tectonics: Jour. Sedim. Petrology: v. 41, n. 4, p. 928-938.
- Spry, Alan, 1969, Metamorphic textures: London, Pergamon Press, 350 p.
- Trumpy, D., 1943, Pre-Cretaceous of Colombia: Geol. Soc. America Bull. v. 54, p. 1281-1304.

Turner, F.J., 1968, *Metamorphic petrology*: New York, Mc Graw Hill Book Co., 403 p.

Winkler, H.G.F., 1967, *Petrogenesis of metamorphic rocks*: New York, Springer-Verlag, revised second ed., 237 p.