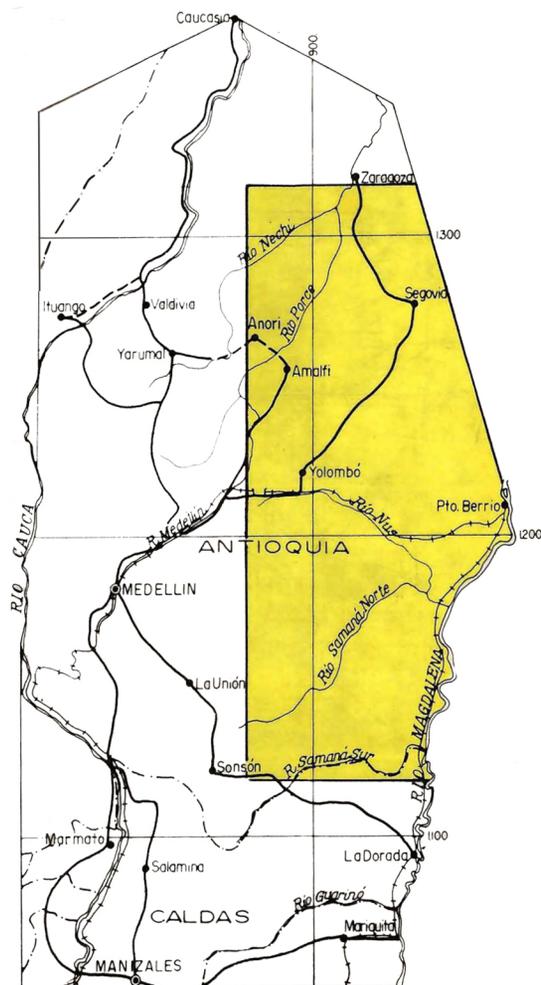


BOLETIN GEOLOGICO

VOL. XX, No.2- 1972



SUB-ZONA II-B
GEOLOGIA DE ANTIOQUIA Y CALDAS

REPUBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y PETROLEOS
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO - MINERAS

BOLETIN GEOLOGICO

VOLUMEN XX, No. 2, 1972

**GEOLOGIA DE PARTE DE LOS DEPARTAMENTOS DE
ANTIOQUIA Y CALDAS
(SUB-ZONA II-B)**

Por

Tomas Feininger

U. S. GEOLOGICAL SURVEY

y

Darío Barrero L. y Néstor Castro Q.

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS

*La responsabilidad de los conceptos emitidos en este Boletín Geológico
corresponde exclusivamente a sus autores.*

FE DE ERRATAS

<u>PAGINA</u>	<u>PARRAFO</u>	<u>LINEA</u>	
VI		Figura 28	Léase: disarmónicos... por: disharmónicos.
VIII		Plancha 11	Léase: Mapa geológico... por: Mapa feológico.
XI	3	4	Léase: slightly. . . . por: lightly.
XI	3	6	Léase: quartz - mica - schist, feldespatic and... por: quartz - mica - schist feldespatic, and...
XI	4	7	Léase: although. . . por: althrough...
7	2	4	Léase: la guía. . . por : el guía...
11	3	3	Léase: Los fósiles fueron identificados... por: Los fósiles identificados...
12	4	6	Léase: Roy J. Shlemon... por: Roy J. Shelman...
20	1	4	Léase: Hall, et al (1973),... por: Hall, et al,...
25	4	6	Léase: bandas de 1 a 10 mm de espesor... por: bandas de 1 x 10 mm de color...
26	5	1	Léase: arcillas y gravas... por: arcillas gravas...
27	2	2	Léase: el río que los depositó sea cortado... por: el río que los depositó no sea cortado...
36	2	7	Léase: cuerpos... por: campos...
36	3	6	Léase: granate, grafito... por: granate, disperso grafito...
44	4	última	Léase: al grafito... por: el grafito...
47	3	7	Léase: 50%, siendo menor... por: 50% es menor...
55	1	4	Léase: 1300 ± 100... por: 1300, 100...

<u>PAGINA</u>	<u>PARRAFO</u>	<u>LINEA</u>	
62	2	7	Léase: Abukuma... por: Obukuma...
70	3	5	Léase: grosularita... por: grasularita...
70	4	6	Léase: cordierita... por: condierita...
70	4	9	Léase: en espinela... por: es espinela...
80	2	7	Léase: cristales... por: granos...
83	1	2	Léase: cristales... por: granos...
87	2	4	Léase: Apófisis... por: Apófisis...
87	5	6	Léase: 5% de la... por: 5 de la...
89	1	2	Léase: cristales... por: granos...
89	4	2	Léase: cristales... por: granos...
88	Cuadro		Léase: pinita... por: penita...
106	1	1	Léase: accesorio... por: accesoria...
113	6	4	Léase: cristales... por: granos...
133	Leyenda	4	Léase: milonita... por: milanita...
136	4	6	Léase: sitio.... por: sirio...
138	2	4	Léase: el origen... por: la origen...
154	(Leyenda en fig. 28)	3	Léase: 3.3 km al... por: 3.3 al...
160	2	7	Léase: Cuadro 16... por: Cuadro 15...
167	1	13	Léase: concomitantemente... por: concomitentemente...
167	2	8	Léase: concomitante... por: concomitante...

* * *

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN - ABSTRACT	ix - xi
INTRODUCCION	1
SUB-ZONA II-B	2
GEOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA	2
POBLACION Y VIAS DE COMUNICACION	6
ESTUDIOS ANTERIORES.	6
METODOS DE TRABAJO	7
AGRADECIMIENTOS.	11
ROCAS ESTRATIFICADAS	13
PRECAMBRICO	13
NEISES CUARZO - FELDESPATICOS	13
ANFIBOLITA	14
MARMOL	15
ORDOVICIANO.	15
ROCAS VOLCANICAS FELSICAS E INTERME- DIAS AL EST'E DE LA FALLA DE OTU	17
UNIDAD PORFIRITICA	18
UNIDAD AFANITICA	18
CRETACEO	19
SHALE	19
CALIZAS	21
CONGLOMERADOS	23
ROCAS VOLCANICAS	23
TERCIARIO	24
ROCAS SEDIMENTARIAS	24
ALUVIONES	26
ALUVIONES DEL CUATERNARIO	27
ROCAS METAMORFICAS Y METAMORFISMO DE LA CORDILLERA CENTRAL	28
ESQUISTOS SERICITICOS	32
NEISES FELDESPATICOS Y ALUMINICOS	34
NEISES HORNBLENDICOS	39
CUARCITAS	40
MARMOLES	43
SKARN	48

	<u>Página</u>
NEISES DE SILICATOS CALCAREOS	48
ANFIBOLITA	49
ROCAS VERDES	51
ROCAS DE BAJO GRADO DE METAMORFISMO SIN DIFERENCIAR	52
METAMORFISMO	53
METAMORFISMO REGIONAL	54
ROCAS PRECAMBRICAS	54
ROCAS ORDOVICIANAS	55
ROCAS METAMORFICAS DE LA CORDILLERA CENTRAL	56
Facies	59
Biotita y clorita	59
Andalucita	59
Estauroлита	62
Granate	64
Cordierita	65
Migmatitas	66
METAMORFISMO RETROGRADO	69
METAMORFISMO TERMICO	70
METAMORFISMO DINAMICO	72
ROCAS INTRUSIVAS	73
PORFIDOS FELSICOS AL ESTE DE LA FALLA DE OTU	73
NEISES INTRUSIVOS	74
ROCAS ULTRAMAFICAS	78
ROCAS DE TALCO Y DE TALCO TREMOLITA	78
SERPENTINITAS	79
GABRO HORNBLENDICO DE SAN FRANCISCO	79
ROCAS IGNEAS LOCALIZADAS PRINCIPAL- MENTE AL ESTE DE LA FALLA DE OTU	81
DIORITAS Y CUARZODIORITAS	81
GABROS ANFIBOLICOS	83
ANDESITAS	84
ADAMELITA	85
Stock al suroeste de Amalfi	85
Stocks de la Hacienda Marta Habana	87
Stocks al sur de Santa Isabel	89

	<u>Página</u>
Stock al este de Yalí	90
Stock al oeste de Caracolí	91
BATOLITO ANTIOQUEÑO	94
DESCRIPCION	94
Cuarzodiorita	98
Gabro	106
Cuarzodiorita Félsica	109
ORIGEN	110
EDAD	114
BATOLITO DE SONSON	115
GRANODIORITA DE TRES MUNDOS	117
CUARZOMONZONITA DE AQUITANIA	119
ROCAS DE DIQUE	120
Cuarzodiorita finogranular	122
Dacitas	122
Aplitas	122
Pegmatitas	123
CUARZO LECHOSO	123
GEOLOGIA ESTRUCTURAL	124
FALLAS	125
FALLAS NORMALES	129
FALLAS RELACIONADAS AL ENFRIAMIENTO DEL	
BATOLITO ANTIOQUEÑO	131
FALLAS DE INTRUSION	134
FALLAS DE RUMBO	141
MEGABRECHA	148
ALINEAMIENTOS	148
PLEGAMIENTOS REGIONALES	150
PLIEGUES MENORES	152
FOLIACION	153
ESQUISTOSIDAD	153
CLIVAJE POR CIZALLADURA	155
ESTRUCTURA LAMINAR POR FLUJO	155
FOLIACION CATACLASTICA	156
LINEACION	156
BOUDINAGE	157

	<u>Página</u>
GEOLOGIA HISTORICA Y CORRELACION CON AREAS ADYACENTES	157
INTRODUCCION	157
GEOLOGIA HISTORICA Y CORRELACIONES	160
BIBLIOGRAFIA	168

ILUSTRACIONES

FIGURAS

1. Mapa índice y localización de la Zona II-B. (entre)	2 - 3
2. Migmatita, neis feldespático y alumínico	31
3. Cuarzita clara que muestra laminación fina típica.	42
4. Colinas de mármol	45
5. Base de una colina de mármol socavada por el río Alicante	46
6. Las nueve unidades de rocas metamórficas en II-B y su distribución dentro de las facies metamórficas.	58
7. Cambios mineralógicos progresivos a través de tres facies en rocas de composición química diferente.	60
8. Porfiroblastos de andalucita sericitizada en esquisto.	63
9. Neis intrusivo con textura “porfirítica” típica.	76
10. Inclusiones en neis intrusivo.	77
11. Detalles estructurales de la adamelita	86

	<u>Página</u>
12. Detalles estructurales de la adamelita del stock al oeste de Caracolí	93
13. El Batolito Antioqueño. Contactos e inclusiones.	96
14. Gabarros en la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño	103
15. Diques de composición intermedia en la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño y en un cuerpo satélite	107
16. Cuerpos satélites del Batolito Antioqueño. Inclusiones	111
17. Diques del Batolito Antioqueño. Inclusiones y contactos	112
18. Brecha intrusiva en la cuarzomonzonita de Aquitania	121
19. Registro de una perforación inclinada (45°) que interseca la Falla de Balsadero	127
20. Cuarcita brechada en la Falla de Riachón	128
21. Columnas de cuarcita en la Falla de Riachón	130
22. Fallas relacionadas con el enfriamiento del Batolito Antioqueño y un cuerpo satélite	133
23. Pequeñas fallas de intrusión	135
24-A. Falla de intrusión de Balsadero. Neis brechado cizallado	137

	<u>Página</u>
24-B. Cuarzodiorita del Batolito. Antioqueño 15 km al sur de la falla	139
25. Mapa geológico esquemático y secciones del extremo noroeste de la falla de intrusión de Balsadero.	140
26. Movimiento de las fallas de rumbo en la Zona II-B.	149
27. Proyección estereográfica de los ejes de pliegues.	151
28. Pliegues menores disharmónicos	154
29. "Boudins" en neis feldespático	158
30. "Boudins"(?). Fragmentos de roca resistente negro finogranular con escapolita, biotita y tremolita dentro del mármol blanco	159

CUADROS

1. Datos meteorológicos de algunas estaciones en la Zona II-B	4
2. Areas con cartografía geológica en la Zona II-B hasta 1969	8
3. Planchas a escala 1:25.000 en la Zona II-B.	10
4. Localidades fosilíferas, rocas cretáceas	22
5. Análisis químico de tres muestras de esquisto sericítico de cerca de Anorí	35
6. Grupos de minerales comunes en las rocas metamórficas de la Cordillera Central en la Zona II - B.	61

	<u>Página</u>
7. Análisis químico y modal de las partes esquistosa y granítica de una migmatita	67
8. Análisis modales de adamelita	88
9. Datos modales en 20 muestras seleccionadas al azar de la facies cuarzodiorita normal del Batolito Antioqueño	100
10. Análisis químico y modal de dos muestras de cuarzodiorita del Batolito Antioqueño cerca de Cristales	101
11. Análisis modal de cuatro muestras de diques del Batolito Antioqueño en rocas calcáreas	105
12. Análisis modal de siete muestras y análisis químico de dos muestras de gabro y rocas asociadas del Batolito Antioqueño	108
13. Diferencias entre la cuarzodiorita del Batolito de Sonsón y la del Batolito Antioqueño	116
14. Análisis modal de cinco muestras del stock de Aquitania	119
15. Las ocho mayores fallas de rumbo en la Zona II-B.	143
16. Historia geológica y correlación con áreas adyacentes de II-B entre 160 y 161	

PLANCHAS

I. Mapa geológico generalizado de la Zona II.	entre 168 y 169
---	-----------------

- II. Mapa feológico del oriente del Departamento de Antioquia (Cuadrángulo I-9 y parte de los cuadrángulos H-9, H-10, I-10, J-9 y J-10). Hoja 1 (Bolsillo).

- III. Mapa geológico del oriente del Departamento de Antioquia (Cuadrángulo I-9 y parte de los cuadrángulos H-9, H-10, I-10, J-9 y J-10). Hoja 2 (Bolsillo).

RESUMEN

El Inventario Minero Nacional (IMN) fue un proyecto de cartografía geológica y de investigación de recursos minerales llevado a cabo entre los años de 1964 y 1969, por la República de Colombia con la colaboración de la Agencia Internacional para el Desarrollo (A.I.D.).

La sub-zona II-B es la mitad este de la Zona II con una extensión aproximada de 20.000 km² principalmente en el Departamento de Antioquia, aunque incluye pequeñas partes de los Departamentos de Caldas y Tolima.

Las rocas en II-B varían en edad desde el Precámbrico hasta el Holoceno. Neises cuarzo-feldespáticos precámbricos forman un mosaico compuesto por bloques fallados intruídos por rocas ígneas entre la Falla de Otú y el río Magdalena. Las rocas paleozóicas tienen una gran extensión e incluyen shales ligeramente metamorfoseados con graptolites del Ordoviciano cerca a Cristalina y como unidades mayores, esquistos de cuarzo-mica-grafito; neises feldespáticos y alumínicos, cuarcitas, mármoles, anfibolitas y otras rocas. Neises sintectónicos intruyeron muchas de las rocas más antiguas durante la orogenia del Paleozóico Superior(?) durante la cual se desarrolló un metamorfismo de tipo Abukuma cuya intensidad varió desde la facies de esquistos verdes hasta la facies de anfibolita alta. Un plutón de diorita jurásica, limitado por fallas, corta rocas volcánicas de edad no determinada al este de la Falla de Otú. Las rocas cretáceas son unidades mayores. Shales carbonáceos del Cretáceo Medio; areniscas, grawacas conglomerados y rocas volcánicas son localmente prominentes. El Batolito Antioqueño (cuarzodiorita) de edad Cretáceo Superior corta las rocas del Cretáceo Medio y más antiguas. Una franja de sedimentos clásticos no marinos del Terciario aflora a lo largo del Valle del Magdalena. En las montañas se encuentran ocasionalmente parches de aluviones terciarios; en los valles actuales de las corrientes, se encuentran aluviones cuaternarios, muchos de ellos auríferos.

Estructuralmente II-B, es parte de un vasto y complejo sinclinatorio intruído concordantemente por plutones félsicos sintectónicos mesozonales o catazonales y posteriormente por el Batolito Antioqueño epizonal y postectónico. Grandes fallas de

rumbo, antes no conocidas, son el rasgo estructural más prominente en II-B. Algunas de ellas, pueden seguirse por varios centenares de kilómetros y tienen, probablemente, desplazamientos medibles en kilómetros, aunque solo la Falla de Palestina fue estudiada en detalle y tiene un desplazamiento lateral derecho de 27.7 km.

Se hace una correlación de las rocas cartografiadas en II-B con las cartografiadas en áreas adyacentes, incluyendo las de II-A.

* * *

ABSTRACT

The Inventario Minero Nacional (IMN), a four-year cooperative geologic mapping and mineral resources appraisal project, was accomplished under an agreement between the Republic of Colombia and the U.S. Agency for International Development from 1964 through 1969.

Subzone II-B, consisting essentially of the east half of Zone II, comprises nearly 20,000 km², principally in the Department of Antioquia, but including also small parts of the Departments of Caldas and Tolima.

The rocks in II-B range from Precambrian to Holocene. Precambrian feldspar-quartz gneiss occupies a mosaic of fault-bounded blocks intruded by igneous rocks between the Otú fault and the Río Magdalena. Paleozoic rocks are extensive, and include lightly metamorphosed graptolite-bearing Ordovician shale at Cristalina, and a major suite of graphitic quartz-mica-schist-feldspathic, and aluminous gneiss, quartzite, marble, amphibolite, and other rocks. Syntectonic intrusive gneiss intruded many of the older rocks during a late Paleozoic (?) orogeny, which was accompanied by Abukuma-type metamorphism ranging from lowermost greenschist to upper amphibolite facies. A Jurassic diorite pluton bounded by faults cuts volcanic rocks of unknown age east of the Otu fault. Cretaceous rocks are major units. Middle Cretaceous carbonaceous shale, sandstone, graywacke, conglomerate, and volcanic rocks are locally prominent. The Antioquian Batholith (quartz diorite) of Late Cretaceous age cuts the middle Cretaceous and older rocks. A belt of Tertiary nonmarine clastic sedimentary rocks crop out along the Magdalena Valley. Patches of Tertiary alluvium are locally preserved in the mountains. Quaternary alluvium, much of it auriferous, is widespread in modern stream valleys.

Structurally II-B constitutes part of a vast complex synclinorium intruded concordantly by syntectonic catazonal or mesozonal felsic plutons, and later by the epizonal post-tectonic Antioquian Batholith. Previously unrecognized major wrench faults are outstanding structural features of II-B. Some are traceable for several hundred kilometers and probably have displacements measurable in kilometers, although only the Palestina Fault is accurately documented; right-lateral displacement is 27.7 km.

Correlations of rocks mapped in II-B with those of outlying areas including neighboring II-A are discussed.

INTRODUCCION

El Inventario Minero Nacional (IMN) fue un programa de cuatro años realizado con la asistencia financiera de la Agencia para el Desarrollo Internacional (AID) y la asistencia técnica del Servicio Geológico Americano. El IMN comenzó en Septiembre de 1964 y continuó hasta Diciembre de 1968, fecha en la cual se creó el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras (Ingeominas).

La finalidad del IMN fue estudiar y evaluar los recursos minerales (con exclusión de: petróleo, esmeraldas, carbón y oro aluvial) de cuatro zonas seleccionadas del país, que totalizan unos 100.000 km². A cada zona fue asignado uno o más geólogos del Servicio Geológico Americano para servir como asesores técnicos. La mayor parte del trabajo de campo y de la cartografía geológica fueron ejecutados por geólogos colombianos, provenientes principalmente del Servicio Geológico Nacional, de la Facultad de Geología de la Universidad Nacional de Bogotá y de la Facultad de Minas de Medellín. El Servicio Geológico Americano suministró especialistas en algunos campos tales como: cartografía, geoquímica, geofísica, paleontología y roca fosfórica bajo contratos a corto tiempo. El IMN tuvo tres directores de proyecto: los doctores Aurelio Lara, Darío Suescún G. y Andrés Jimeno Vega. Mr. Earl M. Irving fue el Jefe de los asesores americanos durante todo el proyecto.

La Zona II fue la más grande de las cuatro escogidas por IMN y comprende unos 40.000 kilómetros cuadrados. A causa de su gran tamaño y por cuestiones de vías de acceso se dividió en dos partes. La parte occidental fue llamada Sub-Zona II-A y la oriental, Sub-Zona II-B, las cuales en este informe se designarán II-A y II-B, respectivamente. Cada subzona trabajó por separado con su respectivo grupo de geólogos de campo y su asesor técnico del Servicio Geológico Americano. Fueron jefes de la Zona los geólogos Hernán Vásquez C., Héctor Rico H. y Jairo Alvarez A. Tomás Feininger fue el asesor técnico americano del II-B durante todo el programa.

Este trabajo es el informe final de la geología de II-B y en él se hace una correlación con la geología de las áreas adyacentes, incluyendo II-A. Lo referente a geología económica de la Zona II ya se publicó en su totalidad (Hall y otros, 1971).

SUB-ZONA II-B

La Sub-Zona II-B cubre un área aproximada de 20.000 km² principalmente en el Departamento de Antioquia aunque cubre pequeñas áreas de los departamentos de Tolima y Caldas (fig.1).

GEOGRAFIA Y GEOMORFOLOGIA

La mayor parte de II-B está caracterizada por una topografía montañosa fuertemente disectada y fisiográficamente madura. Las pendientes varían entre 20° y 40° o más. El relieve local casi en todas partes excede de 1.000 m y el total en II-B es de aproximadamente 3.000 m; desde cerca de 50 m en el río Nechí en el norte hasta más de 2.900 m en las partes más altas de las montañas, que marcan el límite con II-A hacia el sur.

Las montañas en II-B más hacia el sur, en el Departamento del Tolima, pueden alcanzar mayores alturas. Existen mapas topográficos de la mayor parte de II-B pero no están disponibles. Por lo general, el relieve decrece progresivamente de oeste a este hacia el río Magdalena y el relieve local, en una franja de 10 a 30 km de ancho a lo largo del borde este de II-B y al sur de Puerto Berrío es de 100 m o menos. El único nivel plano de gran extensión o de terrenos suavemente ondulados ocurre sobre sedimentos terciarios y cuaternarios en el Valle del río Nechí en la parte norte de II-B y a lo largo del Valle del Magdalena como se mencionó anteriormente. Algunos valles en las partes altas están rellenados por depósitos coluviales y aluviales y tienen piso plano. Sin embargo, el ancho de estos valles rara vez excede de 500 m.

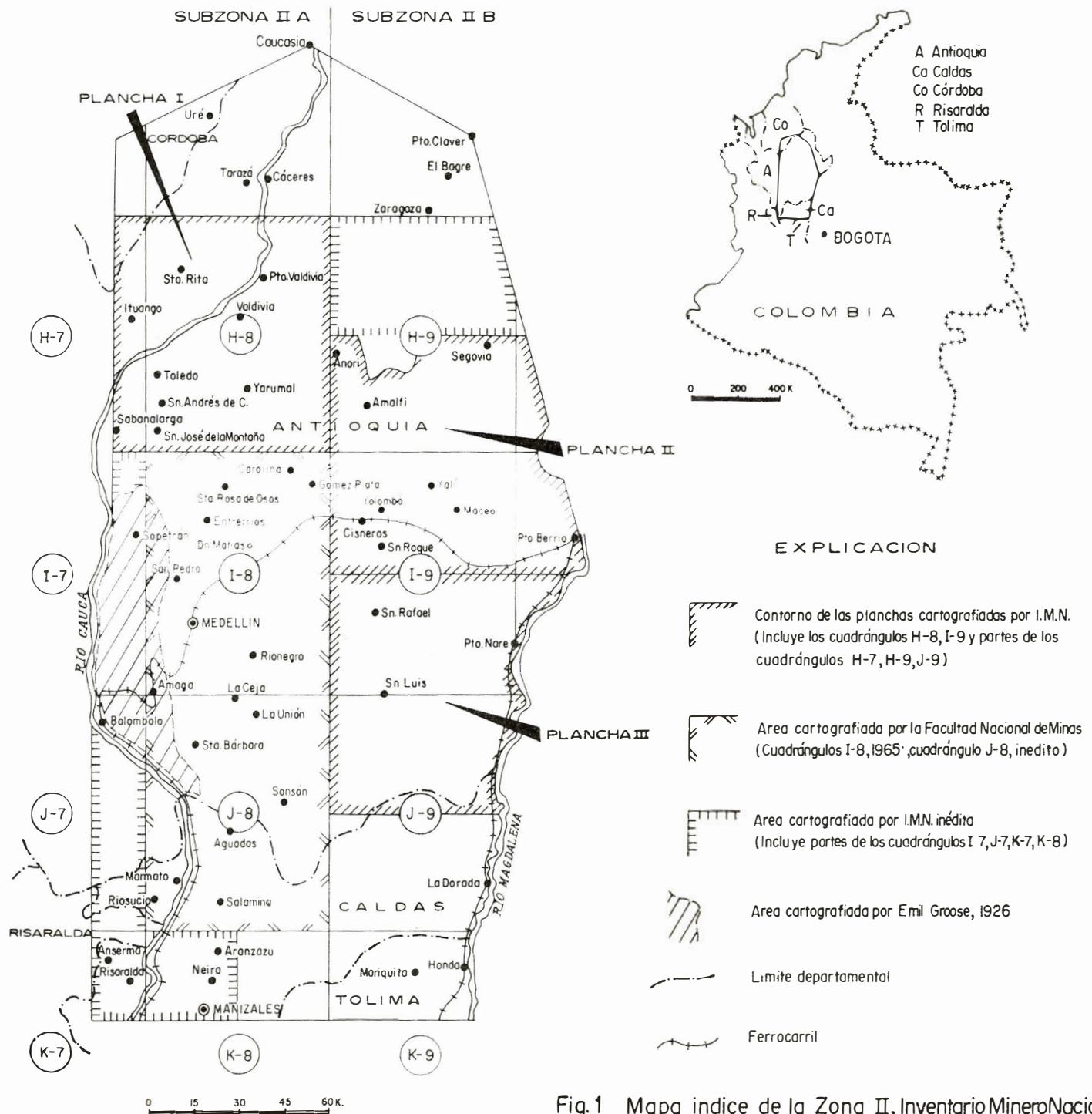


Fig.1 Mapa indice de la Zona II, Inventario Minero Nacional

Todas las quebradas y ríos fluyen en valles de paredes verticales o cañones de 50 m a más de 1.000 m de profundidad. Los cañones más profundos son los del río Porce entre Amalfi y Anorí (1.200 m) y el río Samaná Norte al sur de San Luis (1.000 m).

El río Magdalena y sus tributarios drenan toda el área de II-B. Los mayores tributarios son los ríos Nechí, Samaná Norte, Samaná Sur, San Bartolomé, Ité, Cocorná Sur y La Miel y a su vez, los mayores tributarios de éstos son los ríos Nare, Porce, Bagre, Claro, Guatapé, Manso, Nus y Volcán.

El clima de II-B es ecuatorial y las variaciones de temperatura son despreciables. La temperatura anual promedio varía desde 30°C a lo largo de los valles del Magdalena y del Nechí hasta 14°C en la parte más alta de las montañas. Por otro aspecto, la precipitación en toda el área es suficiente para mantener la vegetación verde durante todo el año. En el cuadro No.1 se dan los datos meteorológicos de varias estaciones en II-B.

Antes de empezar la colonización hace 400 años, toda el área estaba cubierta por selva. Parte de ésta ha sido talada pero aún se encuentran localmente, centenares de kilómetros cuadrados que no lo han sido; las más extensas están al norte del Batolito Antioqueño y entre las poblaciones de San Francisco y Argelia. Las tierras más cultivadas se hallan sobre este Batolito y hacia el este del río Magdalena.

Las rocas del basamento en II-B están profundamente meteorizadas y cubiertas por un manto de saprolita arcillosa y suelo; afloramientos de roca fresca solo se encuentran en los lechos de las quebradas y no es raro hallar exposiciones de centenares de metros de roca fresca especialmente en las grandes quebradas y ríos.

• La meteorización de la mayor parte de las rocas de II-B es total. La descomposición se efectúa a lo largo de planos de foliación o de estratificación finamente espaciados y de una manera más o menos uniforme y completa. Sin embargo, las rocas ígneas masivas (como la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño), anfibolitas no foliadas y algunos neises cuarzo-feldespáticos pobres en mica,

DATOS METEOROLOGICOS DE ALGUNAS ESTACIONES EN LA ZONA II-B

ESTACION	ELEVACION (m)	TEMPERATURA ANUAL PROMEDIO (°C)	PRECIPITACION ANUAL PROMEDIO (mm)	RANGO DE PRECIPITA- CION ANUAL (mm)	AÑOS DE REGISTRO
Medellín	1.538	21	1.350.6	1.001.5-1.722.5	1942-1967
Amalfi	1.600	20	1.700.5		1950-1962
El Bagre	50		3.995.4	3.096.3-4.978.1	1942-1944-1947 1962-1964-1966
Guatapé	1.900		4.950.6	4.413.4-5.239.1	1959-1966
Pto. Berrío	123	27	1.654.6		1950-1960
San Luis	1.115	21	4.218.4	2.423.2-6.676.0	1950-1960
Segovia	650	24	2.956.3	2.111.2-4.153.4	1923-1967
Yolombó	1.845	21	2.362.7	1.548.7-3.129.0	1950-1951-1953 1957-1962

FUENTES: Departamento de Planeación de la Gobernación de Antioquia excepto Pato Consolidated Gold Dredging Ltda. (El Bagre); Empresas Publicas de Medellín (Guatapé); y Frontino Gold Mines, Ltda. (Segovia).

CUADRO 1.

meteorizan de una manera diferente. Cuando estas rocas, relativamente masivas, no presentan un fracturamiento muy denso, la descomposición solo se efectúa a lo largo de las diaclasas; con el tiempo estas diaclasas controlan los niveles de erosión dando bloques residuales de roca fresca de 1 a 10 m de diámetro rodeados por costras de roca parcialmente meteorizada de 1 a 10 cm de espesor que a su vez están cubiertos por saprolita. Como la saprolita es removida por la erosión entonces quedan expuestos los bloques de roca fresca. Estos bloques son relativamente abundantes sobre el Batolito Antioqueño y con el tiempo se mueven en el sentido de la pendiente y se acumulan en quebradas y ríos. Estas concentraciones de bloques son llamadas organales (Botero A., 1963, p.32-35). Algunos de estos organales son tan extensos y profundos que los ríos y quebradas se pierden por debajo de ellos durante grandes trayectos.

La saprolita por lo general, no ha sufrido cambios hasta pequeñas profundidades cuando el relieve local es de 100 m o menos. En los caminos de herradura a unos 2 a 3 m por debajo de la superficie puede observarse la textura y la estructura de la roca parental lo que permite obtener información geológica útil. Sin embargo, en algunos lugares, el relieve local es mucho mayor de 100 m y el manto de saprolita ha sido erodado o deslizado y por lo tanto, en los cortes profundos de los caminos está expuesta la roca meteorizada. La saprolita derivada de ciertos tipos de roca está sujeta a movimientos y nunca ocurre in situ. Por ejemplo, las rocas ígneas máficas producen una saprolita tan inestable que el manto de ésta se ha movido por centenares de metros y aún kilómetros a partir de los límites del cuerpo de roca que le dió origen. Esta relación puede observarse claramente en el campo alrededor del cuerpo de gabro de San Francisco.

Aún en aquellos sitios donde la saprolita presenta una alteración muy intensa conserva algunas de las características originales lo que permite identificar la roca de la cual se derivó. Por ejemplo, las anfibolitas y gabros producen una saprolita arcillosa de color rojo oscuro a marrón. Las rocas ígneas intrusivas félsicas (alaskita a cuarzdiorita) producen una saprolita pegajosa de color canela rojizo o de color arena. La saprolita derivada de migmatitas presenta manchas de color marrón oscuro de unos pocos centímetros

de longitud que corresponden a restos de láminas de mica. Las cuarcitas y neises cuarzosos producen una saprolita arenosa de color gris que cruje bajo las pisadas de las bestias.

POBLACION Y VIAS DE COMUNICACION

La densidad de población en II-B es baja y grandes áreas en el norte y parte central occidental están despobladas. Dispersos en toda la zona se encuentran cerca de una docena de municipios y numerosos corregimientos. Los municipios más grandes son Puerto Berrío, la Dorada y Honda, todos sobre el río Magdalena.

El transporte dentro de II-B es difícil; las carreteras son escasas y en la parte de la subzona cartografiada por el IMN están sin pavimentar, son de una sola vía y de difícil tránsito durante las épocas de invierno. El ferrocarril de Antioquia cruza la subzona desde el límite con II-A en Cisneros hasta Puerto Berrío y luego continúa hacia el sur paralelamente al río Magdalena. El ferrocarril es el único medio de acceso a la mayor parte del área sur de II-B cartografiada por el IMN. Puerto Berrío, Puerto Nare y Otú (cerca a Remedios) tienen aeropuerto para avionetas; SAM tiene servicio diario de DC-4 a El Bagre.

ESTUDIOS ANTERIORES

Fueron pocos los estudios anteriores al presente trabajo, debido en gran parte al difícil acceso del área. Los primeros conocidos fueron hechos hace cerca de un siglo por Javier Cisneros (1878, p. 32-35) para el trazado del ferrocarril de Antioquia; sin embargo, este es más de interés histórico que científico. Don Tulio Ospina (1911) resumió la geología del Departamento de Antioquia tal como se conocía hasta entonces incluyendo algunas observaciones en II-B e hizo el primer intento de clasificación de las rocas y depósitos minerales de Antioquia. Un cuarto de siglo más tarde, Juan de la Cruz Posada (1936) publicó el primer mapa geológico de

Antioquia. En este mapa en colores, publicado a escala 1:2.000.000, se distinguían tres grupos de rocas predominantes: Rocas paleozóicas, mesozóicas y cenozoicas. El texto que acompaña este mapa tiene unas pocas referencias sobre la geología de II-B. El profesor Gerardo Botero A. (1940 a, b; 1941, 1942) publicó los primeros estudios geológicos modernos hechos en II-B, incluyendo un reestudio (Botero A., 1940 a, b) de la localidad fosilífera de Cristalina que había sido descrita por Harrison (1930). En 1946 el Servicio Geológico Nacional publicó un mapa geológico de Antioquia más detallado que el publicado por Posada (1936). Este mapa, en escala 1:1.000.000, muestra 11 unidades e incorpora gran parte del trabajo de Botero. Los otros estudios geológicos en II-B están restringidos a estudios de minas o de calizas para fábricas de cemento y ninguno incluye discusiones sobre la geología regional. Muy pocos de estos estudios han sido publicados y la mayoría se encuentran como informes del Servicio Geológico Nacional, del Ministerio de Minas y Petróleos o de la Zona Minera de Medellín.

METODOS DE TRABAJO

Aunque el conocimiento geológico de II-B era muy limitado, esta área había sido prospectada (principalmente para oro) por más de cuatro siglos. Desde el comienzo del presente trabajo fué claro que con estos antecedentes históricos el guía para encontrar depósitos minerales aún no descubiertos, sería la cartografía geológica regional sistemática y detallada. Por esta razón, la cartografía geológica fue la base del trabajo en II-B y los mapas geológicos (Pls. I, II) que acompañan este informe, son el producto directo del programa del Inventario. En el Cuadro No. 2 se resume la cartografía hecha en II-B hasta 1969.

La mayor parte de la información geológica fue tomada de afloramientos de roca fresca en los lechos de las quebradas. En los caminos de herradura y en los cortes de las carreteras y del ferrocarril, se obtuvieron algunos datos adicionales, en estos sitios solo ocasionalmente se encuentra roca fresca. Los datos de campo fueron colocados en mapas topográficos a escala 1:25.000 ("Cartas

AREA	Km ²	de II-B
Subzona II-B	19.033	100
Cartografiado por I.M.N. (Pls. I, II)	11.072	58
Cartografiado antes del I.M.N. <u>1/</u>	1.293	7
Ingeominas <u>2/</u>	1.716	9
Sin cartografía <u>3/</u>	4.952	26

- 1.. Servicio Geológico Nacional (1957) Cuadrángulo K-9
2. Parte norte del cuadrángulo H-9 cartografiado en 1969
3. La mayor parte de la zona sur de II-B al sur del área cartografiada por el I.M.N fue cartografiada por Ingeominas durante 1970 y 1971. Por ello no se incluye en este cuadro, pero se muestra en la Plancha III.

AREAS CON CARTOGRAFIA GEOLOGICA EN II-B HASTA 1969

CUADRO 2.

Preliminares” del I.G.A.C., Bogotá) o sobre fotografías aéreas a escala 1:60.000. Sin embargo, la escala de trabajo en el campo varía entre 1:50.000 y 1:100.000 ya que en muchos lugares las poligonales geológicas se hicieron separadas 1 a 2 km o más. La localización de muchos lugares citados en este informe se da por un sistema simple de coordenadas. Los mapas geológicos (Pls. I y II) se han dividido en rectángulos de 10 km en dirección N-S por 15 km en dirección E-W. Estos rectángulos, que coinciden con los mapas topográficos de escala 1:25.000, usados en el trabajo de campo, están marcados, de oeste a este, con las letras “a” hasta “f” y numerados de norte a sur de 1 hasta 16. Así el municipio de Maceo está localizado en c-7 (Pl.I) y el de San Carlos en b-11 (Pl. II).

En el Cuadro No. 3 se hace la relación de las planchitas 1:25.000 con su correspondiente localización en las Planchas I y II.

Se describieron más de 40.000 afloramientos y se tomaron más de 10.000 muestras de rocas, que fueron estudiadas en el laboratorio y a algunas de ellas se sometieron a pruebas físicas sencillas. Se hicieron 1.200 secciones delgadas cuyas descripciones se encuentran en las oficinas de Ingeominas en Medellín.

Se efectuó un estudio detallado de aquellos depósitos minerales que pudieran tener alguna importancia económica potencial.

La nomenclatura petrográfica usada en el presente informe sigue las siguientes normas: las rocas metamórficas se clasifican de acuerdo a su composición mineralógica, textura y estructura; los componentes minerales se dan de acuerdo a su abundancia relativa y en el nombre de la roca se dan los minerales accesorios únicamente si éstos tienen un significado petrológico especial. Por ejemplo en un neis de cuarzo-plagioclasa-biotita-sillimanita, la sillimanita puede ocurrir únicamente en trazas, pero su sola presencia tiene fuertes implicaciones petrológicas y por ello, se incluye en el nombre de la roca. La clasificación de las rocas ígneas se hizo según Wahlstrom (1947, p. 265-338). Aunque esta clasificación tiene algunos inconvenientes (por ejemplo, el rango demasiado amplio de las cuarzodioritas) se siguió debido a que es fácil de aplicar tanto en el

LETRA-NUMERO	PLANCHA	LETRA-NUMERO	PLANCHA
a-1	117-I -A	c-11	148-IV-A
a-2	117-I -C	c-12	148-IV-C
a-3	117-III-A	c-13	168-II -A
a-4	117-III-C	c-14	168-II -C
a-5	132-I -A	c-15	168-IV-A
a-6	132-I -C	c-16	168-IV-C
a-7	132-III-A	d-1	117-II -B
a-8	132-III-C	d-2	117-II -D
a-9	148-I -A	d-3	117-IV-B
a-10	148-III-C	d-4	117-IV-D
a-11	148-III-A	d-5	132-II -B
a-12	148-III-C	d-6	132-II -D
a-13	168-I -A	d-7	132-IV-B
a-14	168-I -C	d-8	132-IV-D
a-15	168-III-A	d-9	148-II -B
a-16	168-III-C	d-10	148-II -D
b-1	117-I -B	d-11	148-IV-B
b-2	117-I -D	d-12	148-IV-D
b-3	117-III-B	d-13	168-II -B
b-4	117-III-D	d-14	168-II -D
b-5	132-I -B	d-15	168-IV-B
b-6	132-I -D	d-16	168-IV-D
b-7	132-III-B	e-1	118-I -A
b-8	132-III-D	e-2	118-I -C
b-9	148-I -B	e-3	118-III-A
b-10	148-I -D	e-4	118-III-C
b-11	148-III-B	e-5	133-I -A
b-12	148-III-D	e-6	133-I -C
b-13	168-I -B	e-7	133-III-A
b-14	168-I -D	e-8	133-III-C
b-15	168-III-B	e-9	149-I -A
b-16	168-III-D	e-10	149-I -C
c-1	117-II -A	e-11	149-III-A
c-2	117-II -C	e-12	149-III-C
c-3	117-IV-A	e-13	169-I -A
c-4	117-IV-C	e-14	169-I -C
c-5	132-II -A	f-5	133-I -B
c-6	132-II -C	f-6	133-I -D
c-7	132-IV-A	f-7	133-III-B
c-8	132-IV-C	f-8	133-III-D
c-9	148-II -A	f-9	149-I -B
c-10	148-II -C	f-10	149-I -D

Planchas a Escala 1:25.000 en la Zona II-B

CUADRO 3

campo como en el laboratorio. Se hicieron análisis modales de algunas rocas ígneas faneríticas. Estos análisis, lo mismo que algunos químicos, se dan en páginas posteriores. Las rocas finogranulares de dique fueron clasificadas de acuerdo a su composición y a la abundancia relativa de fenocristales. Las rocas sedimentarias tienen su nombre de campo, aunque éste en muchos casos, no se aproxima al refinamiento de la nomenclatura moderna de la petrografía sedimentaria, debido en parte a que muy pocas de estas rocas fueron estudiadas en sección delgada y además, como la mayoría de ellas, son de grano muy fino no fáciles de clasificar macroscópicamente.

El tamaño de algunos cuerpos de roca, debido a su significado geológico o a su posible importancia económica, fue exagerado en los mapas geológicos. Estos cuerpos son: lentes de anfibolita, mármol y talco en neises feldespáticos y aluminicos y estratos de caliza en el shale cretáceo.

AGRADECIMIENTOS

Las secciones delgadas fueron elaboradas bajo la dirección del señor Humberto Villegas en los laboratorios del Servicio Geológico Nacional en Bogotá. Los fósiles identificados por paleontólogos de la misma entidad aunque algunos lo fueron en Washington D.C. por paleontólogos del Servicio Geológico Americano. Los análisis químicos de rocas, lo mismo que una determinación radiométrica, fueron hechos en los laboratorios del Servicio Geológico Americano en Washington D.C. Una determinación de K-Ar sobre una muestra de diorita fue hecha en los laboratorios de Denver del Servicio Geológico Americano y otra, de una muestra del Batolito Antioqueño se llevó a cabo en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Brown bajo la dirección del profesor Bruno J. Gileti. Los análisis de sulfuros y de rocas calcáreas, lo mismo que los ensayos por copelación para oro y plata, fueron hechos en los laboratorios de la Zona Minera de Medellín bajo la dirección de los ingenieros Guillermo Serna, Pedro Hernández y Leonardo Restrepo. Taissir Kassem hizo la fotointerpretación preliminar de algunas áreas antes de la cartografía de campo y la fotointerpretación final de las

áreas de aluviones y de sedimentos terciarios a lo largo del río Magdalena. William Jaramillo, Amparo Ruiz y María E. Jiménez fueron los dibujantes.

Varios geólogos de campo colaboraron de una manera u otra en la preparación de este informe: Octavio Ramírez y Carlos Jairo Vesga con sus descripciones petrográficas; Hernando Lozano hizo una compilación bibliográfica de los estudios geológicos hechos anteriormente en II-B además de las estadísticas mineras y los datos meteorológicos; Octavio Ramírez dibujó las isógradas en la mitad norte de la Plancha I y en la mitad sur de la Plancha II, Elkin Oquendo hizo la compilación estadística de las asociaciones minerales encontradas en las rocas metamórficas a partir de los análisis de las secciones delgadas; Hernán Gómez y Pedro Marín colaboraron en el dibujo.

Las siguientes personas y compañías colaboraron en los trabajos del IMN en II-B: Mr. Hubert von Staufen consultor minero de Medellín; cementos Nare S.A.; Mr. Michael A. Borke y la Frontino Gold Mines Ltd.; Mr. E. Moseley Williams y Pato Consolidated Gold Dredging Ltd.; Mrs. Warren y Walter Zeibell de la mina La Viborita; Mr. J.M. O'Dowd y Texas Petroleum Company; Sr. Ernesto Vélez e Industrias Roca Ltda.; Ferrocarriles Nacionales de Colombia; Cuerpos de Paz; Ingenieros Eduardo Gómez y Gonzalo Pérez y señores Mario Tabares y Octavio Gartner de la Facultad de Minas de Medellín.

El profesor Gerardo Botero dispuso generosamente de su tiempo en discusiones tanto en la oficina como en el campo. Su considerable conocimiento personal de la geología de Antioquia, adquirida a través de más de 40 años dedicados a trabajos ocasionales en el campo, fue de gran ayuda y por ello merece el más amplio agradecimiento. El profesor Roy J. Shelman de la Universidad de California con quien se efectuaron varias salidas al campo, hizo varias sugerencias sobre los efectos del tectonismo reciente en la geomorfología. El profesor James Case de la Universidad de Texas suministró al Inventario los datos gravimétricos colectados por él en la parte nor-occidental de Colombia antes de su publicación. Muchos de estos datos fueron usados para decidir entre varias

alternativas en la interpretación de las estructuras y por ello merece nuestro sincero agradecimiento.

Gran parte de la cartografía no hubiese sido posible sin la colaboración de los campesinos y de los propietarios de fincas pero son tan numerosos que es imposible mencionarlos individualmente. Sin embargo, nuestro agradecimiento más especial es para el grupo de geólogos jóvenes citados en los mapas (Pl. I, II) cuyo trabajo de campo es la principal contribución del Inventario Minero Nacional en II-B. Todos trabajaron en las condiciones de campo más primitivas en áreas remotas, muchas de ellas a dos días en mula de la carretera o ferrocarril más cercano. Este informe es en parte un tributo a su entusiasmo y perseverancia para vencer estos obstáculos.

ROCAS ESTRATIFICADAS

Las rocas precámbricas forman un mosaico, limitado por bloques fallados, parcialmente cubierto por sedimentos más jóvenes e intruído por rocas ígneas, entre la falla de Otú y el Valle del Magdalena. Las rocas precámbricas son principalmente neises cuarzo-feldespáticos en los cuales se encuentran esporádicamente, lentes de anfibolita y de mármol con silicatos de calcio. Estas rocas se consideran precámbricas debido a que estratos del Ordoviciano las suprayacen en inconformidad; esta relación se puede observar claramente en la quebrada La Miguera y sus tributarios cerca a Cristalina (e-9).

PRECAMBRICO

NEISES CUARZO - FELDESPATICOS

La mayor parte de las rocas precámbricas en II-B son neises cuarzo-feldespáticos leucocráticos de grano fino a grueso y de color gris claro a rosado. Los mejores afloramientos se encuentran en el río Cupiná entre las fallas de Palestina y Cimitarra (e-6), en la quebradas El Vapor (e-8) y Malena aguas abajo de la estación de

Sabaletas sobre el Ferrocarril de Antioquia (e-8). La mayoría de los neises tienen una lineación bien definida y en algunos afloramientos ésta es la única estructura reconocible. La lineación se debe generalmente a agregados en forma de lápiz de 3 a 5 mm de diámetro y 5 a 10 cm de longitud de cuarzo ahumado en una matriz de feldespatos granular o a la orientación de las láminas de biotita. Algunas veces la lineación se debe al paralelismo de los ejes de los pliegues menores.

Feldespatos y cuarzo constituyen más del 85% del neis en la mayoría de los afloramientos. El feldespatos potásico y la plagioclasa están en proporciones similares en la cuarcita. El feldespatos potásico es ortoclasa en algunas muestras y microclina en otras y por lo general está fresco, ligeramente peritítico y comúnmente presenta evidencias de deformación mecánica. La plagioclasa varía de oligoclasa a andesina, débilmente maclada, ligeramente empolvada a saussuritizada y, como el feldespatos potásico, está deformada. Biotita y moscovita coexisten en la mayoría de las muestras; ambas son de grano fino y le dan al neis un lustre sedoso en los planos de foliación. El mineral accesorio más común es monazita en cristales subhedrales, fracturados y mayores de 1 mm. Otros accesorios son escasos. El material que dio origen a los neises fue variado. En algunos lugares los neises parecen ser rocas plutónicas félsicas metamorfoseadas, mientras que en otros, están estratificados y parece haberse formado a partir de sedimentos. Sin embargo, la mayoría, a pesar de su aspecto metaígneo, son demasiado ricos en cuarzo (por lo general 40-50%) para haberse derivado de rocas ígneas normales. Pero por otro lado ninguna de las muestras estudiadas tiene la composición de los sedimentos comunes tales como shales o areniscas cuarzosas. Aparentemente, el metamorfismo de estas rocas no fue isoquímico.

ANFIBOLITA

Lentes concordantes de un metro hasta de varias decenas de metros de espesor de anfibolita bandeada, gris verdosa a negra y de grano medio se encuentran esporádicamente en los neises cuarzo-feldespatíticos. La anfibolita no fue estudiada en detalle; está

compuesta principalmente, de hornblenda verde y plagioclasa parcialmente saussuritizada. Su origen se desconoce.

MARMOL

Bancos delgados de mármol de grano grueso, de color blanco manchado por silicatos de calcio y por lo general fuertemente plegados, se encuentran en los neises cuarzo-feldespáticos. Son especialmente abundantes al este noroeste de La Susana en el triángulo formado por la falla de Otú y los ríos Cupiná y Alicante (e-6). Una sección delgada de uno de estos lentes muestra que el mármol puede ser cataclástico. Está compuesto por calcita (72%), diópsido (8%) y antigorita pseudomorfa según forsterita (20%). Cinco lentes pequeños al este de la falla de Palestina y 22 km al sureste de Remedios (e-3) están compuestos exclusivamente por silicatos de calcio.

Los mármoles se formaron por metamorfismo regional de alto grado de calizas magnesianas. La presencia de estas capas de mármol implica que los neises encajantes son de origen metasedimentario.

ORDOVICIANO

Rocas sedimentarias y metasedimentarias del Ordoviciano afloran cerca a Cristalina (principalmente en e-9) y son las únicas rocas en II-B que han sido tratadas extensamente en la literatura geológica (Harrison, 1930, p. 407; Botero A., 1940a, 1940b). Sin embargo, su relación con las rocas metamórficas e ígneas de la Cordillera Central era desconocida; ahora, basados en la cartografía del IMN, se determinó, que las rocas del Ordoviciano cubren un área pequeña (cerca de 45 km²) y que están separadas del conjunto de rocas metamórficas de la Cordillera Central por fallas regionales de rumbo con grandes desplazamientos.

Los afloramientos de las rocas del Ordoviciano son pobres debido a su poca resistencia a la meteorización y al bajo relieve en el área donde ellas ocurren. El único afloramiento grande está en la quebrada La Miguera, aguas arriba del stock de diorita en e-9. Las rocas principales son: Shale negro o gris, limolitas silíceas y meta areniscas feldespáticas. La caliza intercalada que se encuentra esparcida se describe más adelante. Las metalimolitas feldespáticas son las rocas más resistentes y en algunos lugares, forma saltos en las quebradas. El lustre en ciertos planos de estratificación se debe a mica fino granular, la biotita metamórfica constituye hasta el 10% en algunas muestras. En el oeste las rocas han sido débilmente metamorfoseadas, pero hacia el sureste están más recristalizadas y cerca al contacto fallado con rocas volcánicas en la parte sur de e-9 los estratos pelíticos son filitas y a veces esquistos finogranulares.

El espesor de las rocas ordovicianas es, probablemente, de unos pocos centenares de metros. No es posible una determinación más exacta debido a los plegamientos complejos, fallamiento y a los malos afloramientos.

Graptolites colectados por Harrison (1930, p. 407) e identificados por el Dr. G.L. Elles como *Didymograptus extensus* Hall, *D. Nitidus* Hall, *D. gibberulus* Nich y *D. hirundo* Salt dan una edad Ordoviciano Inferior (Arening), para las rocas de Cristalina. La misma fauna fue colectada por Botero A. (1940a, 1940b) y por geólogos de la Texas Petroleum Company (William Wallace, III, comunicación oral, 1967) en varios afloramientos de la quebrada La Miguera. En Mayo de 1968, el profesor Botero con Héctor Rico, Darío Barrero y Tomás Feininger colectaron *Didymograptus* sp de afloramientos en una pequeña quebrada entre la quebrada La Miguera y el Ferrocarril de Antioquia. Los fósiles colectados por el profesor Botero se encuentran en la colección paleontológica de la Facultad Nacional de Minas, Medellín.

Cerca de 20 lentes de caliza y mármol están interestratificados con los estratos pelíticos del Ordoviciano. El lente más occidental, típico por estar bien expuesto en las antiguas canteras de Cementos Argos en la Estación Sabaletas (e-8), está compuesto por caliza arcillosa, finogranular, de color gris y finamente laminada.

Hacia el sureste, tanto las calizas como las rocas encajantes presentan progresivamente, una recristalización más intensa. El lente más suroriental es de mármol blanco de grano medio. Excluyendo un lente de mármol de 100 m de espesor en la quebrada Las Iglesias (e-9), el espesor de los lentes varía entre 1 y 30 m. Hernando Lozano y Tomás Feininger hicieron en 1967 un estudio detallado en las antiguas canteras de la Estación Sabaletas pero no encontraron fósiles. El profesor Fritz Stibane, del Geologisch Paleontologisches Institut, Der Justus Liebig Universität, Giessen, West Germany, en estudios posteriores en las mismas canteras tampoco halló fósiles (comunicación oral, 1967).

Calizas y mármoles de dos localidades vecinas se han correlacionado tentativamente, con las calizas del Ordoviciano. El cuerpo mayor, en la confluencia de la Quebrada Normandía con el río Alicante (e-6), es un cuerpo de caliza gris de 2 x 0.5 km con plegamiento complejo y planos de exfoliación gráficas brillantes. Este cuerpo reposa sobre neises precámbricos. La otra ocurrencia está en la Estación Calera (e-8) donde tres lentes de mármol blanco se explotan para cal agrícola; estos varían considerablemente en textura y están asociados, en el área, con dioritas y rocas volcánicas.

ROCAS VOLCANICAS FELSICAS E INTERMEDIAS AL ESTE DE LA FALLA DE OTU

Rocas volcánicas intensamente fracturadas afloran pobremente al este de la falla de Otú cerca a Puerto Berrío. Estas rocas se han subdividido provisionalmente, en dos unidades: una porfirítica y otra afanítica separadas por fallas de rumbo norte a noreste, quedando la unidad porfirítica hacia el oeste.

• El tamaño del grano en las rocas volcánicas es demasiado fino para determinar su composición únicamente con el estudio de las secciones delgadas. Se han clasificado, tentativamente, como félsicas e intermedias de acuerdo al color y a la gravedad específica.

La edad de las rocas volcánicas no puede determinarse con

exactitud. En la Estación Calera, sobre el ferrocarril, suprayace un mármol posiblemente correlacionable con las calizas del Ordoviciano. Las rocas volcánicas son más antiguas que la diorita jurásica en la cual se encuentran como inclusiones, esto puede observarse claramente en el cruce de una carretera, 11 km al oeste de Puerto Berrío, con la Quebrada La Bramadora (e-7).

UNIDAD PORFIRITICA

Las rocas de esta unidad son finogranulares, de color gris a crema y con menos del 1% hasta 30% de fenocristales. El tamaño de los fenocristales varía entre 1 y 8 mm, estando la mayoría entre 4 y 5 mm y son principalmente, de feldespato subhedral y localmente de hornblenda o de agregados de biotita desmenuzada. La roca es masiva a laminada. La laminación es similar a la estructura de flujo en las lavas.

Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran en la quebrada La Austria, en las cabeceras de la quebrada Santa Cruz (e-7) y en la quebrada La Blanquita (e-7, -8).

UNIDAD AFANITICA

Está formada por rocas afaníticas a fino granulares, masivas, de color gris claro, gris verdoso y negro. En unos pocos lugares las rocas son porfiríticas con un 1% de fenocristales de feldespato por lo general menores de 1 mm de diámetro. Localmente presentan una débil laminación, observable especialmente sobre superficies meteorizadas. Las afanitas negras meteorizan a una greda gris y parece como si fueran lavas vítreas recristalizadas.

Los mejores afloramientos se encuentran en la quebrada La Malena, aguas abajo de la Estación Calera (e-8), en los cortes de la carretera al este de Puerto Berrío (e-8, f-7, -8) y en el curso inferior de la quebrada San Cruz (f-7).

CRETACEO

Rocas volcánicas y sedimentarias del Cretáceo, antes no conocidas en II-B, se encuentran en varios sitios y localmente tienen gran extensión. Estas rocas son prominentes en la parte sur de II-B, especialmente, al sur de San Luis y en la parte noreste, al este de la falla de Otú. Otras áreas menores se encuentran cerca a Amalfi (a-3) y en una franja de dirección norte - sur que cruza el Ferrocarril de Antioquia cerca a Cabañas (d-9), al este de la Falla de Palestina.

Las rocas del Cretáceo fueron estudiadas menos detalladamente que la mayor parte de las otras rocas en II-B; esto se debió en parte, al grano muy fino de la mayoría de las rocas sedimentarias y al estado de alteración de las rocas volcánicas; además la topografía desarrollada en las rocas del Cretáceo es muy abrupta y por lo tanto, son regiones poco pobladas donde la accesibilidad es difícil.

Se definieron cuatro unidades: Tres sedimentarias y una esencialmente volcánica. El espesor total no pudo determinarse debido a las complejidades estructurales, los afloramientos inadecuados y a la ausencia de estratos guías. Sin embargo, la extensión de las rocas cretáceas al sur de San Luis, sugiere que su espesor puede ser, localmente, mayor de 1000 m.

SHALE

Sin lugar a duda la mayor unidad cartografiada de rocas cretáceas fue la de shale. Esta unidad tiene una gran extensión al sur de San Luis y al este de la falla de Otú, en la parte noreste de II-B. Áreas pequeñas formadas exclusivamente por shales o en las que predomina esta roca se encuentran en Amalfi y en una franja de dirección norte-sur entre las fallas de Nus y El Bagre al este de la falla de Palestina. Una pequeña área de argilitas y ortocuarcitas grises en El Huevo, aproximadamente 15 km al suroeste de Amalfi, es continua

al occidente, con una franja de rocas sedimentarias denominada Formación San Pablo en II-A. Las rocas de la zona del Huevo se incluyen con la unidad shale por conveniencia. La descripción de la Formación San Pablo, hecha por Hall, et al, se encuentra en el capítulo sobre la geología de II-A.

Los mejores afloramientos del shale se encuentran al sur de San Luis, en los ríos Santo Domingo, Verde, Samaná Norte y sus tributarios; algunos de estos afloramientos son continuos por centenares de metros y proporcionan una sección completa este-oeste a lo largo del rumbo de la unidad. El shale al este de la falla de Otú únicamente está bien expuesto en la esquina noreste del área cartografiada donde se encuentran muy buenos afloramientos en la quebrada El Salado (d-1, e-1) y en una quebrada sin nombre, que fluye hacia el norte 10 km al este de Segovia (e-1). Sin embargo, al este de la falla de Otú los afloramientos de shale son escasos y malos.

Litológicamente predomina un shale orgánico de color negro; pero en algunos afloramientos meteorizados toma un color gris. Este shale está bien expuesto en los cortes de la carretera de Amalfi al aeropuerto (a-3). Otras rocas interestratificadas con el shale son: chert, limolitas, areniscas grawáquicas, conglomerados intraformacionales con fragmentos principalmente, de shale negro, cantos de conglomerado cuarzoso, lodolitas y rocas volcánicas de composición intermedia de color gris verdoso. La abundancia de estas rocas puede ser, localmente, igual a la del shale pero por lo general, es del 20% o menor.

El shale, en todos los sitios, está intensamente plegado, fracturado y cizallado. La estratificación es vertical a subvertical, pliegues menores son comunes y los planos de estratificación están microplegados o estriados y presentan por lo general, un brillo filítico débil. Cuando el shale es rico en materia carbonosa el cizallamiento ha producido superficies de abrasión de color negro brillante sin una dirección definida. Rocas de este tipo están bien expuestas en una mina de oro adyacente a la falla del Nus, 0.8 km al norte de Cabañas (d-9).

Las rocas sedimentarias del Cretáceo y los sedimentos no

consolidados del Terciario del Valle del Magdalena, están bien estratificados. Pequeñas estructuras de arrastre interrumpen los planos de estratificación en gran parte de las areniscas y wacas interestratificadas con el shale cretáceo y puede observarse estratificación cruzada, en los sedimentos terciarios, en los cortes de la carretera al oeste de Puerto Berrío (f-7, -8).

Fósiles por lo general, mal preservados y deformados se encuentran esporádicamente en el shale (Cuadro 4). Los fragmentos más abundantes son los de plantas siguiendo ammonites, pelecípodos y gasterópodos. Fósiles de cuatro localidades, ampliamente espaciadas entre sí, fueron identificados (Cuadro 4, Nos. 2 - 5). Basados en la uniformidad litológica en todo II-B; el shale se ha asignado tentativamente, al Cretáceo Inferior.

La inconformidad entre el shale y las rocas metamórficas de la Cordillera Central en II-B no está clara en muchos lugares. La mayoría de las rocas de la unidad shale están finamente laminadas y cuando los planos de estratificación presentan brillo filítico son muy difíciles de distinguir de los esquistos sericíticos o de cuarcitas finogranulares laminadas del grupo de rocas metamórficas.

En un solo lugar está expuesta la inconformidad en la base del shale; esta localidad está 2.5 km N30°E de Amalfi, sobre el camino al Alto del Español (a-3). Un estrato de 80 cm de espesor de conglomerado con cantos de cuarzo subyace concordantemente el shale negro y suprayace, con una discordancia de 90°, un esquisto sericítico que contiene porfiroblastos sericitizados de andalucita. El tectonismo posterior al shale ha causado una estratificación vertical en el shale, mientras que la foliación del esquisto es casi horizontal.

CALIZAS

Unos pocos lentes de caliza finogranular, de color gris, cortada por una red de venas de calcita de un milímetro de ancho, ocurren interestratificados con el shale en la falla de Otú y cerca a ella, 7 km al sur del ferrocarril. Estos lentes son delgados y probablemente no alcanzan más de unas pocas decenas de metros en espesor. No se encontraron fósiles.

No. PLANCHA Y FORMACION	LOCALIZACION Y COORDENADAS	FOSILES	EDAD	IDENTIFICADO POR:
1 e - 1 Ksh	Quebrada sin nombre 10 km al este de Segovia X = 1.275.100; Y = 940.300.	Amonitas		
2 e - 1 Ksh	Quebrada Corrales, 8.4 km N81°E de Remedios X = 1.270.600, Y = 940.300.	<u>Alcanthoplites (?)</u>	Aptiano Superior a Albiano Inferior	R.W. Imlay, Paleontology and Stratigraphy Branchs U.S.G.S.
3 d - 1 Ksh	Quebrada El Salado, aproximadamente 8 km al sureste de Segovia. Desde X= 1.272.450; Y = 938.450 hasta X = 1.273.150; - Y = 939.850.	<u>Weichselia sp</u> <u>Neocomitinas</u> <u>(Cuyaniceras? sp)</u> <u>Inoceramus sp</u> <u>Trigonia sp. T.v-</u> <u>costata Lycett.</u>	Cretáceo Inferior	Diana Gutiérrez P. I.M.N., Bogotá.
4 a - 3 Ksh	Alto El Español, 20 km N39°E de Amalfi X= 1.257.300, X= 891.000.	<u>Perissonota</u> <u>nuculoides</u> <u>Gabb, Cardium?</u> <u>spec, y Corbis</u> <u>Pulchelliphila</u> <u>Gerhardt</u>	Hauteriviano a Albiano Inferior	Hans Bürgl, Bogotá.
5 b - 14 Ksh	1.1 km N86°E de la confluencia de los Ríos Samaná Norte y Chumurro X = 1.148.200; Y = 903.400.	<u>Brancoceras (?)</u>	Albiano Medio?	Diana Gutiérrez P. I. M. N., Bogotá.
6 b - 14 Ksh	3.0 km N47°W de Aquitania X= 1.140.000; Y= 898.900.	Amonitas		
7 b - 16 Kv	Río Claro, 8.0 km S4°W de Aquitania X = 1.130.000; Y= 900.500.	Pelecípodos		

LOCALIDADES FOSILIFERAS, ROCAS CRETACEAS

CUADRO 4.

CONGLOMERADOS

Conglomerados y areniscas silíceas interestratificados con estratos de espesor variable de menos de un metro hasta cerca de 100 m ocurren, esporádicamente, intercalados con shale y rocas volcánicas al sur de San Luis y cerca de Amalfi. Otros estratos, probablemente, con centenares de metros de espesor, se encuentran cubriendo el Cerro Castellón, 2,5 km al suroeste de San Luis (b-13), en los Altos Taparal y Risaralda, en la Cuchilla y en el Cerro Rabo de Chucha, 12 km al sur-suroeste de Amalfi (b-4). Bloques residuales de conglomerado de 0.5 a 1.0 m de diámetro sobre el Batolito Antioqueño se encuentran 13 km al este de San Rafael (b-10).

La mayor parte de estos conglomerados están formados por cantos, aproximadamente esféricos, de cuarzo lechoso en una matriz cuarzo arenosa. El tamaño de los cantos varía entre menos de 1 cm y mas de 10 cm de diámetro, aunque la mayoría está entre 1 y 3 cm.

La mayor parte del conglomerado está tan silicificado que parece cuarzo lechoso masivo. Sin embargo, un estudio cuidadoso de las superficies meteorizadas revela por lo general, la textura y estructura del conglomerado. El conglomerado silicificado es una roca especialmente resistente y forma saltos en algunas quebradas y en la cima de algunos cerros.

Los cantos de algunos de los conglomerados interestratificados con los shales y rocas volcánicas al sur de San Luis están compuestos parcial o totalmente de chert, rocas volcánicas finogranulares y rara vez de rocas ígneas y metamórficas.

ROCAS VOLCANICAS

Rocas volcánicas asociadas con la unidad shale y de extensión cartografiada sólo se encontraron en el borde noreste de II-B, al este de la falla de Otú. Sin embargo, los afloramientos

son dispersos y las exposiciones buenas sólo se encuentran en el lado este de las quebradas al este noreste de Segovia (d-1).

Las rocas volcánicas son gris claras verdosas, masivas a filíticas, finogranulares a afaníticas y por lo general cizalladas, fracturadas y alteradas. Su composición es, probablemente, andesítica o dacítica aunque la mayor parte de los minerales están alterados a clorita, actinolita y saussurita y en ninguna de las muestras puede determinarse la composición o textura original. La única excepción es una dacita fresca, posiblemente una toba de cristales, que se encuentra en la quebrada Corrales 7.2 km N 77° E de Remedios (d-1). Esta es porfirítica, de color gris claro, masiva a débilmente laminada. Los fenocristales forman un cuarto a un tercio de la roca, de tamaño variable entre 2 y 5 mm y son principalmente de oligoclasa euhedral blanca, biotita cloritizada con menor cantidad de cuarzo anhedral. La roca está interestratificada con shale negro, fosilífero del Aptiano Superior al Albiano Inferior (?) (Cuadro 4, No.2).

Las rocas volcánicas y los sedimentos interestratificados en la unidad volcánica (Kv), tienen al menos superficialmente, una gran similitud con la Formación Quebrada Grande cerca a Medellín (Botero A., 1963, p. 44-54) 90 km al noroeste. El profesor Botero (1963, p. 54; comunicación oral, 1969) asignó el Quebradagrande al Cretáceo Superior basado en fósiles de esta edad encontrados en rocas similares litológicamente, en la Cordillera Occidental entre Cali y Buenaventura, unos 300 km al suroeste de Medellín. Sin embargo, como la correlación es un poco dudosa y por no conocerse fósiles cretáceos más jóvenes al Albiano en la Cordillera Central, las rocas volcánicas en II-B se consideran como del Cretáceo Inferior.

TERCIARIO

ROCAS SEDIMENTARIAS

Sedimentos continentales del Terciario bordean el Río Magdalena a todo lo largo del límite este de II-B. Estos sedimentos fueron poco estudiados en el campo y sus contactos se cartografiaron

sobre fotografías aéreas. Las áreas cartografiadas como sedimentos terciarios incluyen, en algunos lugares, terrazas de niveles antiguos y recientes, del río Magdalena.

El Terciario se caracteriza por una topografía ondulada y baja; los afloramientos son malos y escasos y las mejores exposiciones están en los cortes frescos, cerca a Puerto Berrío (f-7, -8) de la carretera, en construcción, a San José (1969). Otros afloramientos se encuentran en los cauces de algunas quebradas y ríos que cortan el Terciario.

La mayor parte de los sedimentos terciarios están poco consolidados o solo débilmente cementados. Las rocas predominantes, todas bien estratificadas, son conglomerados, areniscas bien o mal seleccionadas y limolitas. Los cantos en el conglomerado son principalmente de cuarzo lechoso, chert, rocas volcánicas afaníticas y en menor proporción de esquistos y neises. No se encontraron fragmentos del Batolito Antioqueño y cantos de más de 5 cm son raros. Estratos de arenisca tobácea, feldespática, de cerca de 15 m de espesor están expuestos en los cortes de la carretera al oeste de Puerto Berrío.

Una exposición mala y aislada de 8.6 x 2.0 km de rocas terciarias bien cementadas se encuentra en la cima de pequeños cerros 17 km al oeste de Puerto Berrío (e-7, -8). La litología es muy similar a las de los sedimentos no consolidados excepto para los estratos gruesos de una roca curiosa de color negro hollín, posiblemente volcánica, con numerosas bandas de 1 x 10 mm de color gris claro y que está bien expuesta en los cortes de la carretera al oeste de Puerto Berrío, 1 km al este de la Hacienda El Oasis.

Las rocas terciarias yacen horizontales o buzan ligeramente hacia el oeste pero las rocas bien cementadas tienen posiciones más variables. Todas suprayacen inconformemente las rocas cristalinas aumentando el espesor hacia el este. Bloques residuales de conglomerado y pedazos de madera silicificada que se encuentran sobre rocas cristalinas a muchos kilómetros del límite actual de las rocas terciarias, indican que éstas se extienden hacia el oeste y es

posible que pequeños remanentes de sedimentos terciarios en la cima de algunos cerros no se hubieran cartografiado.

La edad precisa de las rocas terciarias no se conoce. Los únicos fósiles encontrados fueron fragmentos de madera silicificada que en algunos lugares son muy abundantes y parte de la cual es apropiada para museos.

La litología y la topografía de las rocas terciarias son similares a las del Plioceno (?) de la Formación Mesa (Servicio Geológico Nacional, 1957) en el Valle del Magdalena cerca al límite sureste de la zona II y podrían correlacionarse.

ALUVIONES

Un grupo de aluviones del Terciario, en terrazas elevadas con relación al cauce actual de las corrientes se encuentra entre Amalfi (a-3) y Anorí (a-1). Los mayores son los de La Viborita, 2 km al norte de Amalfi y los de San Benigno, Chamuscados y cerca a Anorí.

Los depósitos están formados por arcillas gravas; su selección es mala a regular y la estratificación fluvial es común. En algunos lugares, especialmente en Chamuscados más de un tercio de los cantos en los lechos de grava son de cristales de andalucita sericitizada derivados de los porfiroblastos de los esquistos adyacentes. Se encuentra madera carbonizada en algunas capas arcillosas. Estos depósitos son, relativamente, resistentes a la erosión y comunmente cubren la cima de cerros. Terrazas bien definidas no se encuentran, pero el aluvión de La Viborita se presenta en dos niveles y el inferior es explotado para oro con monitores.

El alineamiento de los depósitos y su pendiente general norte-noroeste, sugiere que fueron depositados por un río que corría en esta dirección. Además, cantos de andalucita sericitizada se encuentran en el remanente de un aluvión similar al oeste del cañón del río Nechí, en II-A 16 km N81°W de Anorí (A. Estrada,

comunicación oral 1966). Estas provendrían de la ocurrencia más noroccidental de esquistos con andalucita y reforzaría la interpretación de que el transporte fue de sur a norte. Esta misma interpretación fue hecha hace más de 30 años, por un autor desconocido, en un mapa que reposa en los archivos del Ministerio de Minas y Petróleos. El mapa, de 1935, intitulado "Plano de las áreas aluviales del Río Nechí", muestra claramente más de una docena de zonas aluviales conectadas por un antiguo río y tres tributarios de dirección noroeste. Sin embargo, la elevación y localización topográfica del aluvión de La Viborita pudo haber sido modificada por fallas jóvenes no encontradas en el campo debido a las malas exposiciones.

La edad de los aluviones no se conoce. El hecho de que el río que los depositó no sea cortado por los cañones de los ríos Ponce y Nechí, cada uno de más de 1000 m de profundidad, sugiere que los aluviones son anteriores al levantamiento regional. Una muestra de madera (W-2138) del nivel inferior y probablemente el más joven, del aluvión de La Viborita datada en los laboratorios del U.S. Geological Survey, Washington dió "más de 42.000" años.

ALUVIONES DEL CUATERNARIO

Depósitos superficiales no consolidados que forman terrenos relativamente planos en los valles de las tierras altas o extensas planicies en el Río Magdalena y sus tributarios, fueron cartografiados como aluviones. En los valles de las tierras altas estos depósitos son comunes sobre el Batolito Antioqueño y mármoles; menos comunes sobre rocas metamórficas feldespáticas y raros, sobre esquistos sericíticos y cuarcitas.

Estos depósitos son una mezcla de material aluvial y coluvial y están compuestos por material meteorizado, mal seleccionado y poco estratificado o tienen solamente unos pocos horizontes bien seleccionados. Los depósitos tienen generalmente no más de 100 m de ancho y la mayoría probablemente, son delgados porque algunas protuberancias de la roca del lecho que sobresalen

de ellas son comunes. No se encontraron terrazas. Las exposiciones son malas y están limitadas a bancos muy bajos a lo largo de las quebradas. Muchos de estos depósitos han sido trabajados para oro destruyendo la morfología original.

Los aluviones a lo largo del Río Magdalena y sus tributarios son de poca elevación y en algunos de los grandes ríos sobre el Batolito Antioqueño como el San Bartolomé, Porce, Nus y Guatapé, están bien estratificados y seleccionados, con capas de limo, arena y grava. Se encuentran algunas terrazas pero éstas no quedaron en los mapas geológicos.

La mayoría de los aluviones del Río Magdalena y sus tributarios, como también los depósitos aluviales - coluviales de los valles altos están siendo aumentados por las depositaciones actuales y son del Holoceno. Sin embargo, en algunos lugares, depósitos similares son cortados y erodados por las corrientes actuales; estos depósitos pueden ser, en parte, del Pleistoceno. No se hizo distinción entre los depósitos del Holoceno y los probables del Pleistoceno.

ROCAS METAMORFICAS Y METAMORFISMO DE LA CORDILLERA CENTRAL

Las rocas más abundantes en II-B son las rocas metamórficas de la Cordillera Central al oeste de la Falla de Otú y que se describen en este informe como rocas metamórficas. Así como su extensión, estas rocas varían ampliamente en composición y son el resultado de metamorfismo regional o de contacto, de intensidad muy variable. Rocas similares forman gran parte de la Cordillera Central de los Andes Colombianos (Servicio Geológico Nacional, 1948 - 1962).

A pesar de haber distinguido diez unidades de rocas metamórficas, en parte basadas en su composición química, se escogieron cuatro grupos químicos generales de acuerdo al modelo

sugerido por Turner (Williams, et al, 1954 p.175-176; Turner and Verhoogen, 1960, p. 455) por ser los más útiles durante la cartografía. Estos fueron:

1. Grupo pelítico: esquistos sericíticos, neises feldespáticos y alumínicos y parte de los neises hornbléndicos.
2. Grupo cuarzoso: cuarcitas, cuarcitas biotíticas de color oscuro y neises cuarzosos.
3. Grupo calcáreo: mármoles, skarns y neises con silicatos de calcio.
4. Grupo máfico: anfibolitas, rocas verdes y parte de los neises hornbléndicos.

La secuencia estratigráfica de las rocas metamórficas no es bien conocida. La distribución de las facies metamórficas, especialmente en el borde este de II-B, indica que las unidades principales, neises feldespáticos y alumínicos de metamorfismo relativamente alto, subyacen las cuarcitas que a su vez subyacen mármoles que corresponden a la unidad de menor metamorfismo. Estas unidades están interestratificadas entre sí. Los esquistos sericíticos son el equivalente metamórfico de más bajo grado, de los neises feldespáticos y alumínicos. Las otras seis unidades (neises hornbléndicos, skarns, neises con silicatos de calcio, anfibolitas, rocas verdes y rocas sin diferenciar) son menos abundantes y con excepción de las rocas sin diferenciar son principalmente, lentes en las cuatro unidades principales.

La secuencia metamórfica es incompleta en II-B. No se conocen ni la base ni el tope. No es posible estimar acertadamente el espesor total de estas rocas debido al plegamiento complejo y a la ausencia de capas guías. Tampoco se conocen los cambios de espesor producidos por el plegamiento. Además, deben esperarse cambios apreciables en el espesor de las rocas sedimentarias parentales debido a cambios laterales de facies sedimentarias en un área tan grande como II-B.

El bandeo composicional en esquistos, cuarcitas, mármoles

y neises al oeste de la falla de Otú, es heredado de la estratificación en las rocas sedimentarias originales (fig.2). Esto es evidente especialmente en las rocas sin diferenciar, de bajo grado de metamorfismo, donde la recristalización, por lo general, es ligera. En estas rocas, el bandeo composicional se muestra directamente como estratificación sobre el mapa geológico (Plancha III). Sin embargo, el bandeo composicional, en pequeña escala, abundante en las migmatitas de los neises feldespáticos y alumínicos y en la mayoría de las anfibolitas, puede ser el producto de diferenciación metamórfica y no estar relacionada directamente, con la estratificación original.

Sin embargo, pueden hacerse algunos cálculos sobre espesores. El mármol tiene su mayor espesor (cerca de 300 m) donde es cortado por el río Samaná Norte entre las Fallas de Palestina y Otú (d-10). Es más delgado hacia el oeste, en la quebrada Arabia, al este de la confluencia de los ríos Guatapé y Samaná Norte (c-11). Más hacia el oeste desaparece casi totalmente. Estas observaciones sugieren que el mármol se adelgaza, en forma de cuña desde cerca del Valle del Magdalena, quizás hasta solamente 30 km al oeste. La cuarcita tiene más de un kilómetro pero menos de 3 de espesor. El máximo lo tiene en una faja al sureste de San Carlos (b-11, c-11) y se adelgaza hacia el este y oeste; por ejemplo, cerca a La Susana (d-6), es de un solo kilómetro. Los neises feldespáticos y alumínicos y los esquistos sericíticos son las unidades metamórficas de mayor espesor; su máximo, expuesto es mayor de cinco kilómetros y se encuentra al norte de Amalfi y al este del Batolito Antioqueño al norte de Maceo.

La edad de las rocas metamórficas de la Cordillera Central en II-B no se conoce directamente; pero estas rocas son continuas y correlacionables con las metamórficas de II-A cerca a Medellín, Grupo Ayurá-Montebello de Botero A. (1963 p.55) y con el Grupo Valdivia y posiblemente con el neis de Puquí, cartografiado por el IMN, aunque éste presenta un metamorfismo más intenso. En ninguna de estas rocas se han encontrado fósiles.



Figura 2. Migmatita, neis feldespático y aluminico. Lentes de adamelita pegmatítica, gris clara, de grano medio a grueso, rodeados de láminas micáceas grises plateadas con lustre mate. Río San Bartolomé 0.5 km aguas arriba de la quebrada La Guaira (d-6). Fotografía de T. Feininger.

ESQUISTOS SERICITICOS

Seis grandes áreas de esquistos sericíticos de bajo grado de metamorfismo se encuentran en II-B:

1. De Amalfi a Anorí, principalmente en a-1, a-2, a-3, a lo largo del límite oeste de II-B. Buenos afloramientos, aunque meteorizados, se encuentran en los cortes de la carretera a Anorí. Rocas frescas se hallan en las quebradas dentro de un radio de 3 kilómetros de Amalfi.
2. Al sureste de San Carlos (b-11, -12, -13), buenos afloramientos se encuentran en las quebradas Miranda, Aures y en el río San Miguel.
3. Al oeste de San Francisco a lo largo del límite entre II-A y II-B (a-13, -14). Esta área de esquistos es de difícil acceso y los afloramientos son malos. Los mejores, están en el río Melcocho y sus tributarios.
4. En una faja montañosa de dirección norte-sur limitada por neises intrusivos entre la Falla de Cocorná Sur y el stock de cuarzomonzonita de Aquitania (b-14, -15). Grandes afloramientos se encuentran en el río Claro y en la quebrada Norcasia.
5. Una faja estrecha de más de 25 km de largo pero menos de 1 km de ancho entre las fallas de Palestina y Cocorná Sur (c-13, -14, b-15) con buenos afloramientos en el río Claro y algunos de sus tributarios.
6. Una gran área cerca al límite sur de II-B, principalmente entre las fallas de Palestina y Mulatos (b-15, -16, c-15, -16). En el río Samaná se encuentra un afloramiento casi continuo.

El esquisto sericítico típico es de color gris medio a oscuro, finamente laminado y está compuesto por sericita, cuarzo, biotita y grafito como minerales esenciales y como accesorios: clorita,

plagioclasa (principalmente albita), turmalina, apatito y zircón. El porcentaje de sericita es mayor que el del cuarzo en la mayoría de las muestras. Las láminas tienen un espesor de 1 a 3 mm y están compuestas principalmente, por micas y cuarzo respectivamente. El grafito por lo general es mayor del 5% y está concentrado en las bandas micáceas como polvo y escamas. En algunos lugares los esquistos están débilmente laminados o en forma borrosa o destruída por cizalladura. Los planos de foliación por lo general, están alineados con los ejes de los micropliegues. Son comunes porfiroblastos de uno a más de 5 cm de longitud de andalucita parcial o totalmente sericitizada con sus ejes ligeramente orientados con la foliación, cerca a Amalfi y Anorí donde pueden llegar a formar, localmente, más del 50% de la roca, y en la parte sur del área de esquistos sericíticos en el río Samaná. La posibilidad de que estos porfiroblastos fueran belemnites fósiles fue considerada por Posada, (1936, p. 10).

Parte de los esquistos al sureste de San Carlos son de grano muy fino e incluyen estratos de filitas y shale negros que presentan solamente una ligera recristalización. Estas rocas han sufrido un metamorfismo más bajo que los esquistos en cualquier otra parte.

Otros tipos de rocas son muy pequeños para poder mostrarlos en el mapa geológico. Se encuentran intercalaciones de filitas en los esquistos sericíticos entre Aquitania y la Falla de Cocorná Sur, y en la región entre Amalfi y Anorí. Además de las intercalaciones de estas rocas se encuentran también otras rocas verdes, metagrawacas y de cuarcitas negras a grises. La mayor resistencia a la meteorización de estas rocas con relación a los esquistos encajantes, hace que estas resalten más.

Los esquistos sericíticos fueron formados por metamorfismo regional de bajo grado a partir de limolitas y shales. El origen sedimentario es más claro en las muestras menos metamorfoseadas donde puede observarse aún la textura clástica. La laminación de muchos de los esquistos se deriva de la estratificación rítmica fina de los sedimentos originales. Las intercalaciones de rocas cloríticas y verdes son probablemente de origen volcánico y

posiblemente, rocas intermedias entre tobas máficas y flujos.

La composición química de los esquistos sericíticos es una buena evidencia para pensar que fueron formados por metamorfismo isoquímico de shales. La composición promedia de tres muestras representativas de cerca a Anorí (Cuadro 5, col.4) es muy similar a la composición promedia de los shales, recalculada (Cuadro 5, col.5). La composición de los esquistos difiere de la del shale promedio solamente en el mayor contenido de Al_2O_3 y K_2O ; en el contenido ligeramente menor de Na_2O y en la relación mayor de FeO/Fe_2O_3 . El contenido, relativamente bajo, de agua en el esquisto, refleja la deshidratación durante el metamorfismo.

NEISES FELDESPÁTICOS Y ALUMÍNICOS

Neises feldespáticos y alumínicos cuya textura y estructura varía entre esquistosa a migmatítica y agmítica, son la unidad de rocas metamórficas más abundantes en II-B. El conjunto total de neises es uno solo, aunque fallado, de dirección norte-sur; su extremo norte 3 km al oeste de Remedios (d-2) y el sur, más allá del área cartografiada por IMN. Otra área grande con neises se encuentra entre esquistos sericíticos y cuarcitas al noreste de Amalfi (a-2, b-2, -3). Un área pequeña de neises, limitada por cuarcitas y el Batolito Antioqueño, se encuentra 17 km al este de Amalfi (b-3). Dos áreas de neises limitadas por el Batolito Antioqueño, cuarcitas y la falla de Balsadero, se encuentran 16 km al oeste-noreste y 22 km al este de San Carlos respectivamente (c-10 y c-11). Otras pequeñas áreas de neises está al noreste, este y sureste de Aquitania (b-15).

Los neises feldespáticos y alumínicos son muy heterogéneos; esto es debido tanto a las variaciones en la composición y textura de los sedimentos parentales como a las condiciones del metamorfismo. El neis dominante está fuertemente foliado y plegado; es de color gris plata y migmatítico (fig.2).

El cuerpo de neis a lo largo del límite este de II-B, desde un poco al sur de El Tigre (c-3) hasta un punto a pocos kilómetros al

Número de Inventario	1 8147	2 8006	3 7905	4	5
Número de campo	HL-1813	HL-1740A	HL-1534		
Número de Lab. del U. S. G. S.	W168-923	W168-928	W168-918		
SiO ₂	71.60%	57.90%	57.00%	62.20%	61.80%
Al ₂ O ₃	14.90	23.20	21.00	19.70	16.30
Fe ₂ O ₃	0.94	0.87	1.50	1.10	4.30
FeO	2.60	5.30	6.10	4.70	2.60
MgO	1.30	1.70	2.40	1.80	1.90
CaO	0.65	0.66	1.50	0.90	0.60
Na ₂ O	0.98	0.62	1.80	1.10	1.40
K ₂ O	4.10	4.30	3.60	4.00	3.40
H ₂ O -	0.15	0.25	0.30	3.10	5.30
H ₂ O +	1.60	3.60	3.50		
TiO ₂	0.66	0.97	0.98	0.90	0.70
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.26	0.20	0.20
MnO	0.02	0.09	0.00	0.00	0.00
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₃	n.d.	n.d.	n.d.		0.70
C	n.d.	n.d.	n.d.		0.80
Total	99.67%	99.64%	99.94%	99.70%	100.00%
Densidad	2.69	2.74	2.71		

1. Esquisto de cuarzo-moscovita-albita-biotita-clorita. Quebrada La Virgen 1.5 km al este de Anorí (a-1).
2. Esquisto de moscovita-cuarzo-clorita-grafito-biotita con porfiroblastos de andalucita sericitizada. Río Anorí 2.2 km al S19°E de Anorí (a-1).
3. Esquisto de cuarzo-moscovita-grafito. Cruce de la carretera 11.7 km S3°E de Anorí (a-2).
4. Promedio de 1-3.
5. Promedio de shale libre de carbonato. Calculado de shale promedio, (Pettijohn, 1949, p.271) por remoción de calcita y dolomita en iguales proporciones por peso para usar todo el CO₂. El resultado fue recalculado al 100%.

n.d. no determinado.

Análisis químicos del U.S. Geological Survey, Washington D.C.

ANALISIS QUIMICO DE TRES MUESTRAS DE ESQUISTO SERICITICO DE CERCA DE ANORI Y LA COMPARACION DE SU COMPOSICION PROMEDIO CON LA DEL SHALE TAMBIEN RECALCULADO LIBRE DE CARBONATO

CUADRO 5.

sur de donde es cortado por la Falla de Palestina (d-11), está formado por estas migmatitas. Excelentes afloramientos ocurren en el río Nus aguas abajo desde el Batolito Antioqueño hasta la Falla de Palestina (c-8, d-8, -9) y cerca a los ríos Monos (d-8) y El Socorro (d-9). El cuerpo de migmatitas al noreste de Amalfi está bien expuesto en las fallas del río Riachón y en la quebrada La Víbora (a-2) pero ambos sitios son de difícil acceso.

La parte granítica de las migmatitas está formada, comunmente, por adamelita pegmatita leucocrática, de grano medio a grueso, de color gris claro y compuesta principalmente por oligoclasa, cuarzo y ortoclasa. La oligoclasa siempre es mayor que la ortoclasa. Gran parte de la fracción granítica de las migmatitas forma lentes de unos pocos centímetros de largo (fig.2) pero localmente, se encuentran campos de varios metros.

La parte granítica está envuelta por una capa micácea, irregular y discontinua, opaca de color gris y de espesor variable entre 1 y 10 cm. Esta capa está compuesta principalmente por: biotita cloritizada, moscovita, andalucita o sillimanita sericitizadas y cantidades menores de cuarzo, cordierita (generalmente alterada a pinita) plagioclasa, granate, disperso grafito, turmalina, apatito y zircón.

El mismo cuerpo de neises al norte de El Tigre, por lo general, no es migmatítico, aunque localmente, contiene capas de migmatitas similares a las descritas anteriormente. La mayor parte de los neises son de grano fino a medio, bien laminados y están compuestos por oligoclasa, cuarzo, biotita y son menos micáceos que las migmatitas hacia el sur. El feldespato potásico por lo general, está ausente. Son comunes capas de neises gris-verdosos con anfíbol pálido como accesorio. Los neises son fuertemente cataclásticos en la quebrada de La Bomba y en el río Pescado (c-4).

Los neises de la misma franja hacia el sur en 168, especialmente al este de la Falla de Jetudo, son más variables que los descritos anteriormente e incluyen augen neises y agmatitas.

Los neises limitados por cuarcitas y el Batolito Antioqueño

al este de Amalfi, son también migmatíticos pero diferentes a los descritos anteriormente. Son de grano medio a grueso y están plegados pero tienen mejor desarrollada una estructura lineal en lugar de la foliación, al menos al este de la Falla de La Clara. En algunos afloramientos puede observarse, macroscópicamente, biotita parda y sillimanita frescas. La pequeña franja de neises esquistosos al oeste de la Falla de La Clara, es fuertemente cataclástica y contiene augen redondeado de feldespatos blanco de 1 a 8 mm de diámetro.

Los neises al norte de la Falla de Balsadero y al oeste del Jordán (c-10) son agmatíticos, excepto en el borde suroeste y en el extremo norte. Las agmatitas están compuestas por partes más o menos iguales de roca granítica e inclusiones angulares, rotadas, de neises finogranulares. Se encuentran excelentes afloramientos en las quebradas Flores, El Diablo y sus tributarios. El componente granítico de la agmatita es de grano medio, xenomórfico, inequigranular, masivo a esquistoso; de composición cuarzodiorítica con dos micas, con megacrystales anhedrales a subhedrales de plagioclasa blanca de 2 a 10 mm de diámetro. El rango de composición de estas rocas, calculado de cinco secciones delgadas, es el siguiente (% en volumen):

Cuarzo	20 - 30
Oligoclasa	40 - 70
Ortoclasa	0 - 7
Biotita	6 - 15
Moscovita	2 - 7
Apatito	Trazas - 2
Cordierita	0 - 15

Las inclusiones son de neises finogranulares, finamente laminados, de color gris pardo y compuestos principalmente por: anfíbol pálido a incoloro, labradorita, biotita y como accesorios: cuarzo, apatito, opacos y zircón. Porfiroblastos anhedrales, gris verdosos, de brillo graso, de pinita pseudomorfa según cordierita, son abundantes cerca a Balsadero. Hacia el norte, las agmatitas pasan a migmatitas de grano medio a grueso similares a las que se encuentran en la franja a lo largo del límite este de II-B. Los neises del borde sureste, cerca a la confluencia de la quebrada El Macho y el

río Guatapé (c-10, -11), son de grano fino, finamente laminados compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita, comunmente con anfíbol pálido a incoloro como accesorio. Ninguno de estos cuerpos ni tampoco las migmatitas se encuentran bien expuestos en el norte.

Los neises de cerca a la confluencia de los ríos Guatapé y Samaná Norte tienen un área aproximada de 17 km². La roca fresca está bien expuesta en los cortes de la carretera en construcción, a Puerto Nare en el Río Samaná Norte y en inmensos pero inaccesibles afloramientos en los saltos del río Guatapé. Este neis, menos alterado que cualquier otro en II-B, está plegado y la mayor parte es de grano grueso a muy grueso siendo comunes plegamientos menores complejos. Está compuesto, principalmente, por cuarzo, oligoclasa, cordierita, moscovita, sillimanita y como accesorios: ortoclasa, turmalina, apatito y opacos. Porfiroblastos de cordierita pinitizada, diferentes a los de cerca a Balsadero, son abundantes localmente.

Las áreas dispersas de neises en la parte sur de II-B, principalmente al este de la Falla de Jetudo y al sur del río Cocorná Sur y las del oeste de la Falla de Cocorná Sur y al sur de la Falla de Balsadero (b-13, -14-16, c-12a, c-16), están formadas principalmente por neises esquistosos micáceos de color gris plata. Localmente se encuentran porfiroblastos de estaurólita y rara vez de granate. Son característicos porfiroblastos de andalucita parcial o totalmente sericitizada de uno a más de 10 cm de largo. Buenas exposiciones se encuentran en el río Samaná Norte, 13 km al este-noreste de San Luis; en el río Claro, entre las Fallas de Jetudo y Palestina, en la quebrada Norcasia y en el río Samaná.

Probablemente, todos los neises feldespáticos y alumínicos en II-B están, aproximadamente, en el mismo horizonte estratigráfico y por las razones espuestas anteriormente, se cree que subyacen las cuarcitas, por lo general de más bajo grado de metamorfismo. Los neises son los equivalentes de medio a alto grado de metamorfismo de los esquistos sericíticos de bajo grado y de igual manera se cree que fueron shales antes del metamorfismo. La gradación de esquistos sericíticos a neises y migmatitas a través de un aumento en el grado de metamorfismo puede observarse

claramente en varios lugares: quebrada La Víbora al norte de Amalfi (a-3), en el río Anorí (a-1), en el río Claro al este de la Falla de Palestina (c-13) varias quebradas pequeñas 9 km al noreste de Aquitania (b-14) y en el río Samaná Sur (b-16, c-16).

NEISES HORNBLÉNDICOS

Los neises hornbléndicos son similares a los neises alumínicos y feldespáticos pero se distinguen de éstos por contener hornblenda como mineral esencial. El neis hornbléndico forma un cuerpo de 11 x 1.5 km, concordante con los neises feldespáticos y alumínicos encajantes al sur de Caracolí (c-9, d-9). Es una roca, relativamente, resistente y los afloramientos son comunes aunque la topografía tenga un relieve bajo. Los mejores afloramientos se encuentran en el río El Socorro (c-9) y en las quebradas San José y Horna, cerca al límite sur del neises (d-9).

La composición, textura y estructura del neis hornbléndico son variables. Está compuesto principalmente por plagioclasa (andesina a labradorita sódica), cuarzo y hornblenda verde pálida y como accesorios: biotita parcialmente cloritizada, esfena, apatito, pirita, magnetita y ocasionalmente, ortoclasa, zircón y allanita. Rara vez se encuentran venas de epidota y calcita. Lentes y capas de anfibolita íntimamente asociadas con este neis, no se cartografiaron por separado.

El neis hornbléndico es gris verdoso oscuro a negro y varía de finogranular finamente laminado a migmatítico y agmatítico de grano medio. La agmatita está compuesta por bloques de neises laminados de grano medio y anfibolitas en una matriz de diorita pegmatítica de grano medio a grueso. Las atitudes estructurales varían considerablemente en los distintos afloramientos.

El neis hornbléndico varía gradacionalmente a neises feldespáticos y alumínicos y está intercalado con ellos y en muchos lugares el contacto entre los dos tipos de rocas es muy difícil de cartografiar. Parte de las áreas cartografiadas como anfibolitas entre

las fallas de Palestina y Jetudo, 40 km al sur de Caracolí (c-12, - 13) son muy similares al neis hornbléndico. Intenso fracturamiento y metamorfismo retrógrado han alterado estas rocas, sin embargo, a pesar de esto su correlación con los neises de cerca a Caracolí permanece incierta.

El origen de estas rocas es dudoso; su composición sugiere que la roca original pudo haber sido una roca volcánica de composición máfica a intermedia o una margadolomítica con mayores posibilidades de que hubiese sido volcánica ya que son neises muy pobres en carbonatos; pero no se ha conservado ninguna textura que favorezca alguna de las alternativas supuestas. Su ocurrencia restringida y sus contactos gradacionales o intercalaciones sugieren que el material original se depositó cerca al shale que dió origen a los neises feldespáticos y alumínicos. El espesor máximo del neis hornbléndico es de unos 1000 m.

CUARCITAS

Las cuarcitas son las segundas rocas en abundancia dentro de las unidades de rocas metamórficas. Las áreas mayores con estas rocas están distribuídas como sigue: al norte del Batolito Antioqueño al sur y al este de Amalfi (a-3, -4, b-3, -4) y al oeste del Tigre (c-3, -4); sobre el batolito como remanentes de techos pendientes (b-4, -5, -7, c-4, -7); a lo largo del borde este del batolito desde Vegachí, al sur de Maceo (c-5, -6, -7); a lo largo de la Falla de Otú sobre el bloque oeste (c-1, d-1 hasta -8, d-10, -11), en una franja fallada, en la parte central sur de la zona, desde 5 km al suroeste de Caracolí (c-9) hasta el límite sur de la zona cartografiada por el IMN (c-16), en una franja de dirección norte-sur, cerca al borde oeste de la zona, al sur de la población de San Francisco (a-13, hasta a-16).

Las cuarcitas son una de las rocas más resistentes a la meteorización en II-B y los afloramientos son abundantes. Algunas veces, cuando está meteorizada, puede reconocerse por el suelo arenoso, amarillo pálido a gris que produce. Los mejores afloramientos están localizados en pequeñas quebradas al sur de

Amalfi (a-4); quebradas La Gómez y Montañita (b-3); quebrada Hidalgos y río Ité aguas arriba de la Falla de Otú (d-2); quebrada Guarquina (c-5); río Cupiná (d-6); en el camino sobre la ladera occidental del Alto Patiburrú al norte de Maceo (c-7); en el río Nare y sus tributarios (c-10); en quebrada Quebradón al este-sureste de San Carlos (c-11); quebradas tributarias del río Claro (c-14, -15) y en el río Verde (a-15).

Rocas ricas en cuarzo constituyen la llamada unidad cuarcita y no se observan cambios apreciables en la apariencia de las rocas cuando se pasa de un grado de metamorfismo a otro.

La roca predominante es una cuarcita de grano fino, finamente laminada y de color canela claro (fig. 3). Las láminas (de menos de 1 a 3 mm de espesor) están compuestas por cuarzo fino, sacaroidal y separadas entre sí por bandas micáceas de espesor menor de 1 mm compuestas por biotita y moscovita. El cuarzo es por lo general, mayor del 80%, alcanzando hasta un 95% en algunos lugares. Los minerales accesorios son: feldespato, apatito, zircón, turmalina y grafito. Las cuarcitas de alto grado de metamorfismo contienen comunmente, uno o más de los siguientes minerales: estaurolita, andalucita, sillimanita y cordierita.

La mayor parte del resto de la unidad cuarcita está compuesta por cuarcitas de grano fino con biotita parda y por esquistos cuarzo-micáceos. Los esquistos están bien laminados pero las cuarcitas biotíticas no, debido a que solo una pequeña parte de la biotita está en bandas y el resto ocurre diseminado en toda la roca. El contenido de cuarzo en estas rocas varía entre 60 y 80% y los minerales accesorios son los mismos que los de la cuarcita canela claro. La cuarcita biotítica es más abundante al sur del Batolito Antioqueño y los esquistos cuarzo-micáceos constituyen la mayor parte de la franja cartografiada como cuarcitas a lo largo de la Falla de Otú, al norte de La Susana (d-6).

En las cuarcitas se hallan dispersos otros tipos de rocas. En algunos lugares se encuentra estratificada una cuarcita gráfita negra, con textura sacaroidal. La meteorización de esta roca produce un suelo característico arenoso de color negro. Esta cuarcita contiene

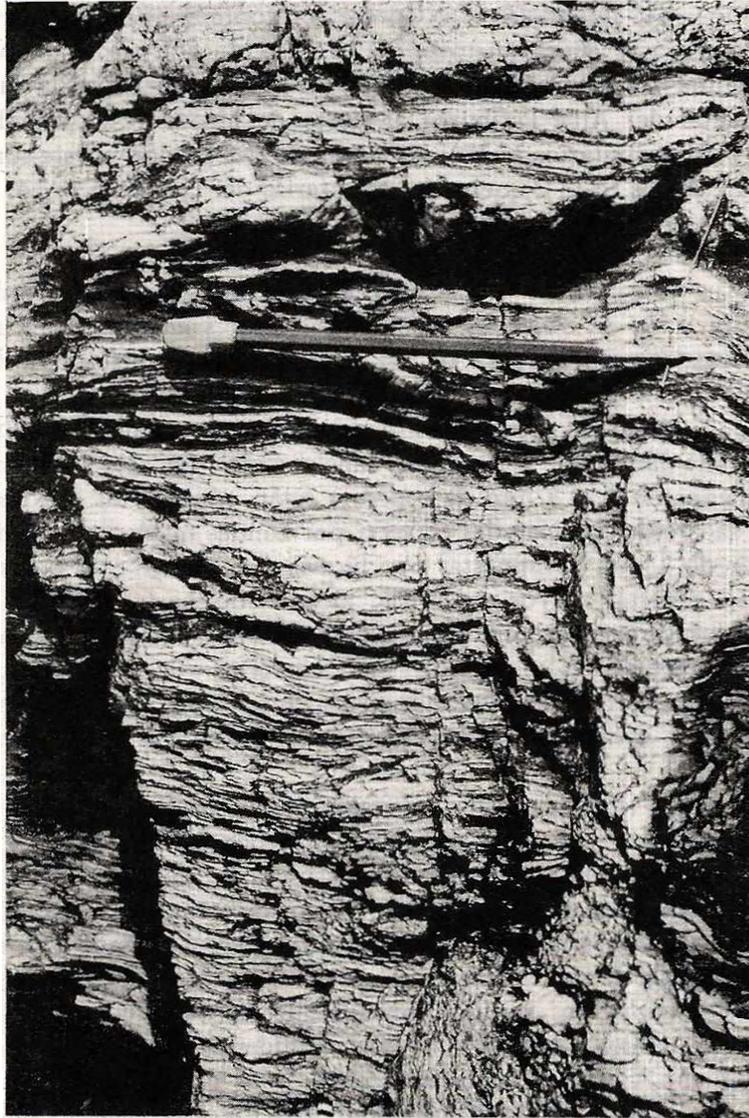


Figura 3. Cuarcita clara, que muestra laminación fina típica. Río Guatapé en la desembocadura de la quebrada El Diablo, 3 km aguas abajo de Balsadero (c-10). El lápiz da la escala. Fotografía de T. Feininger.

calcita anhedral y diópsido en cristales euhedrales a subhedrales de color blanco hasta de 2 cm de largo cerca al río Nare al sur de Caracolí (c-19). En los cortes de la carretera en construcción, a Puerto Nare en el cañón del río Samaná Norte 4 km aguas abajo de la desembocadura del río Guatapé (c-11) la calcita ha sido lixiviada (por soluciones hidrotermales?) dando una roca de apariencia brechoide con cristales blancos de diópsido en una matriz porosa de color negro compuesta por cuarzo y grafito.

Los sedimentos originales de la unidad cuarcita varían en composición de arena casi pura a limo para la cuarcita color canela moteada, hasta una mezcla de arena cuarzosa y shale limoso para la cuarcita biotítica. Parte pudo haber sido chert. La laminación de gran parte de las cuarcitas grises se deriva de la depositación rítmica de sedimentos cuarzosos interrumpida por capas muy delgadas de shale. El alto contenido de grafito en algunas de las cuarcitas y el tamaño aparentemente fino, de los sedimentos originales, sugieren una depositación bajo condiciones reductoras en una cuenca profunda lejos de la costa. Unos pocos bloques de un conglomerado con cantos de cuarzo se encontraron cerca a la cuarcita en la quebrada La Plata, 1.5 km al norte de San Francisco (a-13). Aunque estos bloques pudieron haberse derivado de los bancos de cuarcitas es más probable que sean remanentes del conglomerado del Cretáceo destapados por erosión. Conglomerados semejantes se encuentran unos pocos kilómetros al este.

MARMOLES

Los mármoles cubren un área de cerca de 90 km² en II-B, principalmente a lo largo o cerca del límite este de la zona. La mayor parte se encuentra en tres zonas falladas: una sobre el bloque oeste de la Falla de Otú desde un punto 5 km, N35°W de La Susana al sur de la Falla de Palestina (d-6, -7, e-7), los otros están en el bloque este de la Falla de Palestina desde su intersección con la Falla de Otú hacia el sur-suroeste hasta donde los mármoles están cubiertos por los sedimentos terciarios del Valle del Magdalena (d-9 a d-12) y sobre el Río Samaná Norte aguas abajo de la desembocadura del Río Guatapé,

hacia el sur-suroeste hasta el Río Samaná (c-11, a c-15). Cuerpos más pequeños se encuentran al oeste de la Falla de Otú, cerca a Segovia (c-1, d-1); en el Río Cocorná Sur, cerca al Valle del Magdalena (d-13); al nor-noroeste de Amalfi (a-3); en el extremo noreste de (b-5); cerca al límite sur del área cartografiada (b-16, c-16), como docenas de pequeños lentes en la cuarcita al sur de Caracolí (c-9, -10, -11, d-10, -11) y como centenares de lentes y capas, muchos de los cuales fueron cartografiados, en neises feldespáticos y alumínicos a través de toda la zona.

Los mármoles dan una topografía característica de colinas (fig.4) de 20 a 350 m de altura con la cima redondeada y lados verticales o muy pendientes y por lo general, con muy poca vegetación. El desarrollo más espectacular de esta topografía se encuentra al este de la falla de Palestina, 3.5 km al sur-suroeste de su intersección con la falla de Otú. En esta área son comunes colinas de 200 m de altura y el río Samaná Norte, de solo 60 m de ancho, pasa por entre paredes casi verticales de mármol de 250 m de altura. En algunas de las colinas de esta área se encuentran cavernas grandes originadas por solución (Feininger y Gómez M., 1968). Se dice que existen otras cavernas al este de La Susana (d-6, -7). En muchos lugares, las quebradas y ríos han socavado las bases de las colinas dando lugar a grandes cavernas con formas caprichosas. Ejemplo de éstos se encuentran a lo largo del río Alicante (fig. 5).

El tamaño del grano, en el mármol varía de fino a grueso y el color de gris oscuro a blanco. Tanto el tamaño del grano como el color, están relacionados con el grado de metamorfismo. La mayor parte del mármol es de bajo grado de metamorfismo y el tamaño del grano varía de fino a medio, el color de gris oscuro a gris. En los de mayor grado de metamorfismo, ya sea regional o de contacto, el tamaño del grano varía de medio a grueso y el color es gris claro a blanco brillante.

La mayoría de los mármoles están formados por un 80% de calcita y como minerales accesorios: cuarzo, grafito, feldespato y micas y en los de mayor grado de metamorfismo zoisita-clinozoisita, tremolita, diópsido y wollastonita. El mármol debe su coloración en gran parte el grafito; en los de bajo grado el grafito está finamente

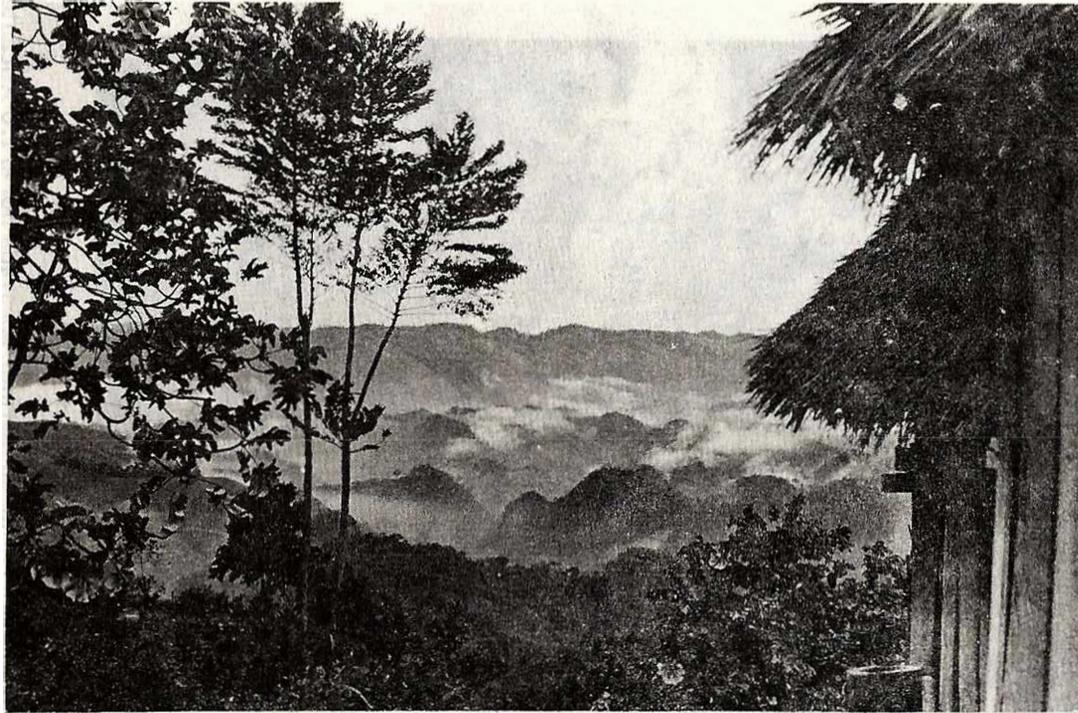


Figura 4. Colinas de mármol. Vista al sureste de La Susana (d-6). La Serranía del horizonte está compuesta por cuarcitas. Fotografía de T. Feininger.

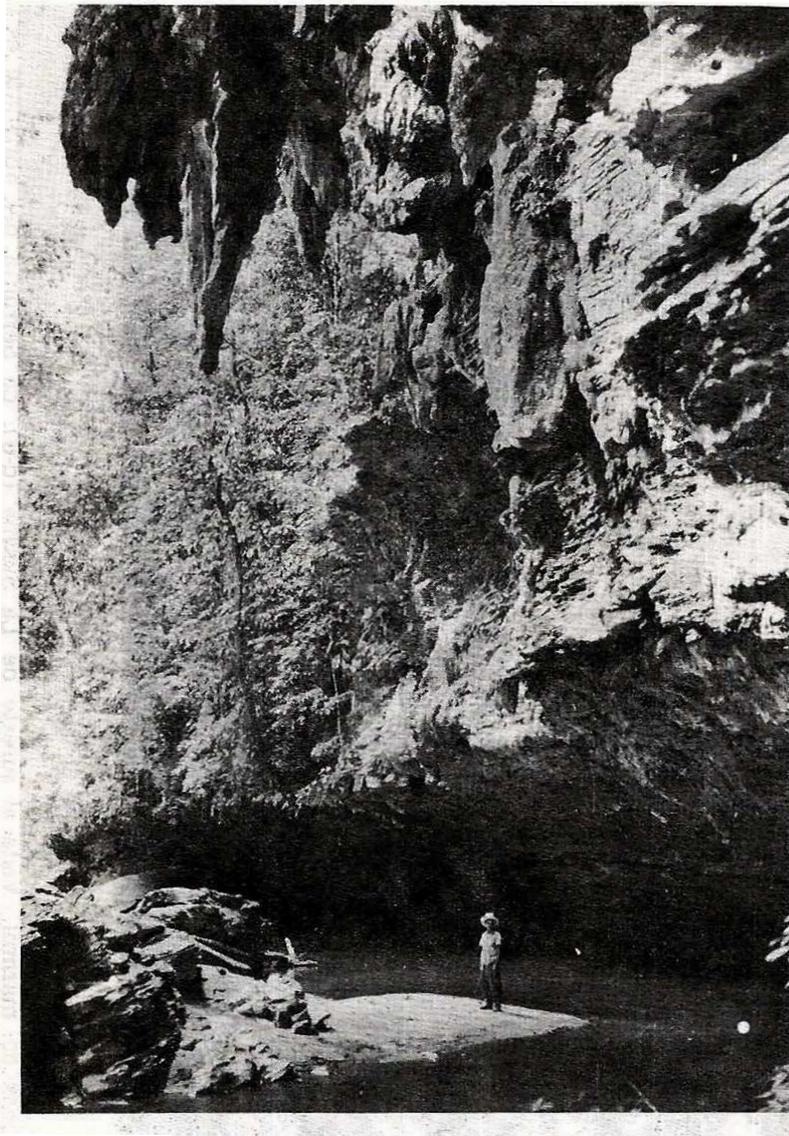


Figura 5. Base de una colina de mármol, socavada por el río Alicante ("Cuevas de Doña Agustina"). Cinco km al S40° E de La Susana (d-7). Obsérvese la meteorización diferencial de delgadas capas de cuarcita. Fotografía de T. Feininger.

diseminado y le da color oscuro a la roca. Al aumentar el grado de metamorfismo el grafito recristaliza cada vez en láminas más gruesas y por lo tanto, el color de la roca no es tan oscuro. Sin embargo, algunos mármoles de grano grueso son de color oscuro debido, probablemente, a inclusiones submicroscópicas (gaseosas?) en la calcita. Estos mármoles recién quebrados, emiten un olor repugnante.

En algunos lugares, bancos de 1 a 5 cm de espesor de cuarcitas finogranulares de color gris claro están intercalados rítmicamente con el mármol. La meteorización diferencial ha hecho que estos bancos, relativamente más resistentes sobresalgan (fig.5).

Mármoles dolomíticos se encontraron solamente en dos lugares. Uno, el mejor conocido y actualmente en explotación, es una pequeña parte del cuerpo de mármol al norte-noreste de Amalfi; el otro se encuentra entre el Jordán y el río Nare donde parte de los lentes de mármol en cuarcita son mármoles dolomíticos con diópsido. El contenido de diópsido varía entre 20 y más del 50% es menor en los lentes de mármol puro de la misma zona.

Las fajas mayores de mármol están en contacto estratigráfico con cuarcitas y cada faja coincide con el eje de una zona de bajo grado de metamorfismo regional. Esta relación implica que los mármoles nunca estuvieron en un nivel tan profundo en la corteza como las rocas adyacentes que suprayacen las cuarcitas y se conservan en los sinclinales regionales.

Los mármoles se formaron a partir de calizas relativamente puras, por metamorfismo regional, localmente intensificado posteriormente por metamorfismo de contacto producido por el Batolito Antioqueño y otros plutones. El origen de los bancos delgados de cuarcita es incierto. Ellos pueden indicar flujo de cuarzo detrítico durante la depositación de los carbonatos en un ambiente tranquilo, o pueden ser bancos de chert recristalizado. Los cuerpos pequeños y aislados de mármol en esquistos, al nor-noroeste de Amalfi, fueron probablemente, biohermas y pueden indicar zonas menos profundas localmente, en una cuenca geosinclinal profunda.

SKARN

Lentes de skarn de uno a dos metros de espesor ocurren esporádicamente, en neises feldespáticos, alumínicos y en cuarcitas principalmente hasta unos 2 km de la periferia del Batolito Antioqueño en su extremo noreste. Afloramientos de fácil acceso se encuentran en la quebrada La Puerta sobre la carretera Amalfi-Yalí en el extremo de b-5 y al este de la carretera 1.9 km al sur de Vegachí (c-5).

El skarn es masivo, de grano grueso y generalmente, blanco a verde pálido aunque a veces está manchado por granates de color pardo. Es una roca resistente y muchas veces existen bloques residuales aunque no se encuentran los afloramientos. Muchos de los bloques presentan cavernas debidas a la lixiviación, por meteorización de la calcita. Los skarns están compuestos por proporciones variables de diópsido, grosularia, wollastonita, vesubianita, tremolita, epidota, calcita y/o cuarzo y esfena.

La mayoría de los skarn fueron producidos por metamorfismo térmico de bancos delgados de mármol en neises feldespáticos y alumínicos o en cuarcitas.

NEISES DE SILICATOS CALCAREOS

Gran parte de las rocas de techos pendientes de 14 km de largo sobre el Batolito Antioqueño al oeste de Maceo (b-7, c-7) son una mezcla de neises de silicatos de calcio, cuarcitas con silicatos de calcio, mármoles y skarn. Debido a los malos afloramientos, esta mezcla de rocas no pudo separarse en el campo y fueron cartografiadas en conjunto como neises de silicatos, de calcio ya que este tipo de roca es el más abundante.

Los mejores afloramientos de este neis y de las cuarcitas están en las quebradas La Candelaria y Barbacoas (b-7); son rocas de grano fino a medio y ligeramente laminadas siendo el diópsido el

principal silicato de calcio. El mármol intercalado es masivo, gris claro a blanco, de grano medio a grueso y forma bancos de una a varias decenas de metros de espesor encontrándose buenos afloramientos en las canteras abandonadas de Cementos Argos, 3 km al nor-noreste de la Estación Caramanta sobre el Ferrocarril de Antioquia. Skarn, compuestos principalmente por wollastonita de grano fino a medio y como minerales accesorios diópsido, vesuvianita verde y esfena rosada, ocurren esporádicamente a lo largo de la Falla de Monteloro, alrededor de una pequeña cúpula del Batolito Antioqueño 4 km al noreste de la Estación Caramanta y en la quebrada La Calera 0.8 km al sur de San Cipriano (todos en c-7). La mejor exposición del skarn se encuentra en una cantera trabajada recientemente para wollastonita sobre la margen sur del Río Nus, 3.5 km al este de la Estación Caramanta.

ANFIBOLITA

Lentes y capas delgadas de anfibolita se encuentran esporádicamente en los distintos tipos de rocas metamórficas, pero cuerpos grandes solo afloran en tres lugares: el mayor es un cuerpo irregular al oeste de San Francisco (a-13, -14, -15), los otros, se encuentran entre las fallas Palestina y Jetudo, 24 km al este de San Luis, (c-12, -13), y entre las Fallas Palestina y Mulato cerca del límite sur del área cartografiada (b-16, c-16). Lentes pequeños de anfibolita, muchos de los cuales se muestran en los mapas, de 10 a 100 m de espesor son muy comunes en los neises feldespáticos y aluminicos. Las anfibolitas rara vez están asociadas con cuarcitas y solamente en San Francisco y en el extremo sur de la zona se encuentran asociadas a esquistos sericíticos. Anfibolitas y mármoles ocurren juntos solo en el río Cocorná Sur y sus tributarios, 23 km S84° E de San Luis (c-13).

Las anfibolitas son, por lo general, más resistentes a la meteorización que las rocas encajantes y de ahí que sus afloramientos sean mejores y más grandes. La meteorización de estas rocas da una saprolita roja oscura que contrasta fuertemente con la saprolita débilmente coloreada derivada de las otras rocas metamórficas asociadas.

Es una roca gris verdosa oscura a negra, foliada a néisica y menos comunmente masiva; de grano fino a medio. La mayor parte de las capas asociadas a neises feldespáticos y aluminicos están bandeadas. Las bandas tienen un espesor variable de 1 a 10 cm o más y difieren en la textura y en las proporciones relativas de los minerales máficos y félsicos. La textura de la anfibolita al oeste de San Francisco es muy variable; varía de finogranular y esquistosa a una pseudo-diorita de grano medio hasta una roca de aspecto brechoide por lo general dentro de un mismo afloramiento. El rango completo de texturas puede observarse en un afloramiento en el río Santo Domingo en la confluencia de la quebrada Palmichal, 4.9 km N48° W de San Francisco (a-13).

Hornblenda y plagioclasa forman más de 85% de la roca en 46 de las 58 secciones delgadas estudiadas (modos estimados). El promedio de hornblenda es 51% y excede a la plagioclasa en 37 secciones delgadas, mientras que, el promedio de plagioclasa es de 37% y excede a la hornblenda en las otras 21 secciones delgadas. La hornblenda es verde a azul verdosa en las anfibolitas al oeste de San Francisco y en un gran cuerpo en el extremo sur de la zona. Sin embargo, la mayor parte es verde parduzca y localmente ha sido reemplazada marginalmente por un anfíbol fibroso, verde pálido a incoloro (actinolita?). La plagioclasa es andesina y menos comunmente oligoclasa o labradorita; en muchas de las anfibolitas hacia el borde este de la zona está intensamente saussuritizada.

Especialmente en los grandes cuerpos entre las Fallas de Palestina y Jetudo (c-12, -13). Cuando no está saussuritizada, la plagioclasa forma un mosaico compuesto por granos anhedrales menores de 0.1 mm de diámetro. Esta textura le da, con nicoles cruzados, a la plagioclasa, una apariencia moteada. Los mosaicos granulares de la plagioclasa en la anfibolita al oeste de San Francisco están cortados por cristales euhedrales a subhedrales de hornblenda verde azulada.

Los minerales accesorios presentes en la mayoría de las muestras son: apatito, magnetita, pirita y esfena. Menos comunmente se encuentran: cuarzo, biotita y clorita secundaria, calcita, epidota y pirrotina. Diópsido y granate se hallan en unas pocas muestras de

afloramientos cercanos al Batolito Antioqueño o a las adamelitas.

Las anfibolitas pudieran tener más de un origen. Parte son claramente metaígneas, por ejemplo, en el río Cocorná Sur (c-13), diques de anfibolita de grano medio cortan discordantemente el mármol; también las anfibolitas al oeste de San Francisco están íntimamente relacionadas, en el espacio y en composición, a pequeños stocks de gabro hornbléndico muy similares a las anfibolitas de posible origen ígneo al oeste de Connecticut, U.S.A. descritas por Gates (1967). Por otra parte, los numerosos lentes y capas delgadas de anfibolita en los neises feldespáticos y alumínicos pudieran haberse formado durante el metamorfismo regional debido a reacciones metasomáticas en el contacto entre bancos calcáreos y pelíticos, Orville (1969). Este origen explicaría la ausencia casi total de anfibolitas y rocas de composición similar en los esquistos sericíticos donde las temperaturas de metamorfismo eran muy bajas para que tuvieran lugar reacciones metasomáticas. El bandeamiento de los lentes de anfibolita en los neises feldespáticos y alumínicos pudo haber sido producido por diferenciación metasomática a pequeña escala, dentro de los mismos lentes. Un proceso similar a éste fue propuesto por Seyfert and Leveson (1967) para explicar el bandeamiento en las anfibolitas de cerca a New York City, U.S.A.

ROCAS VERDES

Capas de rocas verdes, finogranulares esquistosas a masivas de color gris verdoso oscuro a negro afloran, esporádicamente dentro de las rocas de bajo grado de metamorfismo regional (facies de esquistos verde) en toda II-B. Estas rocas se encuentran, aproximadamente, con igual frecuencia en los esquistos sericíticos y en las cuarcitas. Dos cuerpos, cada uno de cerca de 1 km², están íntimamente asociados con dioritas (d-11) cerca al Valle del Magdalena.

Estas rocas están compuestas por: anfíbol fibroso, verde pálido, probablemente actinolita, albita (localmente oligoclasa), clorita y epidota o zoisita. Como minerales accesorios: apatito,

biotita, calcita, magnetita, pirita y esfena. Porfiroblastos poikilíticos de diópsido se encuentran en algunas muestras cerca del Batolito Antioqueño, al sureste de San Carlos (b-11, c-11).

La composición y las características de las rocas verdes sugieren que éstas fueron basaltos o flujos emplazados antes del metamorfismo regional de las rocas metasedimentarias encajantes. Sin embargo, no se encontró ninguna evidencia definitiva del origen de las rocas verdes.

ROCAS SIN DIFERENCIAR DE BAJO GRADO DE METAMORFISMO

En el extremo suroeste de II-B se cartografió un área de 150 km² como de rocas sin diferenciar de bajo grado de metamorfismo ya que no fue posible hacer una división más práctica de ellas debido a que se encuentran rocas de todos los tipos, incluyendo de los cuatro grupos químicos ya que el área es de una topografía muy abrupta con relieves locales de más de 1000 m y de difícil acceso.

Estas rocas están limitadas al oeste por la Falla de Chupadero, al norte por una falla de rumbo noroeste que también limita al Stock de Aquitania en su borde suroeste y al este, por la Falla Palestina. Están cortadas por la cuarzodiorita del Batolito de Sonsón y sus stocks al oeste y al norte, están suprayacidos en inconformidad por rocas sedimentarias del Cretáceo, 7 km al sur de Aquitania (b-15, -16).

En esta unidad se incluyen los siguientes tipos de rocas: argilitas gráficas gris oscuras, filitas microplegadas, cuarcitas finogranulares laminadas, chert ligeramente recristalizados metagrawacas finogranulares, filitas y esquistos finogranulares compuestos principalmente por actinolita y clorita, esquistos de grano muy fino y rocas (metavolcánicas?) gris verdosas, masivas a ligeramente laminadas. Diques de andesita gris verdosa y de dacita de uno o más de 15 m de espesor son comunes. Todas las rocas están fracturadas y son comunes los planos de cizalladura. La correlación

de estas rocas con las rocas metamórficas de la Cordillera Central, cartografiadas con mucho mayor detalle en el resto de II-B, no es clara.

La recristalización metamórfica, en muchas de estas rocas, es ligera; foliación se ha desarrollado solo localmente. Las atitudes en muchos de los afloramientos fueron medidas sobre capas que tienen las características de la estratificación sedimentaria o volcánica y por lo tanto, en el mapa geológico (PL.I) se muestran como estratificación más bien que como foliación.

METAMORFISMO

Recientemente el Profesor Akiho Miyashiro (1961) publicó un artículo titulado "Evolution of metamorphic belts" con el cual renació la petrología metamórfica; este es el primer artículo en el cual se tiene en cuenta de una manera concisa el papel que desempeña la presión en el metamorfismo y que trata de cubrir el vacío enigmático que existía entre el metamorfismo regional y el de contacto.

Miyashiro demostró que las zonas metamórficas se pueden identificar por "signatures" (facies series) definidas por un conjunto de minerales que difiere del de las zonas adyacentes y que las facies series pueden determinarse por la presión que prevalecía durante el metamorfismo regional y que para una zona metamórfica dada predomina una sola facies series. Propuso cinco facies series de metamorfismo, controladas por la presión. La de mayor presión se denomina de tipo Jadeita-glaucófano; la de media presión kyanita-sillimanita (obarrobian) y la de menor presión, andalucita-sillimanita (o Abukuma) (Miyashiro, 1961, p.278-281). Las dos facies series intermedias quedan entre las tres definidas anteriormente (Miyashiro, 1961, p.282-283).

Los estudios recientes de las facies series metamórficas en varias zonas metamórficas del mundo, muchos de los cuales fueron presentados en un simposio realizado en Aarhus, Dinamarca (Zwart, 1967), han confirmado las ideas de Miyashiro. El concepto de facies series ha ayudado a comprender la historia plutónica de la tierra a clarificar la relación entre los procesos plutónicos continentales y los de la corteza oceánica y el manto.

El trabajo de Miyashiro introdujo nuevos conceptos en la petrología metamórfica. Estos conceptos lo mismo que los datos petrográficos y experimentales en los cuales se basan, se encuentran en el libro de H.G.F. Winkler (1965). La segunda edición de este texto (Winkler, 1967) sirvió como referencia en los trabajos de II-B.

Se reconocieron tres eventos de metamorfismo regional y cada uno de ellos se describe bajo el encabezamiento de las rocas que han sido más afectadas por ellos: rocas precámbricas, rocas ordovicianas y rocas metamórficas de la Cordillera Central. Solamente el metamorfismo de las rocas metamórficas de la Cordillera Central fue estudiado en detalle debido a que estas rocas son las más abundantes en II-B.

METAMORFISMO REGIONAL

ROCAS PRECAMBRICAS

Las rocas precámbricas, en II-B, probablemente fueron metamorfoseadas a las facies de granulitas por metamorfismo regional. Esto lo sugiere la presencia de pertita y antipertita, cuarzo gris en forma de varillas orientadas y el tamaño grueso del grano (Turner and Verhoogen, 1960, p.553-555; Winkler, 1967, p.135). No se encontraron minerales típicos de las facies de granulita, debido posiblemente a que estas rocas han sufrido fuerte cataclásis y metamorfismo retrogrado.

Las rocas precámbricas de la Sierra Nevada de Santa Marta presentan un metamorfismo retrógrado menos intenso que el de II-B y contienen ortopiroxeno y minerales típicos de las facies de granulita (Tschanz, comunicación oral, 1966 - 1968). La notable similitud litológica de las rocas precámbricas de la Sierra Nevada con las de II-B (apreciación basada en observaciones de campo de T. Feininger) es una evidencia adicional para considerar que las rocas de II-B fueron metamorfoseadas a la facies de granulita.

La edad del metamorfismo en las rocas precámbricas de

II-B no se conoce aunque es anterior al metamorfismo débil de las rocas del Ordoviciano Inferior que las suprayacen en inconformidad. Tres edades radiométricas en rocas de la Sierra Nevada similares litológicamente, dan una edad de metamorfismo entre 1300, 100 y 752 ± 70 millones de años (Tschanz, comunicación oral, 1968). Se cree que el metamorfismo de las rocas de II-B es de la misma edad.

ROCAS ORDOVICIANAS

Las rocas ordovicianas como los diques que intruyen estas rocas y las del Precámbrico hacia el norte, han sido metamorfoseadas a la parte baja de la facies de esquisto verde.

Las areniscas, limolitas y shales han sido intensamente recristalizadas aunque en algunas secciones delgadas se pueden observar restos de textura clástica. Láminas pequeñas, ligeramente orientadas, de biotita pardo-amarillenta de origen metamórfico son comunes y localmente pueden formar más del 10% de la roca. Como minerales metamórficos se encuentran además: sericita, grafito y probablemente algo de feldespatos.

Una muestra de un pórfido de una intrusión discordante en estratos del Ordoviciano en la quebrada La Niguera (e-9) muestra recristalización metamórfica. Los fenocristales son cristales fracturados, euhedrales a subhedrales de oligoclasa y en menor proporción de cuarzo subhedral. Algunos fenocristales de cuarzo están formados por agregados granulares de cristales anhedral. La oligoclasa es homogénea sin trazas de zonamiento. La matriz es finogranular, presenta una textura granoblástica y está compuesta por feldespatos no identificables, cuarzo, sericita y agregados de biotita pardo-amarillenta anhedral.

Las rocas del Ordoviciano suprayacen rocas del Precámbrico y parece que la cataclasis y el metamorfismo retrógrado de estas rocas fueron producidos por el metamorfismo débil que afectó a las del Ordoviciano.

La edad del metamorfismo no se conoce. Podría correlacionarse con un evento "Caledoniano" del plutonismo y metamorfismo reconocido en el Macizo de Santander y datado radiométricamente como de 410 a 450 millones de años (R. Goldsmith, comunicación oral, 1968; Ward et al, en imprenta). Puede ser también el mismo metamorfismo que afectó a las rocas metamórficas de la Cordillera Central en II-B y del cual se habla en detalle a continuación.

ROCAS METAMORFICAS DE LA CORDILLERA CENTRAL

Las rocas metamórficas de la Cordillera Central afloran en un área de miles de kilómetros cuadrados y es la unidad de mayor extensión en II-B. Más de 700 secciones delgadas de estas rocas fueron estudiadas y descritas y la composición mineralógica de cada una de ellas fue tabulada. Las localidades con minerales metamórficos índices, encontrados principalmente en el estudio de las secciones delgadas, fueron colocados sobre mapas geológicos (Pls. II y III). Las isógradas se trazaron uniendo los puntos donde aparecen por primera vez los minerales índices.

Se determinaron tres zonas metamórficas en la mayor parte del área cartografiada; pero en la parte noroeste solo se determinaron dos zonas. La zona de más bajo grado corresponde a las facies de esquisto verde y las zonas de más alto grado, en orden ascendente, a las facies de anfibolita baja y a la de anfibolita alta. Estas dos últimas se han combinado como una sola, la facies de anfibolita, en la parte noroeste.

Las nueve unidades litológicas encontradas dentro de las rocas metamórficas al oeste de la Falla de Otú no están distribuidas uniformemente a lo largo de las zonas metamórficas. Aunque algunas, especialmente cuarcitas y mármoles, están presentes en todas las facies, otras están restringidas a una o dos. Esto es debido, en parte a su distribución geográfica, por ejemplo, el neis hornbléndico está restringido en el área cerca a Caracolí a la facies de anfibolita y no

se conoce en ninguna parte de II-B un cuerpo, cartografiable, de la misma composición química. Sin embargo, algunas unidades existen solamente dentro de un rango restringido de una facies metamórfica debido a que los minerales que definen éstas, son estables únicamente dentro de ese rango. Los esquistos sericíticos son un ejemplo, pues solo ocurren dentro de la facies de esquisto verde. En la facies de anfibolita, una roca de la misma composición química puede ser un neis feldespático o alumínico. La sericita, cuarzo y biotita finogranulares de los esquistos pueden ser reemplazados por moscovita, biotita, feldespatos y aluminosilicatos de grano medio a grueso. La distribución de las nueve unidades litológicas en las facies metamórficas se muestra, gráficamente, en la figura 6.

Todas las facies pertenecen a las facies series de baja presión. Esto está demostrado por la ausencia de minerales de alta presión como kyanita y psilomelana, la pobreza en granates, la aparición temprana de biotita en las pelitas y el desarrollo regional de la andalucita.

La gradiente de temperatura durante el metamorfismo fue excepcionalmente fuerte, como parece indicarlo la zona angosta de las facies de anfibolita baja de grado medio en muchos lugares y no es raro pasar de una zona de rocas de las facies de esquisto verde a una de rocas de la facies de anfibolita alta que contienen sillimanita en una distancia no mayor de un kilómetro. Aunque estas gradientes pueden ser excesivas han sido descritas en otras áreas de facies de series de baja presión (Zwart, en Zwart (I. ed.) 1967, p. 506).

El metamorfismo ocurrió, probablemente, en el Paleozóico Superior, posiblemente Pérmico. Esquistos sericíticos, idénticos a los de II-B, son cortados por un stock de cuarzomonzonita del Triásico Medio Superior (Pérez, A. 1967, p. 30) en Amagá (II-A).

Edades radiométricas determinadas, por el método K-Ar, en rocas al norte de Puerto Valdivia (Hall et al, en imprenta), que están íntimamente relacionadas a las rocas de metamorfismo regional de más alto grado, indican una edad Permo-Triásico y por

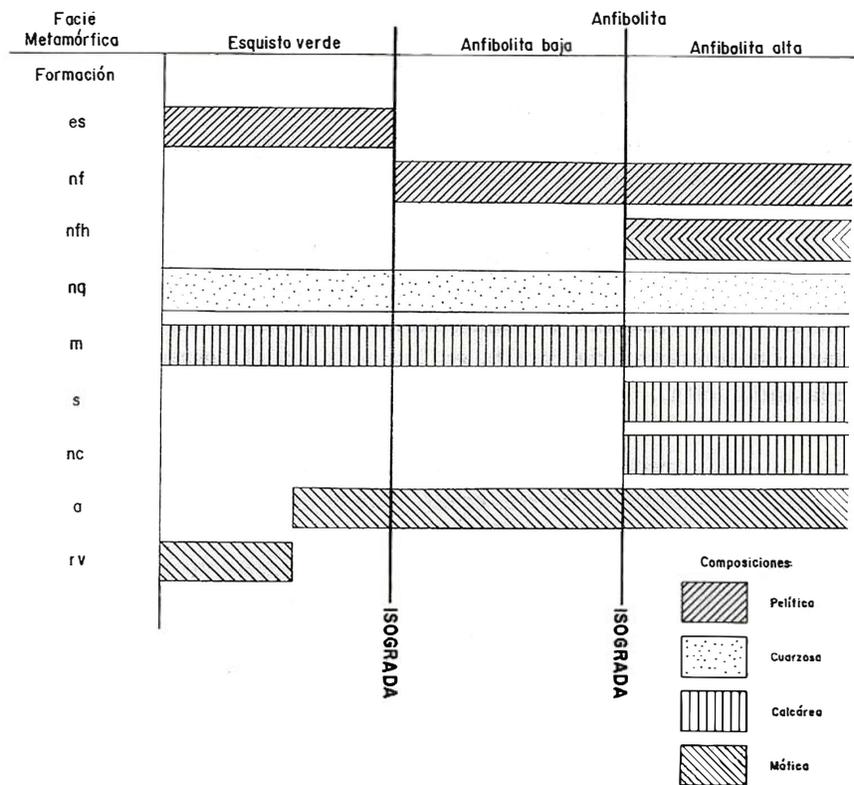


Figura 6. Las nueve unidades de rocas metamórficas en II-B y su distribución dentro de las facies metamórficas.

lo tanto, es probable que reflejen la edad del metamorfismo regional.

Facies.- La isógrada entre los esquistos verdes y la facies de anfibolita baja se ha dibujado teniendo en cuenta la primera aparición de estauroлита en las rocas pelíticas o de diópsido en las calcáreas. La facies de anfibolita alta está definida por la aparición de sillimanita en las pelitas. En la parte noroeste, no hay rocas que tengan minerales característicos de las facies de anfibolita baja. La transición entre esquistos sericíticos finogranulares a esquistos moscovíticos de grano medio con sillimanita es brusca. Una aparición similar de sillimanita fue observada por Harker (1950, p.223) en rocas pelíticas al noreste de las tierras altas de Escocia.

Los límites entre facies son oscuros y no pueden definirse tan fácilmente como en las zonas clásicas de alta presión de las facies del Barrovian. Harker (1950, p.232) hizo la misma observación en la parte noreste de las tierras altas de Escocia e interpretó este hecho como el producto de esfuerzos de cizalladura poco intensos durante el metamorfismo.

Los cambios progresivos de los minerales a través de las tres facies definidas en II-B en rocas de tres composiciones químicas diferentes se indican en la figura 7. Las asociaciones mineralógicas más comunes en estas rocas se encuentran en el Cuadro 6.

Biotita y Clorita.- La formación de biotita en las pelitas es el primer paso del metamorfismo en II-B; éste es un hecho característico de las facies series de baja presión (Winkler, 1967, p.117). Clorita prógrada es relativamente rara en las pelitas y ocurre en rocas de composición máfica y calcárea, principalmente en la facies de esquistos verdes (Cuadro 6). La clorita en rocas de la facies de anfibolita (fig.7), es en su mayoría prógrada; clorita retrógrada es común en muchas de las facies de anfibolita y se discute posteriormente en la sección sobre metamorfismo retrógrado.

Andalucita.- Este mineral aparece primero dentro de las pelitas en la facies de esquistos verdes. Las filitas finogranulares contienen porfiroblastos de andalucita sericitizada de más de 2 cm de largo y 1 cm de diámetro con cruces de quistolita bien definidos.

Facies Metamórfica	Esquisto verde	Anfibolita baja	Anfibolita alta	
Rocas pelíticas	Cuarzo	—	—	—
	Albita	—	—	—
	Plagioclasa (An>10)	—	—	—
	Feldespatos de K	—	—	—
	Clorita	—	—	—
	Moscovita	—	—	—
	Biotita	—	—	—
	Andalucita	—	—	—
	Estaurolita	—	—	—
	Sillimanita	—	—	—
	Granate	—	—	—
	Cordierita	—	—	—
Cloritoide	—	—	—	
Rocas meláficas	Actinolita	—	—	—
	Hornblenda	—	—	—
	Clinocroxano	—	—	—
	Albita	—	—	—
	Plagioclasa (An<10)	—	—	—
	Epidota	—	—	—
	Clorita	—	—	—
	Cuarzo	—	—	—
Biotita	—	—	—	
Rocas calcáreas	Carbonata	—	—	—
	Talco	—	—	—
	Moscovita	—	—	—
	Clorita	—	—	—
	Eisoonita	—	—	—
	Tramolita	—	—	—
	Clinopyroxeno	—	—	—
	Cuarzo	—	—	—
	Feldespatos de K	—	—	—
	Albita	—	—	—
	Plagioclasa (An<10)	—	—	—
	Epidota	—	—	—
	Wollastonita	—	—	—

Figura 7. Cambios mineralógicos progresivos a través de tres facies en rocas de composición química diferente.

F A C I E S							
Esquistos verdes	Anfibolita baja	Anfibolita alta					
Pelitas, Cuarzitas y Rocas cuarzofel- despáticas	Q-Plag-Bio-Mos Q-Bio-Mos Q-Bio-Mos-Ab Q-Mos-Cl Q-Bio-Mos-And Q-Bio-Mos-Kfs-Ab Q-Bio-Mos-Cl	Q-Plag-Mos-Bio Q-Bio-Mos-And-Plag-St Q-Plag-Bio-Mos-And Q-Mos-Plag-St-Bio Q-Plag-Bio-Mos-Kfs Q-And-Bio-Mos-St Q-Bio-Mos-St	Q-Plag-Bio-Mos-Sill Q-Plag-Bio-Mos Q-Plag-Bio-Mos-Kfs Q-Plag-Bio-Mos-Kfs-Sill Q-Plag-Bio-Mos-Sill-Gr Q-Plag-Mos-Bio-Cord				
Rocas de Composi- ción Máfi- ca	Act-Cl-Ab Hb-Plag-Bio-Mos-Ep Plag-Act-Bio-Ep Act-Plag-Bio-Cl Ab-Act-Cl-Bio Act-Q-Plag-Ep	Hb-Plag-Bio Hb-Plag-Ep Hb-Plag-Q-Ep Hb-Plag-Bio-Q	Hb-Plag-Q-Bio Hb-Plag-Bio Hb-Plag-Q Hb-Plag-Q-Cpx Hb-Plag Plag-Hb-Cpx-Kfs				
Rocas Calcáreas	Carb-Q Carb-Q-Mos Carb-Q-Mos-Plag-Cl Carb-Tr-Flog Carb-Q-Flog Carb-Tal Carb-Q-Tr	Carb-Cpx Carb-Q Carb-Cl-Q-Flog Carb-Cpx-Tr Carb-Tr-Cpx-Q Carb-Tr-Q-Kfs-Plag- Cpx-Ep	Carb-Cpx-Tr Carb-Tr-Q-Kfs Carb-Tr-Q-Cpx-Kfs-Plag- Ep				
ABREVIATURAS							
Ab	Albita	Cl-	Clorita	Gr	Granate	Sill	Sillimanita
Act	Actinolita	Cord	Cordierita	Kfs	Feldespato potásico	St	Estaurolita
And	Andalusita	Cpx	Clinopiroxeno	Mos	Moscovita	Tal	Talco
Bio	Biotita	Ep	Epidota	Plag	Plagioclasa	Tr	Tremolita
Carb	Carbonato	Flog	Flogopita	Q	Cuarzo		

GRUPOS DE MINERALES COMUNES EN LAS ROCAS
METAMORFICAS DE LA CORDILLERA CENTRAL EN II-B

CUADRO 6.

Gran parte de los esquistos sericíticos contienen cristales euhedrales de andalucita parcial o totalmente sericitizadas de 2 a 6 cm de longitud. La andalucita persiste en los neises feldespáticos y aluminicos aún en la facies de anfibolita alta (fig. 6) como porfiroblastos euhedrales a subhedrales, poikilíticos, algunos de los cuales alcanzan grandes proporciones. En un afloramiento de neises en el río Nus, aguas abajo del puente de la Estación San Rafael, se encuentran cristales de andalucita fresca hasta de 45 cm. No obstante, los cristales más espectaculares, aunque más pequeños y sericitizados, se hallan en el río Anorí en la toma de la antigua planta hidroeléctrica (fig.8).

Existe poco acuerdo entre los petrólogos sobre la ocurrencia de andalucita en el metamorfismo regional. En la serie de facies Abukuma, Miyashiro (1961, p.280; 1967, p.402) restringe la andalucita a la facies de anfibolita. Winkler (1967, p.118-120) considera que la andalucita es un mineral índice de la mayor de las dos sub-facies que se han considerado dentro de la facies de esquistos verde de la facies series Obukuma. El campo de estabilidad de la andalucita está fuera de la facies de anfibolita pero dentro de las cornubianitas en un diagrama P-T dibujado por Fyfe and Turner (1966, fig.1).

La ocurrencia de andalucita en II-B está más de acuerdo con el punto de vista de Winkler (1967, p. 118-120). Es interesante anotar que en las zonas de metamorfismo de contacto profundo, la andalucita se forma muy temprano y en algunos lugares aún antes que la biotita (Harker, 1950, p.49). La aparición temprana de la andalucita en II-B reafirma la interpretación de que estas rocas pertenecen a las facies series de baja presión y que son probablemente, aún de menor presión que las rocas del tipo Abukuma en el Japón.

Estauroлита.- El papel de este mineral dentro del concepto de las facies series de metamorfismo no es claro. Miyashiro (1961, p. 279) excluyó, originalmente, la estauroлита como uno de los posibles minerales en la facies series Abukuma, pero posteriormente (1967, p.405-406) consideró que su ausencia en las rocas de la facies series de baja temperatura con las cuales era familiar podría deberse

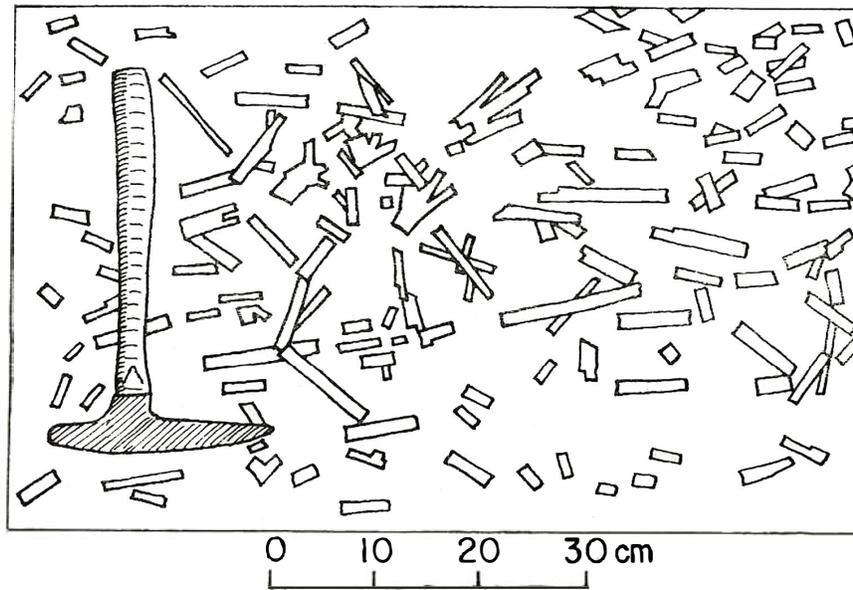


Figura 8. Porfiroblastos de andalucita sericitizada en esquistos. Toma de la antigua planta hidroeléctrica de Anorí, río Anorí (a-1). Trazados de una fotografía de T. Feininger.

a su composición química. Winkler (1965, p.108-112; 1967, p.65-66, 87-88, esp. 119-120) dice que la estaurolita se encuentra en aureolas de metamorfismo de contacto relativamente poco profundo y que su aparición no depende de la presión. Trabajos experimentales de Richardson (1966) comprueban este punto de vista.

La presencia de estaurolita en las rocas pelíticas de II-B es errática; en la parte noroeste del área cartografiada, entre Amalfi y Anorí, no se encuentra aunque las rocas aparentemente tienen el grado de metamorfismo apropiado. En las rocas de la facies de anfibolita baja a lo largo de la Falla de Otú (Pl.I), la estaurolita aparece como pequeños porfiroblastos poikilíticos en esquistos. En la parte sur de la Plancha II, entre las fallas de Palestina y Jetudo se encuentra como inclusiones en forma de núcleos independientes en porfiroblastos subhedrales de andalucita. Esta ocurrencia es un poco rara y aparentemente, no había sido descrita en la literatura petrográfica. Sin embargo, el profesor H.I. Zwart (comunicación escrita, 1969) dice que núcleos de estaurolita en andalucita son comunes en el área que él cartografió en Bosost en los Pirineos. Es interesante anotar que las rocas metamórficas de esta área son consideradas de una facies series de menor presión que las de Abukuma (Winkler, 1967, p.125-126). La ocurrencia de esta curiosidad petrográfica en Bosost y en parte de II-B sustenta la evidencia proporcionada por la aparición temprana de la andalucita que indica que algunas, si no todas las rocas metamórficas de la Cordillera Central en II-B, fueron formadas bajo condiciones muy bajas de presión.

La distribución irregular y la ausencia local de estaurolita se interpretan como un reflejo de las variaciones originales en la composición química de las rocas pelíticas, pero este es un problema que requiere investigaciones adicionales.

Granate.- Se encontraron granates en unas pocas muestras de rocas pelíticas de todos los grados pero especialmente en las de bajo grado de metamorfismo. Sin embargo, es un mineral escaso y rara vez puede observarse macroscópicamente.

Dos hechos sugieren que los granates son ricos en

espesartita y no en almandina: el color es rosado pálido, color común en espesartita y desconocido en almandina, en neises de alto grado con granate, el número de fases en la proyección AFM, es mayor en uno que el de fases requerido para que el granate fuese almandina. Un ejemplo es el neis que aflora en el Río Samaná Norte (d-10) cuya composición es: cuarzo-oligoclasa, biotita moscovita-sillimanita-andalucita-granate-estaurolita-ortoclasa (?). Las fases en esta roca aparecen en equilibrio textural en la sección delgada.

La ocurrencia de la espesartita está controlada por la composición química de la roca en la cual se encuentra y no tiene implicación en la facies series a la cual la roca fue metamorfoseada. Por otra parte, la almandina es un mineral mayor en las rocas pelíticas de la parte media de la facie de esquisto verde y facies más altas de la facies serie clásica del Barrovian. La escasez y aún la posible ausencia de este mineral en las rocas pelíticas de II-B, es una evidencia adicional de la baja presión en la facies series a la cual fueron metamorfoseadas.

No se encontraron granates en las anfibolitas, excepto en algunas muestras de la aureola interior del contacto del Batolito Antioqueño. Granates (almandina) en anfibolitas de metamorfismo regional son características de la facies series Barrovian, y el origen del nombre de "facies almandina-anfibolita". La ausencia de esta asociación en II-B es una evidencia que corrobora el hecho de que el metamorfismo regional fue de baja presión.

Cordierita.- Determinar el papel de la cordierita en II-B es complicado debido a que es un mineral que carece de propiedades ópticas definidas y es muy difícil de identificar aún en sección delgada. Es un mineral que no es pleocróico, aún en secciones gruesas (0.010 mm); no desarrolla halos pleocróicos alrededor de las inclusiones de zircón y en la misma sección coexisten granos que son ópticamente positivos y negativos. Casos similares se registraron en neises del Estado de Georgia, U.S.A. (Salotti y Fouts, 1967).

La mayoría de las localidades con cordierita se encuentran a unos pocos kilómetros del Batolito Antioqueño. Si el Batolito tiene la forma de hoja que se ha propuesto últimamente, la cuarzodiorita puede encontrarse en estos sitios a poca profundidad. Sin embargo, se ha hallado cordierita en muestras localizadas a

docenas de kilómetros de cuerpos ígneos y entonces en estos lugares puede considerarse que la cordierita es un producto de metamorfismo regional.

Migmatitas.- Las migmatitas son la fase predominante en los neises feldespáticos y aluminicos de la facies de anfibolita alta y se encuentran, localmente, en las partes de mayor grado de metamorfismo dentro de la facies de anfibolita baja.

Se encontraron algunas evidencias tanto de campo como petrográficas y químicas sobre el origen de las migmatitas en II-B. La parte granítica está compuesta por partes, aproximadamente iguales, de cuarzo y oligoclasa sin feldespato potásico y ocurre en lentes y silos separados unos de otros o rara vez conectados (fig.2). La parte esquistosa está compuesta por micas, sillimanita o andalucita y rara vez cordierita o granate. Plagioclasa y cuarzo son relativamente escasos y en algunos lugares están ausentes. La composición química de una muestra típica de la parte esquistosa de una migmatita del Río San Bartolomé, se muestra en el Cuadro 7, columna 1.

Quizás la teoría más aceptada por los petrólogos sobre origen de las migmatitas es que ellas son el producto de anatexis por fusión parcial durante metamorfismo regional de alto grado (Winkler, 1967, p.192-224); pero es dudoso que un proceso similar a éste haya dado origen a las migmatitas en II-B. La composición de la parte granítica de las migmatitas no es ni siquiera parecida a la composición de la parte de un magma anatético derivado de rocas comunes, ya que es demasiado rica en cuarzo y no tiene feldespato potásico; además tiene una textura metamórfica y ni siquiera muestra evidencias de haber tenido una textura ígnea producida por la cristalización de un magma.

Una antigua teoría sobre el origen de las migmatitas dice que éstas se producen por inyección de un magma granítico proveniente de una fuente externa, a través de planos de foliación preexistentes en esquistos o neises de alto grado. Las migmatitas de II-B no pueden haberse formado por este proceso ya que no tiene la composición de las rocas ígneas o su textura. Si se considera la teoría de "rocas preexistentes" la parte esquistosa de las migmatitas tiene una composición química (Cuadro 7, columna 1) diferente a las de las rocas sedimentarias y volcánicas comunes y es por lo tanto, poco probable que una roca con una composición química tan poco

	1	2	3	4
Número del Inventario	7749	7750		
Número de Campo	OR-229	OR-230		
Número de laboratorio del U.S.G.S.	W168-931	W168-932		
SiO ₂	40.30%	74.30%	56.40%	61.80%
Al ₂ O ₃	30.00	14.30	22.50	16.30
Fe ₂ O ₃	1.70	0.41	5.32	6.90
FeO	7.40	0.72		
MgO	3.10	0.39	1.81	1.90
CaO	2.60	1.60	2.10	0.60
Na ₂ O	1.50	3.20	2.30	1.40
K ₂ O	5.80	3.70	4.80	3.40
H ₂ O	0.22	0.10	2.83	5.30
H ₂ O+	4.60	0.51		
TiO ₂	1.50	0.17	0.87	0.70
P ₂ O ₅	1.20	0.10	0.68	0.20
MnO	0.10	0.08	0.09	
Total	100.02%	99.58%	99.70%	
Cuarzo	—	34.40		
Microclina	—	17.70		
Plagioclasa	5	40.00		
Moscovita	60	3.90		
Biotita	14	3.90		
Clorita	10	0.10		
Sillimanita	5	—		
Cordierita	Traza ?	—		
Granate	3	—		
Apatito	1	—		
Grafito	2	—		
Zircón	Traza	Traza		
Total	100 %	100.00%		
Contenido de An en la Plagioclasa	33 ?	12 ?		
Densidad	2.90	2.62		

1. Parte esquistosa; y 2. Parte granítica. Río San Bartolomé cerca de la Quebrada la Guaira (d-6); 3. Mezcla en composición de las partes esquistosa y granítica en proporción de 1:1 en volumen; 4. Shale promedio libre de carbonato. (Cuadro B-1, Columna 5).

Análisis químico del U.S.G.S. Washington D.C. El análisis modal de la parte esquistosa es estimado, el de la parte granítica está basado en el conteo de 1000 puntos sobre una sección delgada standard, análisis realizado por T. Feininger.

ANÁLISIS QUÍMICO Y MODAL DE LAS PARTES ESQUISTOSA Y GRANÍTICA
DE UNA MIGMATITA. RIO SAN BARTOLOME (d-6), Y UNA COMPARACION DE SU
COMPOSICION CON UN SHALE LIBRE DE CARBONATO

CUADRO 7.

común, alguna vez hubiera ocupado los miles de kilómetros cuadrados que ahora ocupan las migmatitas.

Las observaciones de campo muestran que las migmatitas están compuestas, aproximadamente, por partes iguales de material granítico y esquistoso. Esta es una observación cualitativa pero puede decirse con alguna certeza que ninguno de los componentes domina sobre el otro (fig.2). Como se ha dicho anteriormente, la parte granítica está compuesta por cuarzo y oligoclasa en partes iguales. La composición química calculada, de este material se da en el Cuadro 7, columna 2. La composición química calculada de una mezcla de partes iguales, en volumen, de la parte esquistosa (Cuadro 7, columna 1) y la granítica (Cuadro 7, columna 2) se indica en el mismo cuadro, columna 3. Esta es la composición aproximada de la migmatita. La diferencia entre esta composición y la de shale libre de carbonatos (Cuadro 7, columna 4) es sorprendentemente pequeña. Con relación al shale las migmatitas están ligeramente enriquecidas en: Al_2O_3 , CaO y Na_2O . El contenido pequeño del H_2O es consecuencia de la deshidratación que acompaña las reacciones durante el metamorfismo pródigo. Si los sedimentos que dieron origen a las migmatitas contenían algo de calcita (el CO_2 ha escapado durante el metamorfismo y la migmatización) gran parte de la diferencia entre las migmatitas y el shale (Cuadro 7, columnas 3 y 4) puede deberse a ello.

La composición de las migmatitas (Cuadro 7, columna 3) es similar a la composición promedio tanto del esquistosericítico (Cuadro 5, columna 4) como a la del shale libre de carbonatos (Cuadro 7, columna 4). Esto implica que las migmatitas se derivaron de shales y que los procesos de metamorfismo y migmatización cambiaron ligeramente su composición. Las evidencias en contra de su formación por proceso de anatexis fueron dadas anteriormente y puede concluirse que las migmatitas son el producto de segregación metamórfica de rocas inicialmente más homogéneas, de composición shale, a componentes graníticos y esquistos durante el metamorfismo regional de grado medio a alto con poca, si la hubo, fusión concomitante.

METAMORFISMO RETROGRADO

Gran parte de las rocas de alto a medio grado de metamorfismo han sufrido metamorfismo retrógrado parcial o total cuyas manifestaciones principales son: sericitización de la andalucita y la sillimanita, pinitización de la cordierita, cloritización de la biotita y saussuritización de la plagioclasa.

La cloritización de la biotita y la sericitización de los aluminosilicatos ocurren simultáneamente en muchas muestras. Esto sugiere que el potasio liberado durante la transformación de la biotita en clorita reaccionó con la andalucita o sillimanita adyacente para formar sericita bajo condiciones de presión de vapor de agua relativamente altas. El transporte del potasio a grandes distancias no fue aquí un mecanismo necesario.

En una muestra en c-14, (INV-8467), se encuentran pequeños núcleos de cloritoide en agregados de sericita pseudomorfa según andalucita y nunca asociado con andalucita fresca y por lo tanto, lo mismo que la sericita es un mineral retrógrado. Ocurrencias similares de cloritoide retrógrado fueron descritas por Seki en el Japón (1954, p. 241).

El metamorfismo retrógrado pudo tener lugar durante las distintas etapas del metamorfismo regional. La fuerte gradiente de temperatura durante el metamorfismo prógrado pudo no haber sido constante, lo cual indicaría que la duración del metamorfismo fue corta y por lo tanto el tiempo no fue suficiente para que escapara toda el agua liberada durante las reacciones del metamorfismo prógrado y parte pudo quedar retenida como una fase intergranular. Según el calor remanente del metamorfismo esta agua pudo combinarse con la roca en la cual estaba retenida como también destruir total o parcialmente los minerales prógrados de alta temperatura.

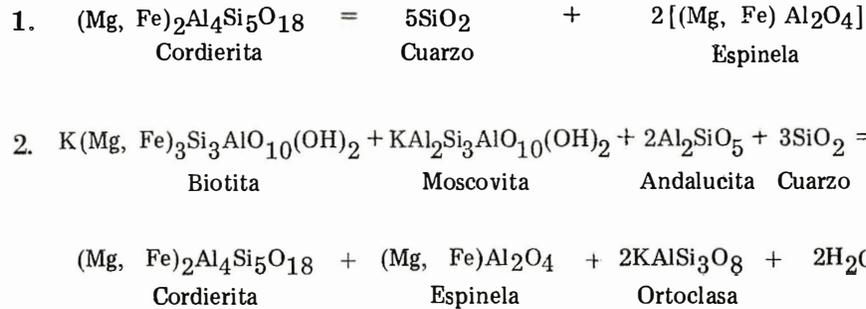
METAMORFISMO TERMICO

Los efectos del metamorfismo térmico producido por las intrusiones ígneas se observaron en varios lugares pero no fueron estudiados en detalle. Estos efectos, por lo general de poca magnitud, se observaron principalmente en áreas adyacentes a los batolitos Antioqueño y de Sonsón (Kqd, Kqds); a la granodiorita de Tres Mundos (gtm); a la adamelita (Ka) y a la diorita (d) al este de la Falla de Otú.

La presión y la temperatura del metamorfismo regional bajo las cuales se formaron las rocas de alto grado de metamorfismo en la Cordillera Central no fueron muy diferentes a las desarrolladas en la parte interior de la aureola térmica de contacto del Batolito Antioqueño y por esto los cambios mineralógicos en las rocas de este tipo que rodean el batolito, fueron pocos.

El efecto más obvio del metamorfismo térmico producido por el batolito, es la Formación de Skarn de grano grueso en las rocas calcáreas cerca al contacto. Los minerales de alta temperatura, comunes en el skarn, son: wollastonita, diópsido, granularia, vesuvianita y más lejos del contacto, tremolita.

Otro efecto, visible solo en sección delgada, es la formación de cordierita. En las rocas alumínicas de bajo grado de metamorfismo regional, el calor del magma formó granos anhedrales, porosos de cordierita cerca al contacto con el batolito. Ejemplos típicos, en cuarcitas micáceas, se encuentran al suroeste de Amalfi (a-4). En neises con cordierita de metamorfismo regional de alto grado, el metamorfismo térmico de alta temperatura adyacente al batolito causa el desdoblamiento parcial de la cordierita, principalmente es espinela verde y cuarzo. La espinela y el cuarzo coexisten en la misma sección delgada pero nunca están en contacto; la espinela está siempre rodeada por cordierita y menos comunmente por aluminio-silicatos. En unos pocos lugares, en la parte interior de la aureola, andalucitas de origen regional son desdobladas, produciendo conjuntos de cordierita-espinela. Las dos reacciones principales que producen espinela son:



El desarrollo de prismas de sillimanita de varios milímetros de longitud en filitas a unos pocos metros del contacto del batolito al sureste de San Carlos (b-12), demuestra que en la parte interior de la aureola de contacto que rodea el batolito se alcanzaron altas temperaturas. Esta ocurrencia es característica de la facies de feldespató potásico-cordierita de Winkler (1967, p.73) o de la facies de piroxeno cornubianita de Turner y Verhoogen (1960, p. 521-522).

Andalucita de origen térmico se encuentra en un área de filitas de unas pocas decenas de metros de ancho, adyacentes a algunas rocas ígneas. Esta andalucita está fresca, es de color rosado y se presenta en cristales de menos de un centímetro de largo y de uno a dos mm de diámetro y puede distinguirse fácilmente de la andalucita de metamorfismo regional descrita anteriormente. Buenos ejemplos se encuentran en las filitas negras adyacentes al Batolito Antioqueño y a adamelitas en los cortes de la carretera a Amalfi (a-3, -4) y al norte del stock de granodiorita de Tres Mundos (a-15).

El shale negro del Cretáceo al sur de San Luis (b-13, -14) está poco afectado por la intrusión del Batolito Antioqueño. En un área de menos de 30 m de ancho, adyacente al contacto, está calcinado y tiene un color marrón. No se formaron minerales alumínicos de contacto. Las limolitas y wacas calcáreas de los sedimentos cretáceos al suroeste de San Luis (a-13) están más afectadas. Areas extensas de estas rocas, cerca al contacto con el batolito, contienen epidota y actinolita que son minerales

característicos de la facies de albita-epidota-cornubianita (Winkler, 1967, p.65).

Las inclusiones de cuarcitas calcáreas en las adamelitas de La Lejía (b-4) contienen abundante wollastonita, pero no es posible determinar si este mineral fue producido por metamorfismo de contacto del magma adamelítico o por el magma más joven del Batolito Antioqueño, que fue intruído a unos pocos metros de las inclusiones o si por el contrario, es producto de metamorfismo regional y es anterior a todas las intrusiones.

Los lentes de calizas ordovicianas adyacentes al Valle del Magdalena (e-9, -10) fueron afectados por el magma diorítico que forma los stocks cercanos. Esta caliza, que en los otros lentes es de grano fino y de color gris, ha sido trasformada a un mármol blanco de grano grueso.

METAMORFISMO DINAMICO

Varios períodos de metamorfismo dinámico han afectado las rocas de II-B. Los tres períodos más importantes se discuten a continuación, de acuerdo a su probable orden cronológico, del más antiguo al más reciente.

Las rocas precámbricas están cortadas por una serie de zonas de cizalladura de edad desconocida de dirección aproximada norte-sur. Las rocas cataclásticas de estas zonas son similares a los esquistos sercíticos. Estas zonas se correlacionan, tentativamente, con las fallas de rumbo de Nus y El Bagre adyacentes y subparalelas. Sin embargo, como estas zonas de cizalladura no afectan la diorita, pueden ser más antiguas que esta roca y por lo tanto, anteriores a las fallas de rumbo. Otra alternativa es que estas zonas hubieran sido producidas durante el metamorfismo regional de bajo grado que afectó las rocas del Ordoviciano que suprayacen las rocas del Precámbrico.

El metamorfismo dinámico ha superpuesto una foliación

cataclástica a la foliación regional preexistente en grandes áreas de las rocas metamórficas de la Cordillera Central. Este hecho es más evidente en las rocas de las facies de anfibolita de metamorfismo regional. Este período de metamorfismo dinámico es anterior al Batolito Antioqueño ya que éste trunca las zonas de rocas cizalladas y no está afectado por cataclasis.

El período más reciente de metamorfismo dinámico produjo grandes zonas de cizalladura en el Batolito Antioqueño. Este período puede estar relacionado con el enfriamiento y la cristalización del magma batolítico.

ROCAS INTRUSIVAS

PORFIDOS FELSICOS AL ESTE DE LA FALLA DE OTU

Cuerpos pequeños e irregulares con un diámetro máximo de 50 m o menos de pórfidos félsicos hipoabisales, principalmente dacitas, se encuentran al este de la falla de Otú en los subcuadrángulos 133 y 149. Estas rocas están formadas en un 20 a 40% por fenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa de color amarillento, no zonados y de cuarzo gris de 4 a 10 mm de ancho y en una proporción aproximada de 10: 1. El resto de la roca corresponde a la matriz finogranular compuesta por feldespato, cuarzo, biotita y moscovita con cantidades menores de allanita, apatito y magnetita. Los pórfidos están débilmente metamorfoseados; los fenocristales están fracturados y microfallados. La ausencia de zonamiento sugiere una homogenización metamórfica. Los agregados de pequeñas láminas de biotita alineadas y la sericita asociada en la matriz tienen una textura metamórfica.

Los pórfidos cortan únicamente los neises precámbricos y las rocas del Ordoviciano; su ausencia en todas las otras rocas más jóvenes, sugiere que éstos son del Paleozóico Inferior.

NEISES INTRUSIVOS

Las rocas graníticas néisicas al sureste de San Luis fueron observadas por primera vez por Radelli (1967, p. 249-250). La cartografía regional mostró que estas rocas constituyen tres grandes cuerpos concordantes en forma de placas al oeste de la Falla de Palestina (Pl. II). Cuerpos menores se encuentran cerca a Caracolí (c-8) y al este de Amalfi (a-3).

El cuerpo más hacia el oeste (a-13, -14, -15) es anastomático y corta anfibolitas, esquistos sericíticos y cuarcitas y a su vez, es cortado por gabros hornbléndicos en San Francisco y por la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño. Hacia el sur los neises son truncados por el Batolito de Sonsón.

El cuerpo central, por lo general de menos de tres kilómetros de ancho, tiene 30 kilómetros de largo y se extiende desde el Stock de Aquitania en el sur (b-15) hasta un punto seis kilómetros al este-noroeste de San Luis (b-12). El extremo norte está bifurcado por una cuña de esquistos sericíticos negros y filitas. Corta neises feldespáticos, alumínicos, cuarcitas y a su vez es cortado por la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño al este de San Luis y por la cuarzomonzonita del Stock de Aquitania. Este cuerpo está limitado al oeste por la Falla de Aquitania que pone en contacto el neis con el shale cretáceo.

El cuerpo del este es el mayor; se extiende desde la Falla de Balsadero en el norte (c-11) hasta el límite sur de la Plancha II, con una longitud total de más de 60 kilómetros. En la mayor parte de su extensión tiene menos de un kilómetro de ancho y la Falla de Cocorná Sur marca 28 kilómetros de su contacto este. Este neis corta esquistos sericíticos, cuarcitas, neises feldespáticos, alumínicos, anfibolitas y algunas inclusiones de neises y anfibolitas son de tal tamaño, que pueden cartografiarse.

El neis intrusivo varía de fino a grueso granular y de casi masivo a esquistoso; los minerales esenciales son plagioclasa (generalmente oligoclasa), cuarzo, microclina, biotita y moscovita.

Gran parte de la plagioclasa se encuentra en megacrístales subhedrales a anhedrales, redondeados, de 5 a 20 mm de ancho dándole al neis un aspecto porfirítico (fig. 9). El cuarzo es mayor del 30% y la microclina varía entre un 2 y un 30%. La composición de la roca varía entre cuarzodiorita y cuarzomonzonita, siendo más común la primera. La biotita es más abundante que la moscovita y su porcentaje está comprendido entre 5 y 25%; los colores según Y y Z son pardo rojizo medio a oscuro. Los minerales accesorios más comunes son: apatito, opacos, turmalina y zircón. El apatito se encuentra en cristales subhedrales grandes y por lo general es mayor del 1%. El opaco es magnetita anhedral. La turmalina es subhedral, zonada, parda amarillenta con núcleos de color verdoso. El zircón, cuando está incluido en biotita, está rodeado por halos pleocróicos fuertes.

Los neises intrusivos muestran deformación posiblemente como resultado de protoclásis. Esta deformación se manifiesta por la extinción ondulatoria del cuarzo y las micas flexionadas. En algunas muestras deformadas la plagioclasa está doblada y microfallada y se ha desarrollado una textura de mortero alrededor de los granos de cuarzo y microclina. El neis del cuerpo oeste es el más cizallado y parte de las rocas finogranulares y esquistosas con planos de foliación de lustre sedoso, están rodeados por lentes de rocas de grano más grueso y menos cizallados dándole al conjunto una textura augen.

Los neises intrusivos tienen textura metamórfica en seccion delgada y solamente en unos pocos afloramientos parecen rocas ígneas. Sin embargo, las evidencias de un origen intrusivo son muchas. Aunque son regionalmente concordantes, los tres cuerpos transgreden la estratificación de las rocas metamórficas. En miles de afloramientos, especialmente cerca a los contactos, el neis intrusivo contiene gran cantidad de inclusiones y en muchos sitios éstas alcanzan a formar un 50% de la roca. En cuerpos pequeños, como los de cerca a Caracolí, las inclusiones son concordantes (fig. 10-A). Sin embargo, ellas son parcial o totalmente discordantes (fig.10-B,C). En el cuerpo oeste se observan buenos ejemplos en la quebrada Palmosanto, 2.8 km S25°E de San Francisco (a-14) y en el cuerpo este en la quebrada Rabihorcadal, 1.2 km S45°W de la Inspección

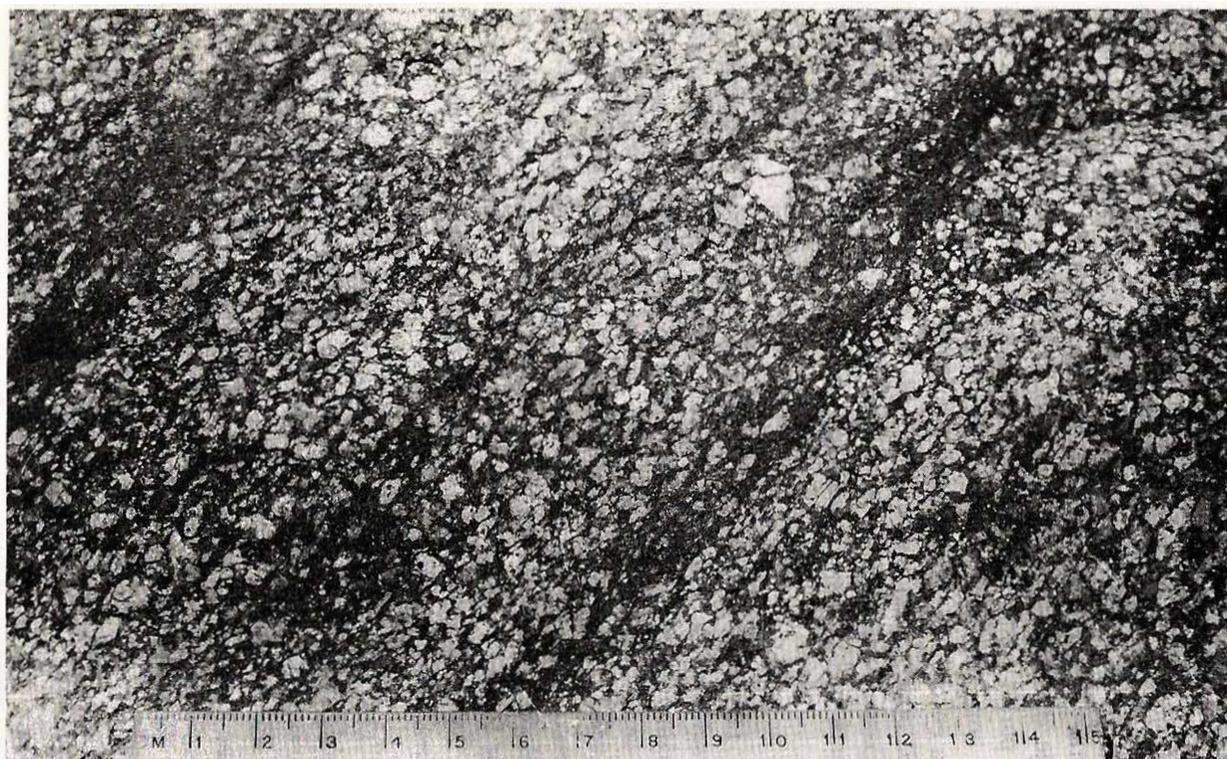


Figura 9. Neis intrusivo con textura “Porfirítica” típica Escala en cm. Quebrada El Pital, altura 740 m, 10.7 km al S69° E de San Luis (b-13). Fotografía de T. Feininger.

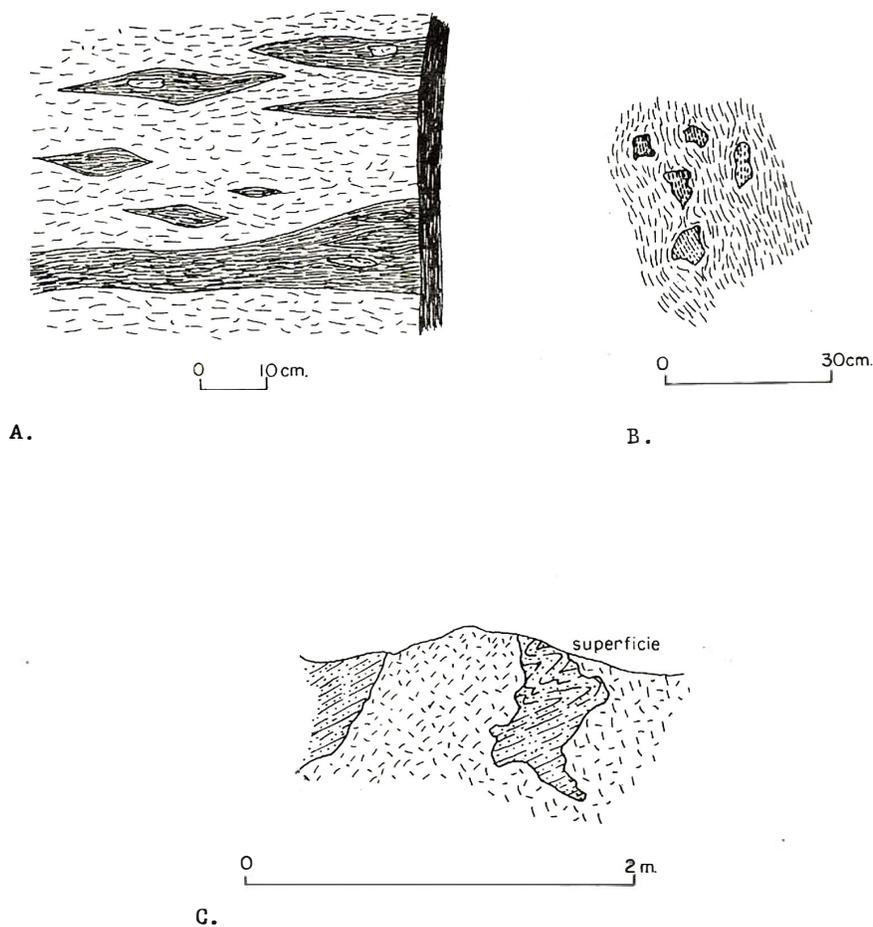


Figura 10. Inclusiones en neis intrusivo. **A.** Inclusiones concordantes de esquistos. Dique andesítico a la derecha. Quebrada La Bonita, 5 km al NSW de Caracolí (c-8); **B.** Inclusiones parcialmente concordantes de cuarcita biotítica. Quebrada La Cruz, altura 725 m, 15.6 km al este de San Luis (c-13), **C.** Inclusiones discordantes de neis cuarzoso. Vía Aquitania - La Florida a 3.4 km al N61°E de Aquitania (b-15). Esquemas de campo de T. Feininger A) y D. Barrero B, C).

de Samaná (c-12). Las rocas encajantes son generalmente migmatíticas en un área de menos de 1 hasta 50 m de ancho, cerca al contacto con los neises intrusivos. Solamente al sur de San Francisco (a-14, -15) el neis intrusivo incluye neises finogranulares, grises, compuestos por plagioclasa, cuarzo, biotita y que son probablemente de origen metasedimentario.

La edad de los neises intrusivos no se conoce con certeza. Son más jóvenes que las rocas metamórficas de la Cordillera Central. más antiguos que el Batolito Antioqueño y probablemente más antiguos que las rocas del Albiano Aptiano ya que no se conoce ningún sitio donde las corten.

ROCAS ULTRAMAFICAS

ROCAS DE TALCO Y DE TALCO TREMOLITA

Cerca de una docena de lentes delgados y concordantes de rocas verdosas claras, fuertemente foliadas compuestas por talco y talco tremolita se encuentran en los neises feldespáticos y aluminicos (Pl. I y parte norte de la Pl.II). Se encontró un lente en los neises cuarzo-feldespáticos del Precámbrico entre las fallas de Palestina y Otú al sur del río Cupiná (e-6). Las rocas ultramáficas no forman buenos afloramientos pero son, relativamente resistentes a la descomposición química dando bloques sobresalientes que al meteorizarse toman un color blanco. Un afloramiento que muestra su relación concordante con el neis encajante, se encuentra en el río Monos 4.5 km al noroeste de Caracolí (d-8). La mayoría de los lentes tienen uno o dos metros de espesor, aunque algunos mal expuestos en los cortes de la carretera entre Monos y Pavas (d-9) pueden alcanzar hasta 8 m de espesor.

Los lentes están formados por cantidades variables de talco, tremolita y clorita. El talco se encuentra en pequeñas láminas y su orientación y agrupación sugiere que está reemplazando un silicato preexistente. La tremolita ocurre como granos subhedrales incoloros a verde pálido con bordes fibrosos o como agregados

fibrosos. La clorita es un agregado de láminas incoloras muy finas, length-fast y con color de interferencia gris. Los minerales accesorios son: calcita, magnetita, pirita y serpentinita.

Las rocas de talco y talco-tremolita son el producto de alteración de rocas ígneas ultramáficas. Esto lo demuestran las relaciones texturales que indican que el talco y la tremolita son pseudomorfos según olivino o piroxeno. En una muestra de la quebrada San Buenaventura a 3 km N24°E de El Tigre (c-3) el reemplazamiento pseudomorfo es incompleto y se conservan núcleos de olivino ($Fo > 88$) en el talco. La edad de estas rocas no se conoce con seguridad. Se consideran, tentativamente como del Cretáceo y pueden correlacionarse con los cuerpos más grandes de talco en la parte oeste de II-A.

SERPENTINITAS

Lentes de serpentinita de unos pocos metros de espesor se encuentran mal expuestos, en la quebrada San Juanillo, 16.5 km S88°E de Yalí (d-6). La serpentinita es finogranular, masiva, verde oscura a negra y de lustre graso. Cuando se meteoriza toma un color parduzco. El modo estimado en una sección delgada es: serpentina 47%; olivino ($Fo > 88$) 25%; clorita 4%; magnetita 4%. Bloques similares de serpentinita se encuentran en el río Bagrecito a lo largo de la Falla de El Bagre (e-1, -2). El origen de estos bloques se desconoce y no se indican en los mapas geológicas.

GABRO HORNBLÉNDICO DE SAN FRANCISCO

Gabros hornbléndicos negros con una amplia variación en textura y composición forman un stock de 3 km² en el área de San Francisco (a-13, -14). Dos masas satélites, cada una de solo unos pocos miles de metros cuadrados, fueron cartografiadas en las anfibolitas adyacentes. No se encontraron afloramientos del gabro, y los contornos, tanto del stock como de las masas satélites,

se trazaron basados en la distribución de los bloques coluviales; por lo tanto, la relación con las rocas adyacentes no pudo determinarse y el tamaño del stock puede ser menor que el que se indica en el mapa.

La textura del gabro varía entre alotriomórfica de grano medio a pegmatítica de grano grueso y la composición entre una roca compuesta aproximadamente por partes iguales de plagioclasa y hornblenda y una compuesta casi en un 100% por hornblenda. El gabro es por lo general masivo, pero algunas de las muestras de grano grueso están foliadas. En sección delgada, la hornblenda se presenta en granos euhedrales a anhedrales incoloros a verde pálidos o café pálido y como pequeños prismas incluidos poikilíticamente en la plagioclasa. La plagioclasa es por lo general andesina, anhedral, débilmente maclada y de apariencia moteada con nicoles cruzados. Los minerales accesorios son: apatito, pirita y magnetita con corona de esfena granular.

El origen de este gabro es incierto. La textura es metamórfica y las características en sección delgada tanto de la hornblenda como de la plagioclasa son similares a las de las anfibolitas adyacentes. En un afloramiento en la confluencia de la quebrada Palmichal y el río Santo Domingo, 4.9 km N48°W de San Francisco (a-13) anfibolitas finogranulares ligeramente laminadas pasan gradacionalmente a lentes de gabro de color negro y de grano medio a grueso muy parecidos al gabro de los bloques coluviales de San Francisco.

La interpretación más probable es que el gabro fue emplazado como magma y posteriormente sufrió una recristalización metamórfica. El metamorfismo de contacto del magma máfico pudo haber formado las anfibolitas. Si esta interpretación es correcta, el gabro sería más joven que las cuarcitas, anfibolitas y esquistos sericíticos, pero no puede descartarse la posibilidad de que el gabro sea una anfibolita con una recristalización más gruesa y si así fuese entonces sería contemporáneo con las rocas metamórficas adyacentes pero más antiguo que el neis ya que éste no ha sido afectado por esta recristalización.

ROCAS IGNEAS LOCALIZADAS PRINCIPALMENTE AL ESTE DE LA FALLA DE OTU

Un conjunto de rocas ígneas de grano medio, principalmente dioritas a cuarzodioritas, afloran al este de la falla de Otú. Estas rocas son algo variables en textura y composición, pero presentan características petrográficas comunes y probablemente están genéticamente relacionadas.

DIORITAS Y CUARZODIORITAS

Estas rocas, en conjunto denominadas dioritas, cubren un área aproximada de 700 km² en II-B. Los cambios en la composición son gradacionales y no se hizo ningún intento de diferenciar facies, por ejemplo, diorita y cuarzodioritas.

La mayor parte de las dioritas se encuentran al este de la Falla de Otú, exceptuando un stock de 7 km², 14 km al sureste de San Carlos (b-12), un bloque fallado de 2 km² en la quebrada Alejandría (d-7), un pequeño cuerpo en el río Samaná Norte cerca a la planta hidroeléctrica de Inmarco (d-10) y un cuerpo irregular de 10 km², 7 km al oeste de Puerto Nare (d-11). Los afloramientos por lo general son malos y las mejores exposiciones son de roca alterada o de bloques y guijarros residuales. Sin embargo, en los grandes ríos que cortan la diorita al oeste de la Falla de Otú se encuentran grandes afloramientos de roca fresca; los principales están en los ríos Ité (d-2), La Honda y Pescado (d-3), Volcán (d-4), San Bartolomé (d-5, e-5) y Alicante (e-7).

Las dioritas varían de masivas a ligeramente laminadas y a fuertemente néisicas. Las rocas laminadas están caracterizadas por bandas de uno a 20 cm de espesor con contactos difusos y con diferentes proporciones de minerales félsicos y máficos. Algunas de las rocas néisicas son cataclásticas (parte podrían ser protoclasticas) y en algunos lugares, como en la parte noreste del cuerpo al oeste de

Puerto Nare, están fuertemente cizalladas y la textura original ha sido destruída en gran parte. Esto puede observarse claramente en la quebrada Sona (d-11). La roca típica es hipidiomórfica equigranular, de grano medio, gris verdosa oscuro, con textura moteada. En algunos lugares se encuentran cristales de feldespato potásico rosado; en los afloramientos al este de la Falla de Otú en el río La Honda, en la quebrada Pavas (d-4) y en el río Alicante estos cristales están rodeados por una corona de plagioclasa de color crema dando una textura rapakivi. Manchas de máficos finogranulares y pequeñas fallas son abundantes en muchos afloramientos especialmente cerca a la Falla de Otú. Diques irregulares, de color verde oscuro, algunos con texturas metamórficas, ocurren localmente.

En algunos lugares la diorita está muy mezclada y pasa gradacionalmente a anfibolita, gabro hornbléndico y a roca verde, especialmente en los afloramientos de la quebrada Rocallosa en la parte sur del cuerpo al oeste de Puerto Nare (d-11). La diorita está íntimamente mezclada con neises cuarzo-feldespáticos del Precámbrico en proporciones más o menos iguales a lo largo de los cortes del ferrocarril entre las fallas de Palestina y Nus; esto se observa claramente en la quebrada La Malena y en la balastrera del ferrocarril en Monte Cristo, 1 km al oeste de la Estación Cabañas (d-9). Sin embargo, el neis precámbrico contiene pequeños cuerpos irregulares discordantes y concordantes de diorita de 1 a 100 m de ancho. Buenos ejemplos se encuentran entre las fallas de Otú y Palestina en la quebrada Arrebol y en el río Cupiná (c-6). Las áreas donde la relación de las dos rocas es similar, fueron cartografiadas arbitrariamente como de neises o de dioritas.

El rango de composición de las dioritas, basado en modos estimados en 30 secciones delgadas, es: cuarzo 2-32%, plagioclasa 45-60%; ortoclasa 0-20%; hornblenda 0-22%; biotita y clorita 4-16%; y accesorios 0-5%.

El cuarzo está deformado y empolvado, la plagioclasa se presenta en cristales subhedrales a euhedrales, doblados y microfallados, débilmente zonada a no zonada, de composición entre An₃₂ y An₃₈ y varía de fresca a completamente saussuritizada aún dentro de una misma sección delgada; predominando la

plagioclasa alterada que le da un lustre mate a la mayoría de las dioritas. La ortoclasa es intersticial o se presenta en granos anhedrales cubiertos por un polvo fino de color pardo. Microclina maclada ocurre esporádicamente. La hornblenda (X = canela pálido; Z= verde intermedio a pardo oliva) se encuentran en cristales euhedrales a subhedrales frescos aunque en algunas muestras está reemplazada parcialmente por agregados fibrosos de anfíbol verde pálido. Los intercrecimientos de hornblenda y biotita son comunes. La biotita (Y = Z pardo oliva a pardo dorado oscuro) está reemplazada en un 10 a 100% por clorita verde con color de interferencia azul anómalo y empolvada por esfena y granos anhedrales amarillos de epidota. Calcita secundaria en finas venas y en granos diseminados es relativamente abundante y en algunas muestras produce una ligera efervescencia con HCl diluido. Los minerales accesorios son: allanita, abundante apatito, magnetita, piritita y zircón con halos pleocróicos débiles en micas o en hornblenda.

El origen magmático de la diorita se demuestra por su textura, composición y especialmente por estar cortando las rocas adyacentes. La mezcla íntima de la diorita con las rocas de las paredes, demuestra que el magma fue intruído en la catazona o parte inferior de la mesozona de Buddington (1959).

La edad de la diorita, determinada por análisis de K-Ar en hornblenda de una muestra de la cantera de Monte Cristo, hecho por R.F. Marvin, H.H. Mehnert y Violet Merrit del U.S. Geological Survey, es de 160 ± 7 millones de años que corresponde al Jurásico. (Marvin, comunicación escrita, 1968).

Esta diorita es la roca encajante de los filones de cuarzo aurífero en d-7, donde se efectúa la explotación de oro de filón más grande en Colombia por la Frontino gold Mines Ltd.

GABROS ANFIBOLICOS

Trece stocks pequeños de gabros anfibólicos fueron cartografiados en las dioritas y rocas adyacentes al este de la Falla de Otú. Los afloramientos son dispersos y los contornos de muchos

de los stocks fueron trazados solamente por la presencia de bloques residuales. El stock mayor tiene 1.5 km² y está 4 km al noroeste de la Estación de Cristalina (e-8); los otros tienen menos de un kilómetro cuadrado.

El gabro anfibólico es masivo, gris verdoso a oscuro, de grano medio a grueso y está compuesto principalmente por plagioclasa y anfíbol. Cristales altamente poikilíticos de anfíbol oscuro, de varios centímetros de ancho reflejan la luz del sol sobre las caras de los cristales y los planos de clivaje. Algunas muestras tienen una textura ligeramente cataclástica en sección delgada.

La plagioclasa es labradorita (andesina en una muestra del stock 11 km al este de Remedios, e-2) y varía desde fresca, con maclas complejas, hasta completamente saussuritizada. Se encuentran dos anfíboles: uno incoloro a verde pálido en forma de bloques dentro de los cuales existen núcleos de clinopiroxeno incoloro; el otro es incoloro, fibroso en forma de agregados irregulares. En parte, ambos anfíboles se han formado por alteración deutérica del piroxeno y como ninguno de los anfíboles es probablemente hornblenda, se utilizó el nombre de gabro anfibólico para estas rocas.

Los minerales accesorios son: apatito, calcita, clorita, epidota, pirita, esfena y zircón.

El gabro anfibólico está relacionado en el espacio y genéticamente a la diorita y podría ser una facies de ésta. Se observa una gradación entre ambas rocas en los afloramientos del río Nus (d-9). Además, las deformaciones y alteración de los minerales típicos de la diorita se encuentran también en los gabros anfibólicos.

ANDESITAS

Diques dispersos y cuerpos intrusivos irregulares de una roca finogranular a afanítica, gris verdosa, en las dioritas fueron clasificadas, macroscópicamente como andesitas. Los tres cuerpos

mayores de esta roca se muestran en el mapa geológico. Uno es un dique de cerca de un kilómetro de largo que aflora en la quebrada El Pescado (e-10), 35 km al suroeste de Puerto Berrío y está compuesto por una andesita de lustre mate con fenocristales de plagioclasa gris y anfíbol prismático verde de 0.3 x 5.0 mm; otro a 0.2 km², aflora en la quebrada Berlina (c-7) 11.5 km al oeste-noroeste de Puerto Berrío y está compuesta por andesita afanítica muy fracturada y contiene fenocristales pequeñísimos de hornblenda negra. El tercer cuerpo con un afloramiento circular en la Quebrada de San Nicolás a 5 km al noreste de Segovia (d-1), se compone de andesita afanítica.

ADAMELITA

Una serie de stocks, genéticamente relacionados, de rocas de grano medio a grueso se han agrupado bajo el encabezamiento de adamelita (granodiorita a cuarzomonzonita) ya que ésta es la roca que predomina. Estas rocas tienen una serie de características petrográficas y estructurales comunes y están restringidas principalmente, a cinco stocks o grupos de stocks en su mayoría en la Plancha I.

La edad de la adamelita no se conoce con exactitud; es más joven que las rocas metamórficas de la Cordillera Central ya que las intruye y contiene inclusiones de ellas y es probablemente más joven que la diorita del Jurásico ya que las alteraciones de los minerales característicos de la diorita están menos desarrollados en la adamelita. A su vez, la adamelita es más antigua que el Batolito Antioqueño pues está intruída por éste; (fig. 11-A) y los efectos de deformación característicos en gran parte de las adamelitas están ausentes en las rocas adyacentes del batolito.

Stock al suroeste de Amalfi.- Un stock discordante de adamelita de 2 km² se encuentra a unos 8 km al suroeste de Amalfi (a-3). La roca, parcialmente meteorizada, está bien expuesta en los cortes de la carretera al oeste de la planta hidroeléctrica de esta población.

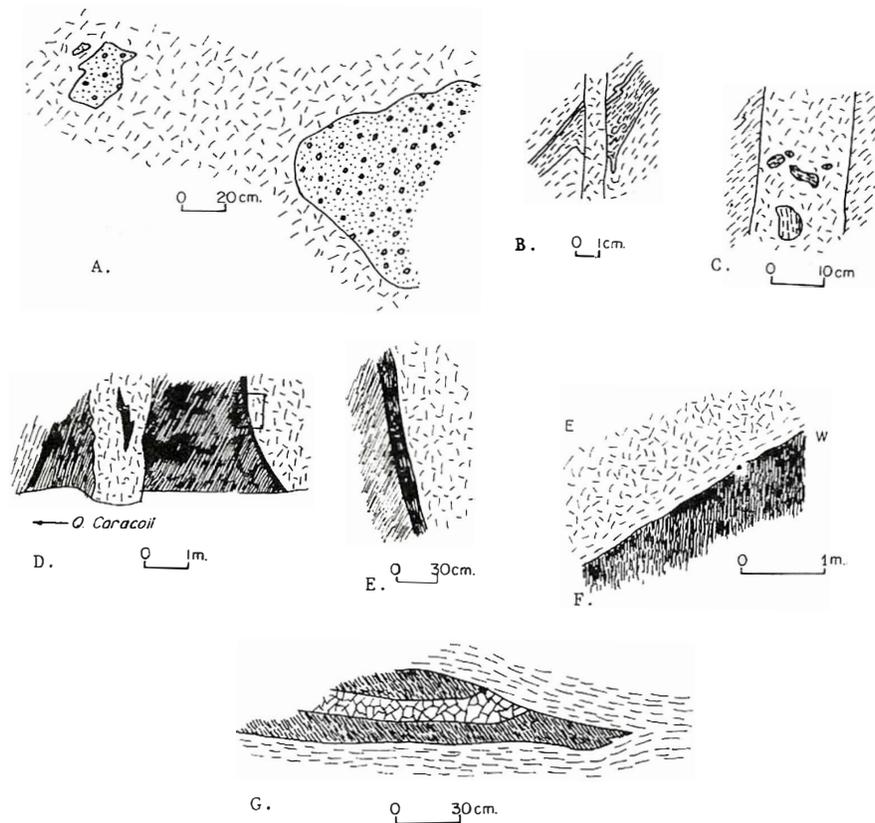


Figura 11. Detalles estructurales de la adamelita. A. Inclusiones de adamelita porfirítica intensamente recristalizada en la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño. Canto rodado en la quebrada La Lejía, altura 1.360 m (b-4); B-E. Apófisis del stock del suroeste de Amalfi en rocas de bajo grado de metamorfismo. E. Es la ampliación del rectángulo en D. Obsérvese el esquistu altamente cizallado en el contacto. Quebrada Caracolí, altura 1.360 m (a-3). F. Apófisis de adamelita en neis feldespático y aluminico. Obsérvese el alineamiento de la biotita en la adamelita, en dirección paralela al contacto. Quebrada La María (d-3); G. Inclusiones de neis en adamelita. La misma localidad de F. Esquemas de campo por T. Feininger.

Este cuerpo está compuesto por adamelita masiva hipidiomórfica equigranular, de grano medio, color gris claro, compuesta por feldespato, cuarzo, biotita, moscovita y accesorios. La biotita es más abundante que la moscovita pero nunca excede el 10% de la roca.

El stock fue emplazado como magma en esquistos sericíticos de bajo grado de metamorfismo y cerca al contacto oeste se desarrollaron delgados cristales rosados de andalucita hasta de 12 mm de longitud. El contacto este está fallado. Apófisis de este stock en la quebrada Caracolí reafirma el origen de la adamelita (fig. 11-B a E).

Stocks de la Hacienda Marta Habana.- Un grupo de stocks de adamelita con un área total de 10 km² se encuentra en las haciendas Marta Habana y Monos (b-3, -4, -5). Estos stocks fueron intruídos por el Batolito Antioqueño e inicialmente pudieron haber sido un solo stock de contornos irregulares.

Los afloramientos son escasos. Sin embargo, hay abundantes bloques residuales de los cuales pueden tomarse muestras frescas. En el campo, el contorno de los stocks se define mejor por la cubierta de suelo estéril, derivada de ellos. El suelo presenta una escasa vegetación y son comunes las zonas sin ella.

Los stocks están compuestos principalmente por granodiorita (Cuadro 8, columnas 1-4), y por algunas muestras de cuarzomonzonita. La roca es de color gris claro a rosado pálido, hipidiomórfica a alotriamórfica granular, de grano medio a grueso y masiva a foliada. Parte de ella es porfirítica con fenocristales de ortoclasa de 1 x 3 a 2 x 5 cm que constituyen hasta un 5 de la roca. Los fenocristales están maclados según Carlsbad y son generalmente poikilíticos, las inclusiones tienen menos de 1 mm de diámetro y son de biotita y cuarzo. En las rocas foliadas, los fenocristales tienen su eje mayor en la dirección del plano de foliación. Pequeñas zonas pegmatíticas con turmalina negra como accesorio son abundantes localmente en la adamelita, especialmente en el stock al noroeste de la Hacienda Marta Habana.

Número de campo Número del inventario	STOCK DE LA HACIENDA MARTA HABANA				STOCK AL SUR DE STA. ISABEL			STOCK AL ESTE DE YALI	STOCK AL OESTE DE CARACOLI.
	1 NC-371C 7742	2 AA-1642 7686	3 NC-349 7741	4 AA-1364 7670	5 OR-1915 7768	6 OR-1568 7800	7 OR-1542 7799	8 OR-142 7551	9 TF-40 7509
Cuarzo	32.70 %	31.10 %	28.40 %	26.60 %	30.30 %	29.70 %	27.10 %	34.80 %	32.60 %
Ortoclasa	25.30	21.80	25.70	30.80	17.50	7.60	33.50	21.30	27.90
Plagioclasa	34.90	31.40	42.40	33.40	46.10	55.90	35.10	34.60	35.70
Biotita	6.20	12.60	2.80	6.30	5.10	6.00	1.60	5.80	0.40
Clorita	0.10	0.20	0.60	0.30	0.80	—	2.30	2.50	0.20
Muscovita	0.70	2.50	—	2.60	—	0.70	—	1.00	2.70
Apatito	0.10	Tr.	Tr.	Tr.	0.10	0.10	—	Tr.	—
Epidota	—	—	—	—	Tr.	—	Tr.	Tr.	—
Granate	—	—	—	Tr.	—	—	—	—	0.50
Opaco	Tr.	0.40	Tr.	Tr.	—	Tr.	—	Tr.	—
Penita	—	—	—	Tr.	Tr.	—	—	—	—
Esfena	—	—	—	—	Tr.	—	0.30	—	—
Zircón	Tr.	Tr.	Tr.	Tr.	0.10	Tr.	0.10	Tr.	—
Total	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %	100.00 %
Contenido de An en la plagioclasa	30	33	Oligoclasa	Oligoclasa	26	Oligoclasa	Oligoclasa	20	16

- Granodiorita, canto rodado, Q. La Lejía, altura 1375 m (b-4).
- Granodiorita 1.7 km al norte de la hacienda La Lindona (b-3).
- Granodiorita, canto rodado, Hda. Corralitos (b-4).
- Granodiorita, canto rodado, Hda. Monos (b-3).
- Cuarzodiorita, canto rodado, Hda. La Teresa (d-4).
- Cuarzodiorita, Q. La Honda, altura 875 m (c-3).
- Granodiorita, Q. Buga, altura 690 m (d-3).
- Granodiorita, Hda. Manzanares (c-5).
- Granodiorita Alaskita. Río Nus, 1.5 km al oeste de la toma para la planta hidroeléctrica (c-8).

Análisis modales porcentaje en volumen basados en el conteo de 600 a 1600 puntos en secciones delgadas standard. Conteo realizado por T. Feininger (I-7, -9) y C.J. Vesga (8).
Tr. Trazas.

ANÁLISIS MODAL DE ADAMELLITA

CUADRO 8.

En sección delgada la adamelita tiene una textura granoblástica entre ígnea y metamórfica. Todos los granos son anhedrales a subhedrales y son comunes los contactos suturados entre los minerales félsicos.

El cuarzo se presenta empolvado y fracturado en algunas muestras, pero sin extinción ondulatoria.

La ortoclasa está fresca, ligeramente pertítica y excluyendo los fenocristales poikilíticos que son euhedrales, el resto se presenta en cristales anhedrales. Las maclas según Carlsbad son comunes.

La plagioclasa es oligoclasa o andesina sódica, fresca o empolvada con pequeñas inclusiones de mica blanca. Los granos están débilmente maclados según albita a veces borrosas y por lo general, no está zonada aunque algunos están rodeados por una corona de albita. Es común la formación de mirmequita en los contactos con ortoclasa.

La biotita está en láminas pequeñas parcialmente cloritizadas. El pleócroismo es: X = canela pálido; Y = Z pardo rojizo oscuro. Los zircones incluidos están rodeados por halos pleocróicos fuertes.

La moscovita primaria se encuentra como láminas anhedrales y la secundaria como agregados de sericita producto de la alteración de feldespato y de cordierita (?).

El origen magmático del stock de la Hacienda Marta Habana es evidente por estar cortando las rocas encajantes; además, pequeñas inclusiones de cuarcitas con wollastonita y de otras rocas metamórficas con contactos angulares en la adamelita, se encuentran en bloques residuales, 0.9 km al N25° E de la Hacienda Marta Habana (b-5).

Stocks al sur de Santa Isabel.- El mayor stock de adamelita tiene 96 km² y se encuentra al sur de Santa Isabel (c-3, d-3, d-4) en neises feldespáticos y aluminicos. Este cuerpo es intruído por la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño en La

Llana (d-4) y está limitado al sur por la Falla de Otú.

El único afloramiento grande corresponde a la parte norte del stock en el río La Honda y sus tributarios y en la quebrada La María. El resto de las exposiciones están restringidas a bloques residuales y como la adamelita de Marta Habana, el suelo que ha producido es poco fértil.

La adamelita de este cuerpo es de grano medio, gris claro, alotriomórfica a hipidiomórfica granular y débilmente foliada. Fenocristales poikilíticos anhedrales a subhedrales, hasta de 1.5 cm de diámetro, de feldespato blanco forman, localmente, de un 2 a 5% de la roca.

Los minerales esenciales son: cuarzo, ortoclasa, oligoclasa, biotita y tienen características similares a las de los stocks descritos anteriormente. Sin embargo, los efectos cataclásticos y de deformación son más abundantes. El cuarzo tiene extinción ondulatoria fuerte y los granos, en algunas muestras, están rodeados por agregados muy finos producidos por trituración, dando una textura típica de mortero. La biotita está doblada y la oligoclasa también microfallada. Los análisis modales de tres muestras se dan en el Cuadro 8, columnas 5 - 7.

En la parte norte del stock se encuentran, en las fisuras, cavidades rellenas con cuarzo blanco y piritita.

El origen ígneo de la adamelita de Santa Isabel puede demostrarse fácilmente cuando ocurre mezclada con las rocas metamórficas. Gran parte de esta mezcla, que se muestra en la Plancha I, es una brecha intrusiva compuesta aproximadamente por partes iguales de inclusiones de neis no orientadas y discordantes en una matriz de adamelita masiva a casi masiva. En la figura 11, F y G, se muestran dos detalles de esta relación.

Stock al este de Yalí.- Un stock alargado de 14 por 1.5 km de dirección norte-sur sigue el contacto entre las cuarcitas y los neises feldespáticos y aluminicos 6 km al este de Yalí. (c-5, -6). Los afloramientos son muy malos y el único afloramiento grande se

encuentra en el río San Bartolomé, en el centro del cuerpo y en pequeñas quebradas en su parte sur.

La roca dominante es de grano medio, gris claro, alotriomórfica a hipidiomórfica equigranular y de composición adamelita biotítica. La roca es masiva a débilmente foliada pero hacia los contactos se presenta fuertemente foliada. La pegmatita asociada, observable únicamente en bloques en el río San Bartolomé, está compuesta por albita y turmalina negra en cristales euhedrales hasta de 3.5 cm de diámetro y 15 cm de longitud.

La composición y las características petrográficas son muy similares a las de los cuerpos descritos anteriormente, aunque la deformación y los efectos cataclásticos son menores. El análisis modal de una muestra representativa se da en el Cuadro 8, columna 8. Bloques residuales de gabro hornbléndico se encuentran cerca al extremo norte del stock en la quebrada Guarquina (c-5), pero no se conoce la relación que puedan tener con la adamelita.

La adamelita ha formado grandes brechas intrusivas en la roca encajante, especialmente en las cuarcitas, en el río San Bartolomé. Algunas de estas inclusiones son de tamaño cartografiable. Las brechas muestran el origen magmático de la adamelita.

Stock al oeste de Caracolí.- El stock de adamelita con mejores afloramientos y el más variable en composición, se encuentra al oeste de Caracolí (c-8, -9), tiene 3 por 5 km y un contorno muy irregular. Buenos afloramientos se encuentran en los ríos Nus y El Socorro, en la quebrada Santa Isabel y en numerosas quebradas pequeñas afluentes del río Nus.

La composición varía desde alaskita con granate accesorio (noreste del río Nus y en el río El Socorro) pasando por granodiorita, hasta diorita biotítica (extremo sur del stock y en la quebrada Santa Isabel hacia el noroeste). Se encontraron bloques residuales de gabro hornbléndico pero no se conoce su relación con las otras rocas.

Los distintos tipos de rocas están muy mezclados con

los neises encajantes y son comunes grandes brechas intrusivas (fig. 12-A, B-C) y algunas de las inclusiones, de tamaño cartografiable.

Los apófisis del stock en el neis encajante (fig. 12-D, E-F) son tan abundantes que en algunos puntos el contacto del stock es arbitrario.

La mayor parte del cuerpo está compuesta por granodiorita biotítica o por diorita biotítica de grano medio, localmente de grano fino, gris clara y masiva. Estas rocas se van enriqueciendo en máficos hacia el extremo sur.

Las alaskitas constituyen cerca de la tercera parte del stock y son las rocas de litología más característica. Son de color gris claro a crema, masivas, de grano medio a grueso, hipidiomórficas equigranulares. El análisis modal de una muestra típica se da en el Cuadro 8, columna 9.

Dos áreas pequeñas de alaskita de grano fino, masivas y de color crema, muy parecidas a las del noreste del río Nus, se encontraron cerca al río Nare, 8 km al sur del stock, al oeste de Caracolí (c-9, -10). Esta alaskita, que es cortada por el Batolito Antioqueño y por dos fallas es un remanente de un solo cuerpo que probablemente tenía más de 10 km².

El emplazamiento de este stock al oeste de Caracolí fue seguido por un período de intrusión de diques. Dacitas granatíferas de grano fino (modo estimado: andesina 70%; cuarzo 16%; biotita y clorita 11%; granate 2%; accesorios 1%) se encuentran únicamente con este stock y ocurren como inclusiones en y como diques dentro de las inclusiones de neis en la cuarzodiorita biotítica de aproximadamente igual composición (modo estimado: andesina 70%; cuarzo 16%; biotita y clorita 10%; ortoclasa 2%, accesorios 2%) en la quebrada Santa Isabel (c-8).

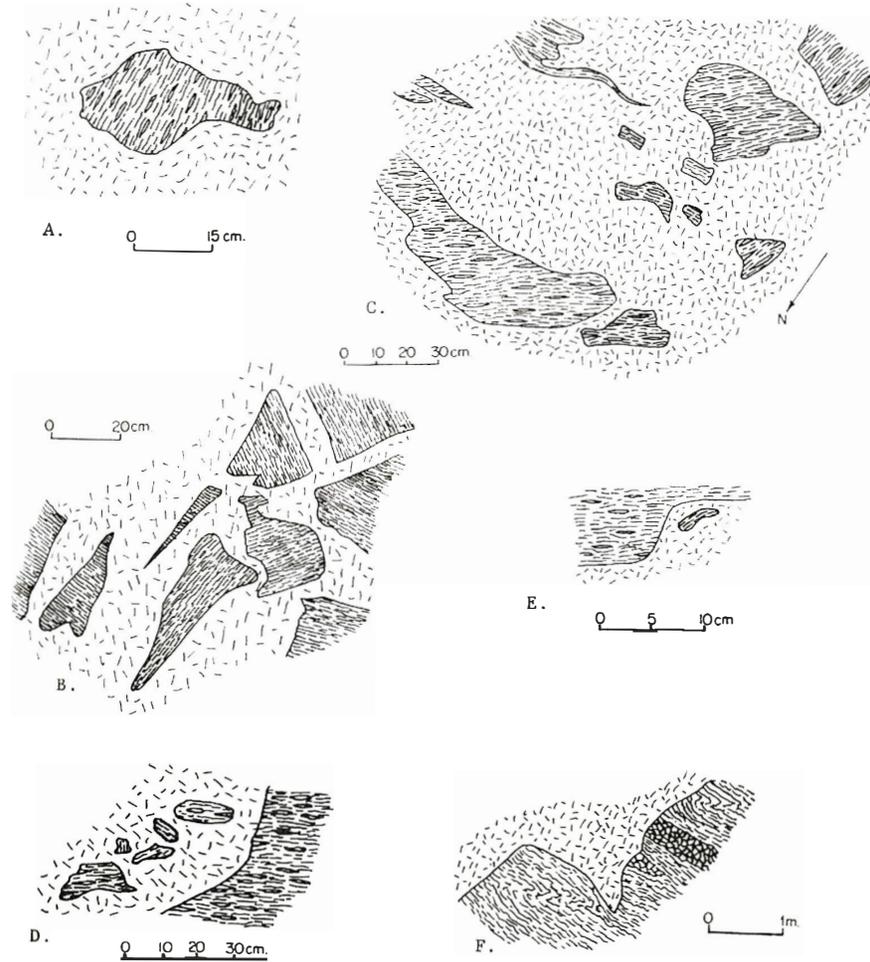


Figura 12. Detalles estructurales de la adamelita del stock al oeste de Caracolí. A. Inclusión de neis feldespático y aluminico. Río Nus 3.5 km aguas arriba de Caracolí. B. Brecha intrusiva, inclusiones de neis. Toma de agua para el acueducto del pueblo, 1.3 km al oeste de Caracolí. C. Brecha intrusiva, inclusiones de neis, río Nus, 1 km al noroeste de la toma para la planta hidroeléctrica; E. Apófisis en neis pegmatítico. Río Nus 15 km al suroeste de la estación Gloria. Todo en (c-8). Esquemas por T. Feininger.

BATOLITO ANTIOQUEÑO

DESCRIPCION

El Batolito Antioqueño fue reconocido por el profesor Gerardo Botero A. quien le dió este nombre (1941, 1942) además, recientemente describió con algún detalle, una gran parte de este cuerpo en II-A (Botero A. 1963, p. 69-82; Inventario Minero Nacional, 1965).

El Batolito Antioqueño cubre un área de cerca de 3.324 km² en II-B, principalmente en los subcuadrángulos 132 y 148. Se diferenciaron tres facies: cuarzo-diorita "normal" (3.118 km²), cuarzodiorita félsica (195 km²) y gabro (12 km²). Cuarzodioritas, petrográficamente no distinguibles de la cuarzodiorita normal y posiblemente relacionada genéticamente a ella, forman varios cuerpos satélites. El más grande de estos cuerpos se encuentra en el Valle del río Mata y en áreas adyacentes al lado este de la Falla de Otú, en el subcuadrángulo 117. Los otros se encuentran al sureste de El Tigre (d-4) y Caracolí (c-8).

Los afloramientos del batolito, especialmente los de la facies gábrica, son escasos; sin embargo, se encuentran grandes afloramientos, hasta de 1000 m², en las quebradas, de fuertes pendientes, tributarias de los ríos Nus, Guatapé y San Carlos. Además, son abundantes los bloques de 1 a 40 m de diámetro sobre el batolito, ofreciendo exposiciones adecuadas cuando no se encuentran afloramientos.

Algunas características del Batolito Antioqueño son poco comunes en un cuerpo de rocas ígneas félsicas de gran tamaño (cerca de 8000 km²) y pueden tener implicaciones en la forma del batolito.

1. **Contornos.**- Los grandes batolitos están caracterizados por ser alargados y paralelos al eje tectónico regional. Sin embargo, el contorno del Batolito Antioqueño es aproximadamente cuadrado (Servicio Geológico Nacional, 1962). La longitud

paralela al eje de la Cordillera Central, es de 120 km, solamente 20 km mayor que la dimensión perpendicular al eje.

2. **Contactos discordantes.-** Los grandes batolitos están caracterizados por grandes extensiones de contactos discordantes que en muchas ocasiones, constituyen la base del desacuerdo sobre el origen de los batolitos. Sin embargo, en II-B, la relación de los contactos del Batolito Antioqueño con las estructuras en las rocas encajantes donde pudieron determinarse son discordantes (fig. 13-A, B) y aún donde el rumbo del contacto del batolito y la foliación de las rocas encajantes coinciden, como en gran parte del contacto este en la parte central de la Plancha I, la cartografía detallada mostró que los buzamientos son diferentes.
3. **Poca deformación en la roca encajante atribuible a la intrusión.** Excluyendo las fallas de intrusión, muy poca deformación, si existe, puede atribuirse a la intrusión del Batolito Antioqueño en II-B. Por ejemplo, no hay cambios en la forma o en la intensidad de la deformación de la roca encajante a medida que se aleja del contacto del batolito. Además, los plegamientos regionales en la roca encajante están truncados más bien que deflectados en el extremo norte del batolito.
4. **Buzamiento suave de los contactos.-** Los contactos en la mayoría de los batolitos son verticales o de fuerte buzamiento y las superficies superiores están caracterizadas por su irregularidad (Turner and Verhoogen, 1960, p. 341). Grandes áreas del Batolito Antioqueño no muestran estas relaciones y excluyendo su borde sur donde intruye shales cretáceos, los contactos tienen buzamientos suaves o casi horizontales (Plancha I. Cortes A-A', B-B', C-C', D-D'; Plancha II, Cortes A-A', B-B'). Esta interpretación está corroborada por el descenso uniforme y progresivo en la elevación, a una rata de 20 a 30 m por kilómetro, de este a oeste, del contacto norte del batolito. En Yarumal (en II-A, Pl. I, d-6) el techo está a 2.400 m; 60 km al este, cerca a Amalfi (Pl. I, a-4), está a 1.600 m; cerca a El Tigre 30 km más al este (c-4), está a 1000 m y 15 km al este de El Tigre; al este de Maceo (d-8), el contacto está

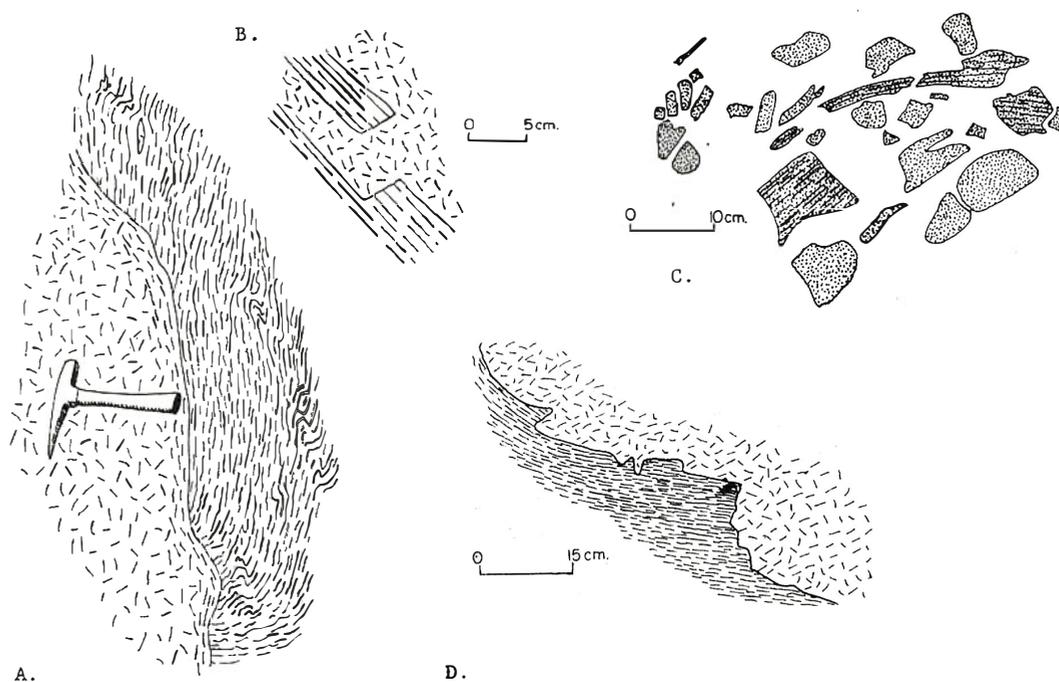


Figura 13. El Batolito Antioqueño. Contactos e inclusiones. A. Contacto con neís feldespático y aluminico. En el afloramiento la dirección es noroeste con una inclusión de 70° hacia el observador. Tributario de la cañada Santa Bárbara 5 km al noroeste de Balsadero (b-10); B. Contacto con Skarn hornbléndico laminado. Quebrada Santo Tomás (b-5); C. Brecha intrusiva. Numerosas inclusiones de neís finogranular, muchas de las cuales conservan una débil foliación y presentan contactos netos con la cuarzodiorita. Algunos han sido completamente recristalizados a una textura hornféslica masiva. Quebrada San Blas (b-12); D. Detalle de una inclusión de neís cuarzoso laminado en la cuarzodiorita. Quebrada Peñol Grande, altura 325 m (c-11). A. B y C son esquemas de campo; C. Se trazó sobre una fotografía. Por T. Feininger.

solamente a 600.

5. **Uniformidad.-** El Batolito Antioqueño es de una gran uniformidad; más del 99% del área en II-B está compuesta por cuarzodiorita, y una uniformidad similar caracteriza el resto del batolito, que en gran parte no fue cartografiada por IMN (profesor G. Botero A., comunicación oral, 1968). Esta uniformidad es rara ya que la mayor parte de los grandes batolitos son compuestos y comprenden una gran variedad de rocas cuya composición varía entre gabro hornbléndico y granitos, cada una de las cuales presenta contactos definidos con las rocas adyacentes (Turner and Verhoogen, 1960, p. 342.)
6. **Estructura Interna.-** La cubierta del batolito está compuesta por rocas masivas o de laminación fina muy débil o con lineación. Donde puede observarse estructura de flujo, está definida principalmente de los ejes mayores de los minerales máficos. El rumbo de esta estructura de flujo varía ampliamente pero su inclinación es suave y rara vez excede de 30°.

Las seis características anteriores del Batolito Antioqueño son poco comunes si se relacionan con su gran extensión. Ya que cada una es característica de pequeñas intrusiones (Turner and Verhoogen, 1960, p.331-332; 338-339).

De las características anteriores se puede deducir que el batolito puede tener un volumen menor que el que implica su gran extensión. La extrema uniformidad del batolito y la ausencia de evidencias de campo que indiquen una intrusión múltiple sugieren que éste fue emplazado como una sola intrusión de un magma uniforme de baja viscosidad. La poca densidad de las estructuras de flujo también implican una sola historia intrusiva.

Parte del batolito, por ejemplo gran parte de mitad norte, puede tener forma de una enorme hoja intrusiva de gran extensión subhorizontal o de la de un dique de poco espesor en comparación al ancho expuesto. Esta forma supuesta podría estar de acuerdo con las evidencias de campo sobre el batolito en su parte norte como son: su extensión normal a la dirección del eje

tectónico regional; techo subhorizontal con contactos discordantes y la inclinación suave de sus estructuras de flujo. Si la intrusión del magma levantó el techo del batolito como una unidad integral quebrada solo esporádicamente, por fallas de intrusión, entonces la ausencia de deformación en las rocas encajantes podría atribuirse a la intrusión. Los fuertes contactos del batolito en el sur, al sur de San Luis (b-13), pueden deberse a la incompetencia relativa del shale cretáceo comparada con la de rocas metamórficas encajantes en el norte.

Además, se conocen intrusiones en forma de hoja. La cuarzomonzonita de Curecanti, al sur de Colorado, U.S.A. forma un plutón totalmente discordante con las rocas ígneas y metamórficas encajantes y que se adelgaza hacia los extremos (Hansen, 1964, p. D-6 - D-10), sugiriendo una intrusión vertical (Hansen, 1964, fig. 2). Las rocas ígneas y metamórficas del basamento en Victoria Land, Antártica, encajan una enorme hoja subhorizontal de diabasa de 40 por 58 km (Hamilton, 1965, p.17-20). El techo y piso expuestos en las laderas de muchas montañas (Hamilton, 1965, fig. 16-18) son siempre discordantes con las rocas encajantes.

Recientemente, Hamilton y Myers (1967) sugirieron que muchos batolitos tienen la forma de una hoja similar a la propuesta aquí para al menos una parte del Batolito Antioqueño. Las rocas volcánicas citadas por estos autores como contemporáneas con estos batolitos no se encuentran en el Batolito Antioqueño pero no puede excluirse la posibilidad de que hayan sido removidas por la erosión.

Cuarzodiorita.- Cerca del 94% del cuerpo principal del Batolito Antioqueño en II-B está compuesto por cuarzodiorita gris de grano medio, masiva, hipidiomórfica equigranular con una textura característica de sal y pimienta. Está compuesta por andesina, cuarzo, ortoclasa, biotita, hornblenda y accesorios. Superficialmente esta roca es muy parecida a la diorita con cuarzo al este de la Falla de Otú. Sin embargo, en sección delgada no aparecen en la cuarzodiorita la deformación y la alteración de minerales característicos de las rocas al este de la Falla de Otú.

Los análisis modales de 20 muestras seleccionadas al azar se dan en el Cuadro 9. La pequeña desviación standard del contenido promedio de cada mineral (Cuadro 9, columna 3) subraya la uniformidad excepcional de la cuarzodiorita. Los análisis químico y modal de 2 muestras de cerca a Cristales (b-8) se dan en el Cuadro 10.

La plagioclasa es andesina (rara vez labradorita) en cristales euhedrales a subhedrales, bien maclados y generalmente frescos. Zonamiento normal y oscilatorio son comunes, lo mismo que pequeñas inclusiones de hornblenda y clinopiroxeno.

El cuarzo y la ortoclasa se presentan con carácter intersticial o en granos anhedral. El cuarzo no está deformado y es pobre en inclusiones; la ortoclasa, no maclada está fresca y es rara vez perítica.

La biotita se presenta en láminas subhedrales a euhedrales no deformadas, con fuerte pleocroísmo: X = amarillo pálido; Y = Z = pardo dorado. Por lo general, cerca del 10% de la biotita se ha alterado a clorita verde y algunas láminas contienen lentes incoloros a amarillo pálido de un producto de alteración de relieve alto moderado y de baja birrefringencia, separando los planos de clivaje. Estos agregados son similares al producto de alteración de biotita en rocas de cerca a Boulder Colorado, U.S.A. descrito por Wrucke (1965), quien determinó que era una mezcla de prehnita e hidrogranate (?).

La hornblenda se presenta en cristales euhedrales frescos con X = amarillo pardo Y = verde medio Z = verde parduzco ($X < Y < Z$). Dispersión fuerte a moderada con $r > v$ es común. El color pálido y el reemplazamiento parcial por calcita cuando está alterada (mientras que la biotita es reemplazada únicamente por clorita) sugieren que la hornblenda es cálcica. Algunos cristales presentan núcleos de clinopiroxeno incoloro pero son más comunes los núcleos descoloridos con inclusiones vermiculares de cuarzo. Estos núcleos fueron formados probablemente, por la conversión del clinopiroxeno a anfíbol ya que en esta reacción queda sílice libre. Esta reacción fue descrita, en las tonalitas del

	Promedio	Rango	Desviación standard
Cuarzo	24.90%	15.30 - 31.30	3.60
Ortoclasa	8.50	1.20 - 19.80	4.90
Plagioclasa	47.90	38.60 - 58.10	5.90
Biotita	9.50 ²	3.20 - 19.80 ²	4.50 ²
Hornblenda	7.40 ²	1.10 - 10.80 ²	2.70 ²
Clinopiroxeno	0.10	0.00 - 0.70	0.20
Clorita	1.00 ²	0.00 - 3.00 ²	1.10 ²
Accesorios no opacos	0.40	Tr. - 1.20	0.40
Accesorios opacos	0.50	0.00 - 1.50	0.40
Total	10.20%		
Contenido de An en la plagioclasa	44	38 - 55	3.80

1. Análisis modal, porcentaje en volumen, basado en el conteo de 600 a 2000 puntos en secciones delgadas standard. Análisis realizados por T. Feininger.
2. Se excluyó una muestra en la cual biotita y hornblenda están totalmente cloritizadas.

Tr. Traza.

DATOS MODALES EN 20 MUESTRAS SELECCIONADAS AL
AZAR DE LA FACIES CUARZODIORITA NORMAL DEL
BATOLITO ANTIOQUEÑO EN LOS
CUADRANGULOS 132 Y 117¹

CUADRO 9.

	1	2
Número del Inventario	8526	8527
Número de Campo	MH-701	TF-1053
Número de Lab. del U.S.G.S.	W168-911	W168-912
SiO ₂	63.60 %	62.50%
Al ₂ O ₃	16.20	15.20
Fe ₂ O ₃	1.90	1.70
FeO	3.00	4.00
MgO	2.60	4.20
CaO	6.20	6.60
Na ₂ O	3.20	2.80
K ₂ O	2.00	1.30
H ₂ O-	0.20	0.22
H ₂ O+	0.38	0.34
TiO ₂	0.41	0.58
P ₂ O ₅	0.12	0.27
MnO	0.15	0.38
CO ₂	0.06	0.05
Total	100.02 %	100.09%
Cuarzo	27.70 %	21.80%
Ortoclasa	10.90	4.90
Plagioclasa	43.10	52.60
Biotita	10.10	10.00
Hornblenda	4.60	10.30
Clinopiroxeno	Trazas	—
Clorita	0.90	0.10
Accesorios no opacos	3.00	0.30
Accesorios opacos	0.10	Tr.
Total	100.00 %	100.00%
Contenido de An en la plagioclasa	39.00	47.00
Densidad	2.75	2.79

Análisis químico del U.S.G.S. Washington D.C.

Análisis modal, porcentaje en volumen basados en el conteo de 1000 o más puntos en secciones delgadas standard. Análisis realizados por T. Feininger. 8526, Río El Socorro, altura 1050 m 1.1 km al suroeste de Cristales; 8527 1 km al noreste de Cristales.

**ANALISIS QUIMICO Y MODAL DE DOS MUESTRAS DE
CUARZODIORITA DEL BATOLITO ANTIOQUEÑO CERCA DE
CRISTALES (b-8)**

CUADRO 10.

Stock de Cornucopia, Oregon, U.S.A. por Taubeneck (1967). La forma de estas hornblendas (ibid, Pl. 2) es idéntica a la de la hornblenda del Batolito Antioqueño.

Los minerales accesorios más comunes en la cuarzodiorita son: apatito, magnetita y zircón. Otros accesorios, en orden decreciente de abundancia, son: esfena, epidota, piritita, calcita y prehnita. El apatito es relativamente abundante y llega a formar más del 0.5% en algunas muestras. Los cristales mayores (0.5 mm o más) son anhedrales a subhedrales, mientras que los pequeños (0.1 mm o menos) son prismas euhedrales. El zircón se encuentra en cristales limpios subhedrales a euhedrales de 0.2 mm en promedio. La ausencia de halos pleocróicos en los minerales máficos adyacentes sugiere que el zircón es anormalmente bajo en uranio y torio.

La cuarzodiorita es masiva y el tamaño normal de los granos no cambia en los contactos aunque estos sean fuertes. Solamente cuando está en contacto con anfibolitas ocurre una zona de mezcla. Esta zona, hasta de 100 m, está formada por anfibolitas intensamente recristalizadas y lentes y masas irregulares de cuarzodiorita y diorita que le dan a la mezcla una estructura migmatítica o agmatítica. En el río Nus, aguas arriba de Caracolí (c-8) y en la quebrada San Lorenzo, 1.4 km al noreste de Maceo (c-7) se encuentran buenos ejemplos de esta mezcla.

Las inclusiones son escasas aún cerca a los contactos. Sin embargo, se encuentran manchas de minerales máficos, localmente llamadas "gabarros", sobre gran parte del batolito y no relacionados a los contactos. Los gabarros son finogranulares, grises oscuros, subesféricos o en forma de huso, masivos y de diámetro entre 5 y 50 cm (fig. 14). Su composición es similar a la de las cuarzodioritas que los contiene, pero con menos cuarzo y proporcionalmente más ricos en máficos.

Algunos gabarros contienen megacristales subhedrales de plagioclasa blanca hasta de 5 cm en sección. El análisis modal de un gabarro en b-3 muestra que está compuesto por plagioclasa (An_{39}) 38%; ortoclasa 25%; biotita 24%; hornblenda 13% y

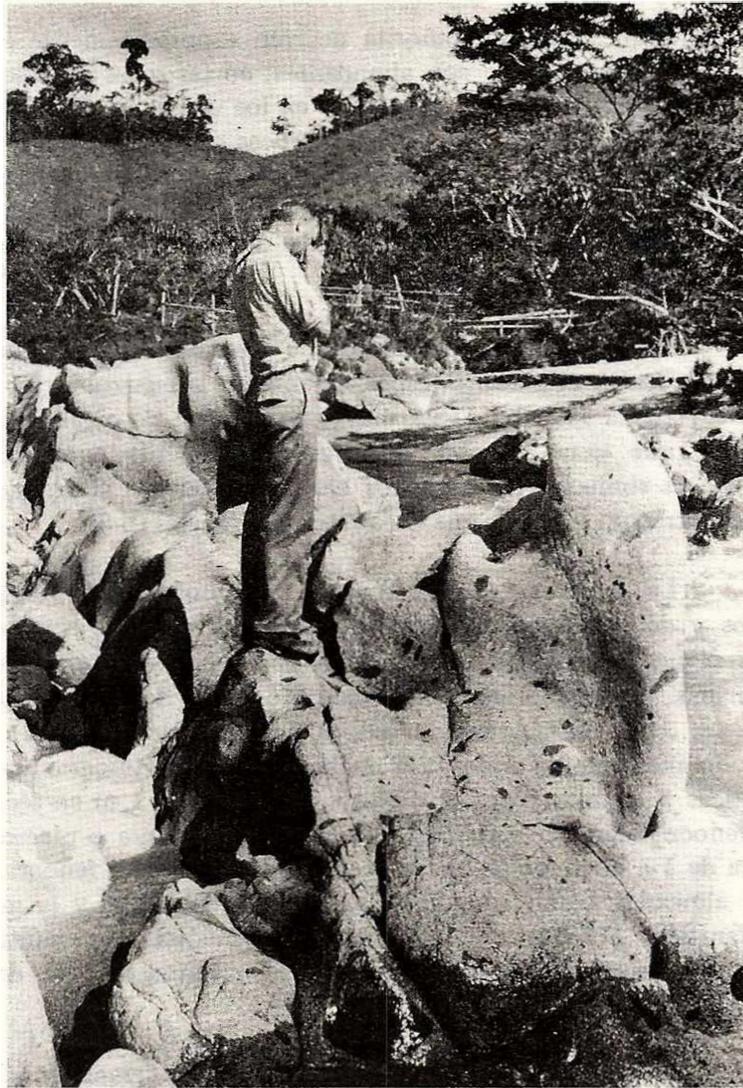


Figura 14. Gabarros en la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño. Río Guatapé 1.5 km aguas abajo de la quebrada El Macho (c-11). Fotografía de T. Feininger.

accesorios 1%.

Diques de cuarzodiorita ocurren esporádicamente en las rocas encajantes pero no son abundantes; en las rocas no calcáreas son de grano un poco más fino pero en los demás, son idénticas a la cuarzodiorita normal. Los diques en rocas calcáreas pueden tener una composición poco común debido probablemente a las reacciones de desilicificación entre el magma cuarzodiorítico y la calcita. Los análisis modales de cuatro muestras de diques en rocas calcáreas se dan en el Cuadro 11.

Varias zonas de cizalladura de dirección noroeste fueron cartografiadas en el batolito, especialmente en la cuarzodiorita de la parte sur de la Plancha I. La mayor es la zona de cizalladura de Cristales que tiene 23 km de largo. Parte de la cuarzodiorita cizallada es similar a los esquistos biotíticos. Buenos afloramientos se encuentran en los cortes de la carretera a Cristales (b-8).

La cuarzodiorita es cortada por diques con contactos agudos y de composición variable, de alaskita y felsita a andesita. Estos diques son demasiado pequeños para poderse representar en los mapas. Su proporción en el batolito varía desde muy pocos hasta un 10% en algunos lugares como en Yolombó (b-6). Los más comunes son de andesita a dacita gris oscura, finogranulares a afaníticas y algunas veces porfiríticas y de 5 cm a 1 m en sección. Los fenocristales son euhedrales de hornblenda negra o plagioclasa blanca de 1 a 5 mm en sección cerca a los contactos; los fenocristales están alineados paralelamente a las paredes del dique y la matriz es afanítica. Muchos de los diques intermedios son múltiples. Intrusiones sucesivas han confundido los límites de los diques entre sí.

Diques de alaskita rosada, masiva, de grano medio y formada por cantidades aproximadamente iguales de andesina sódica, ortoclasa y cuarzo, afloran cerca al límite oeste de II-B en la parte norte de la Plancha III. Algunos de estos diques fueron destapados durante la construcción de la central hidroeléctrica del Nare cerca a la quebrada Farallones (a-10).

Número campo Número Inventario	FEO-131 7628	AA-419 7687	AA-438 7735	NC-523 7747
Cuarzo	0.10%	10.20%	9.90%	3.20%
Plagioclasa	72.00	41.00	Tr.	56.90
Ortoclasa	—	20.40	11.90	1.20
Ortopiroxeno	17.20	—	—	—
Clinopiroxeno	—	25.00	65.20	35.00
Anfibol ²	7.80	—	—	—
Biotita	0.80	—	—	—
Apatito	—	—	0.40	Tr.
Calcita	—	0.80	—	0.20
Clorita	0.30	—	—	0.20
Clinozoisita	—	0.50	9.00	0.30
Opaco	1.80	—	0.20	Tr.
Escapolita	—	0.50	—	—
Esfena	—	1.60	3.40	3.00
Total	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%
Contenido de An en la plagioclasa	64	38	—	46

1. Análisis modal, porcentaje en volumen basados en el conteo de 750 a 1000 puntos sobre secciones delgadas standard. Análisis realizados por T. Feininger.
2. Anillos de Uralita incolora a verde pálida en Ortopiroxeno.

Tr. Traza.

7628 Dique en mármol Wollastonítico Quebrada La Calera 3.9 km al Suroeste de Maceo (c-7); 7687 y 7735. Diques en mármol Wollastonítico El Torito (b-3); 7747. Superficie de un canto residual en la Hacienda Suribia (c-4), cercano a una cuarcita calcárea.

ANÁLISIS MODAL DE CUATRO MUESTRAS DE DIQUES DEL
BATOLITO ANTIOQUEÑO EN ROCAS CALCAREAS¹

CUADRO 11.

Pegmatitas rosadas con turmalina negra como accesorias forman diques y cuerpos irregulares al este de San Rafael (b-10). Esporádicamente se encuentran diques delgados de aplita y felsita, pero son raros.

Muchos de los diques intermedios tienen formas curvadas o irregulares con ramificaciones (fig. 15). Esto sugiere que a pesar de que el batolito estaba totalmente cristalizado cuando fue intruído por el magma de los diques, aún estaba lo suficientemente caliente para ceder plásticamente.

Gabro.- Pequeños cuerpos de gabro, cuya área en conjunto es solo 12 km², fueron cartografiados dentro del Batolito Antioqueño. El cuerpo más grande se encuentra entre San José del Nus y Cristales (c-8) y tiene 5.5 km². Los otros, por lo general, son menores de 1 km² cada uno. Los afloramientos de gabro están en su mayoría meteorizados y en su mayor parte el gabro fue cartografiado con base en los bloques residuales. Estos bloques son muy abundantes y fácilmente observables debido a sus superficies ahuecadas y manchadas de pardo. Algunos parecen meteoritos. Debido a las fuertes pendientes, los bloques pudieron haber sido transportados mucho más allá de los límites de los cuerpos de gabro y por lo tanto, el tamaño de estos cuerpos puede ser menor que el indicado en los mapas.

Los gabros son negros, verde oscuros o pardo oscuros, de grano medio a grueso, hipidiomórficos a idiomórficos, generalmente equigranulares aunque algunos contienen fenocristales poikilíticos de hornblenda negra hasta de 5 cm de largo. La composición no es uniforme y varía de piroxenita a gabro hornbléndico. El contacto entre el gabro y la cuarzodiorita normal del Batolito Antioqueño no se encontró en ninguna parte. Las evidencias de campo sugieren que estas rocas son gradacionales. Por ejemplo, el núcleo del cuerpo de gabro cerca a Cristales es de piroxenita (Cuadro 12, columnas 1 y 2) que pasa gradacionalmente a gabro hornbléndico (Cuadro 12, columna 6) donde son comunes lentes de pegmatita compuesta por hornblenda-plagioclasa. Hacia fuera, esta roca pasa gradacionalmente a cuarzodiorita normal (Cuadro 9, columna 2). En el Cuadro 12 se dan los análisis modales de otros cuerpos de gabro

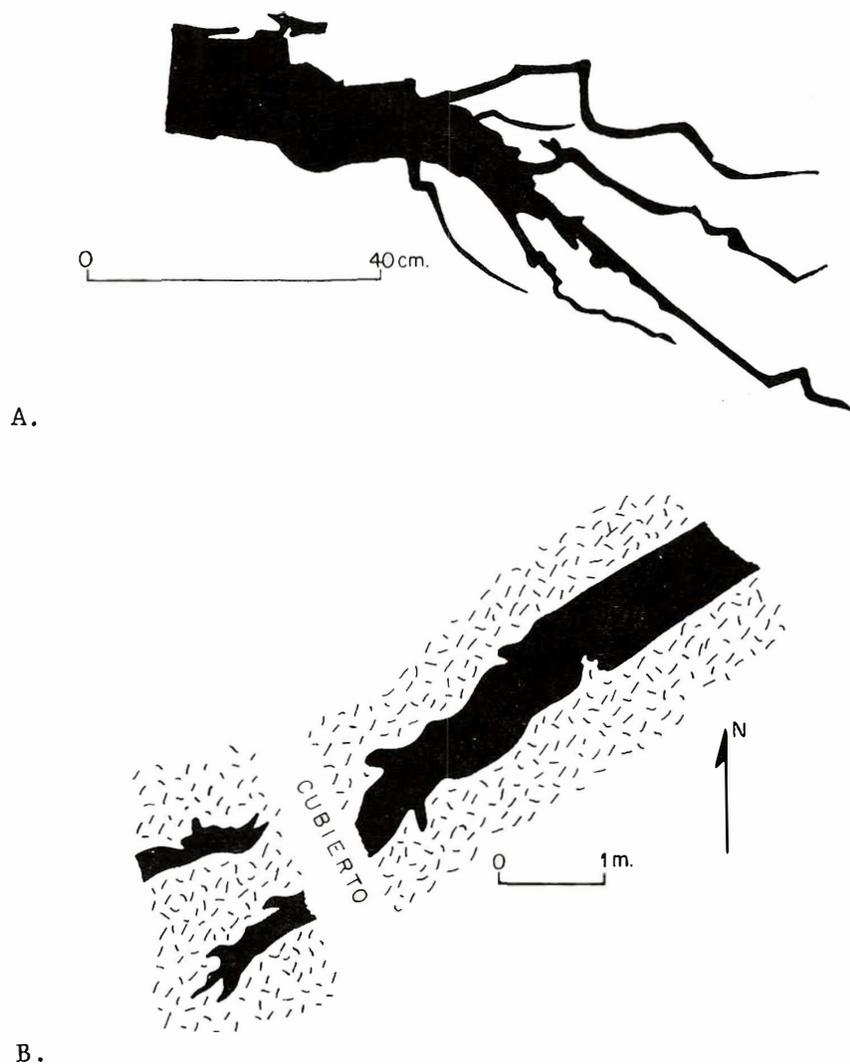


Figura 15. Diques de composición intermedia en la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño y en un cuerpo satélite. A. Quebrada Cantayus, altura 1.000 m, 5 km al este de Cisneros (a-7); B. Río Nus a 1 km aguas arriba de Caracolí (c-8). Esquemas de campo por T. Feininger.

	1	2	3	4	5	6	7
Número campo	TF-488	TF-516	OR-245	NC-390	NC-934	TF-515	OR-244
Número IMN	7633	7634	7754	7744	7743	7636	7706
Numero Lab.	W168-916	917					
U. S. G. S.							
Cuarzo	—	—	0.60	—	0.30	Tr	9.20
Ortoclasa	—	—	1.70	—	—	—	—
Plagioclasa	5.80	21.40	25.30	51.80	23.00	66.40	49.60
Olivino	0.30	11.90	0.60	—	—	—	—
Ortopiroxeno	54.30	20.20	—	—	2.40	—	—
Clinopiroxeno	27.60	20.40	20.00	11.50	1.20	0.10	—
Anfibol	11.00	25.70	50.40	30.50	67.70	26.10	29.10
Biotita	Tr	Tr	0.00	—	—	—	2.90
Apatito	—	—	0.20	0.10	Tr	—	0.30
Productos de alteración	—	—	0.20	0.50	3.50	—	—
Calcita	0.20	Tr	0.30	—	—	0.30	0.10
Clorita	—	—	0.40	3.90	0.90	2.10	6.60
Epidota	—	—	—	0.90	0.40	4.10	—
Opaco	0.80	0.10	0.80	0.60	0.90	—	1.10
Esfena	—	—	0.10	—	—	Tr	0.90
Espinela	—	0.30	—	Tr	—	—	—
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Contenido de An en la plagioclasa	88	80	70	73	53?	70	60
Densidad	3.26	3.10					
SiO ₂	52.10	46.10	7633 y 7634, piroxenitas del centro de un cuerpo de gabro cerca de Cristales (C-8); 7754, gabro, 4 km al este de Vegachí (C-4); 7744, gabro, Hda. Verdún, 17 km al sureste de Amalfi (b-4); 7743 gabro-diorita, Hda. La Arabia, 17 km al N de Yolombó (b-5); 7636, gabro hornbléndico entre piroxenita del cuerpo de gabro de Cristales, (7633 y 7634) y la cuarzdiorita (Cuadro 5 col.2) 4 km al suroeste de San José (C-8); 7706, gabro hornbléndico con cuarzo entre el cuerpo de gabro de Vegachí (7754) y la cuarzdiorita, 4 km al este de Vegachí (C-4).				
Al ₂ O ₃	5.60	12.20					
Fe ₂ O ₃	1.40	1.80					
FeO	11.40	8.80					
MgO	21.30	17.80					
CaO	6.40	10.30					
Na ₂ O	0.32	0.96					
K ₂ O	0.08	0.18					
H ₂ O	0.17	0.17					
H ₂ O+	0.63	1.00					
TiO ₂	0.39	0.29					
P ₂ O ₅	0.04	0.02					
MnO	0.09	0.02					
Total	99.92	99.64					

Análisis químico del U.S.G.S., Washington D.C.

Análisis modal, porcentaje en volúmenes basados en el conteo de 750 a 1000 puntos sobre secciones delgadas standard. Análisis realizados por T. Feininger.

Tr. Traza

ANALISIS MODAL DE SIETE MUESTRAS Y ANALISIS QUIMICO DE DOS MUESTRAS DE GABRO Y ROCAS ASOCIADAS DEL BATOLITO ANTIOQUEÑO

en el Batolito Antioqueño lo mismo que dos análisis químicos.

Cuarzodiorita Félsica.- Media docena de cuerpos de cuarzodiorita félsica fueron cartografiados dentro del batolito, con un área, en conjunto, de 195 km². Buenas exposiciones, en bloques residuales, se encuentran en el Cerro Tetona al oeste de Yalí (b-5), en el Cerro Cancharazo (a-5), en algunos lugares sobre los cortes de la carretera de Santo Domingo al río Nare (a-8) y en la quebrada La Doncella al este de Maceo (d-7). La cuarzodiorita félsica y la normal al este, son gradacionales.

La cuarzodiorita félsica difiere de la normal tanto en la textura como en la composición. Es de color crema, grano medio a grueso, masiva e hipidiomórfica granular. Gran parte de ella está caracterizada por fenocristales de cuarzo hasta de 1 cm de longitud. Sobre la superficie de los bloques residuales la meteorización ha hecho resaltar en relieve, el cuarzo dándole a la roca una apariencia granular. Sin embargo, el cuarzo no ha sufrido meteorización y se encuentra en el suelo. Esto puede observarse claramente en la carretera en construcción 1968, entre Maceo y La Susana (d-7).

El modo promedio de cuatro muestras seleccionadas al azar es: cuarzo 32.5%; feldespato potásico 22.7%; plagioclasa 37.9%; biotita 4.3%; moscovita 1.9%; clorita 0.4% y accesorios (apatito, granate, magnetita y zircón) 0.3%. La plagioclasa es mayor que el feldespato potásico, pero la proporción de los dos varía considerablemente y algunas muestras tienen la composición de las granodioritas.

El cuarzo es anhedral, no deformado y los fenocristales son subhedrales a euhedrales.

El feldespato potásico es ortoclasa o microclina débilmente maclada. Algunos cristales están rodeados por un anillo delgado e incompleto de albita.

La plagioclasa es principalmente oligoclasa zonada; las maclas no están tan bien desarrolladas como en la cuarzodiorita

normal. En los bordes de los granos en contacto con feldespato potásico se ha desarrollado mirmequita.

El único mineral máfico es biotita, por lo general parcialmente cloritizada. La absorción es menos fuerte que la de la biotita de la cuarzodiorita normal, con X = amarillo paja muy pálido; Y = Z = pardo verdoso. Los zircones incluidos presentan halos pleocróicos fuertes.

ORIGEN

El Batolito Antioqueño se originó por la inyección de un magma (Botero, A., 1963, p. 81-82) o por reemplazamiento *in situ* de rocas preexistentes (Radelli, 1965 a, b, c). Los criterios de campo y de laboratorio reunidos durante el trabajo del IMN muestran claramente que el Batolito Antioqueño tuvo un origen magmático. Estos criterios se discuten brevemente a continuación:

1. Contactos agudos (figs. 13, 17). Los contactos del batolito son cortantes excepto en dos lugares donde las rocas encajantes son las anfibolitas descritas anteriormente. En ninguno de los afloramientos cerca a los contactos del batolito, se observó gradación entre la roca del batolito y la roca encajante. Contactos tan agudos solamente son consistentes cuando son producidos por la inyección de un magma líquido.
2. Contactos discordantes (figs. 13, 17). Todos los contactos observados del batolito son discordantes; las rocas del batolito cortan la foliación y el bandeamiento composicional de las rocas encajantes. Sin embargo, las relaciones espaciales entre el batolito y las rocas adyacentes, sugieren que su contacto mutuo es también discordante. Esta discordancia, en ausencia de fallamiento, se explica mejor por el emplazamiento del batolito como magma líquido.
3. Inclusiones Rotadas (figs. 13, 16, 17). Las inclusiones de roca encajante en el batolito siempre tienen su estructura interna

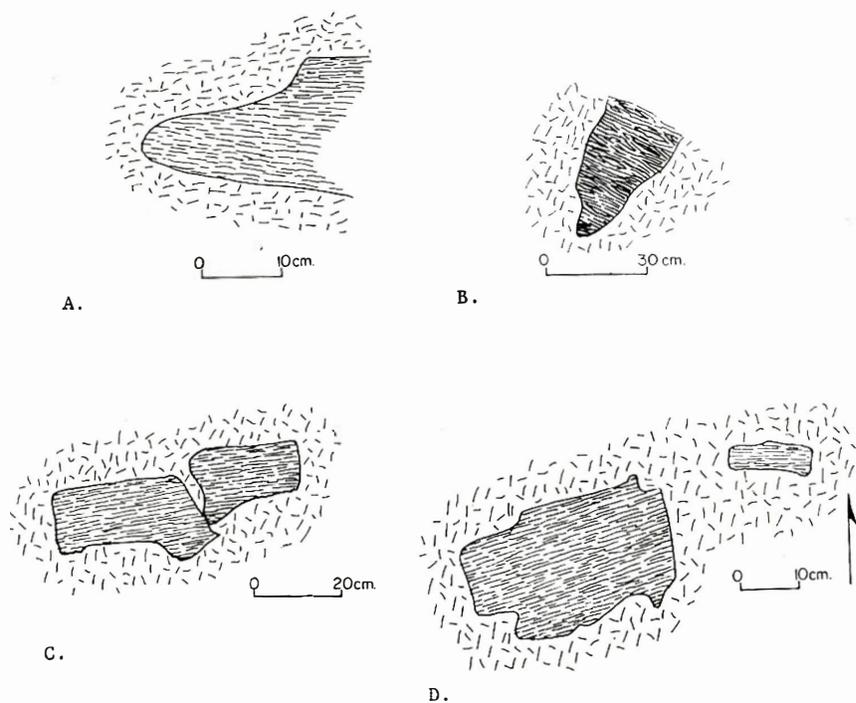


Figura 16. Cuerpos satélites del Batolito Antioqueño. Inclusiones. A. Inclusión de neis feldespático. Canto rodado en la vía de Caracolí a Santa Isabel del Nus, 800 m de Caracolí (c-8); B. Inclusión de neis migmatítico. Canto rodado en una quebrada sin nombre, 1 km al sureste de Caracolí (d-8); C. Inclusiones de neis con cuarzo feldespato y mica. Canto rodado en el río Mata 5.5 km al noroeste de El Tigre (c-3); D. Inclusiones de cuarcita laminada. Quebrada Calabozo, elevación 1.450 m en (b-3). Esquemas de campo por T. Feininger.

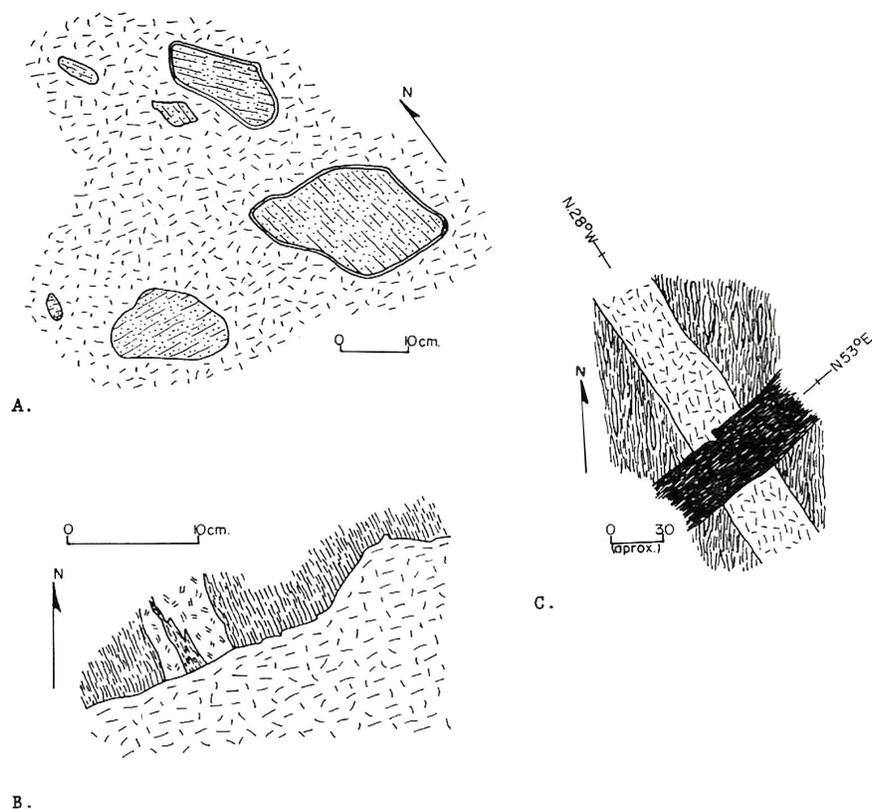


Figura 17. Diques del Batolito Antioqueño. Inclusiones y contactos. A. Inclusiones de cuarcita en cuarzodiorita, algunos tienen aureolas de reacción con pedernal oscuro de varios centímetros de espesor. El Torito, 100 m al norte del batolito (b-3); B. Contacto de un gran dique (o parte del cuerpo principal del batolito?) y neis feldespático migmatítico. Obsérvese la orientación de los minerales máficos paralelamente al contacto en la roca ígnea. Quebrada Bélgica (c-4), C. Dique de 30 cm de cuarzodiorita. Quebrada a 1 km al sureste de Caracolí (d-8). Esquemas de campo por T. Feininger.

(foliación o bandeamiento) rotada con respecto a las inclusiones vecinas y truncadas por la roca del batolito. La carencia de paralelismo de la foliación en inclusiones cercanas no puede interpretarse lógicamente como debida a un reemplazamiento parcial de la roca encajante plegada. Estas relaciones se explican mejor por la intrusión de un magma fluído.

4. **Diques (fig.17).** Los diques del batolito en la roca encajante son fuertemente discordantes y como éste, tienen contactos agudos. La mayoría tienen paredes definidas o éstas muestran dilatación por efecto de las estructuras inclinadas por el dique en la roca encajante. Los diques se formaron por relleno de fracturas con el magma líquido.
5. **Aureola de contacto de alta temperatura.** El batolito está rodeado por una aureola de contacto de alta temperatura que ya se discutió en el capítulo sobre metamorfismo. La presencia de esta aureola en las rocas de la periferia del batolito indica que éste se emplazó como un magma caliente.
6. **Diques desilicificados en las rocas encajantes calcáreas.** Los diques poco comunes, pobres en cuarzo (Cuadro 11) en las rocas encajantes calcáreas se explican mejor por reacción del magma silíceo cuarzodiorítico con la calcita para formar silicatos de calcio tanto en el dique como en la roca encajante.
7. **Uniformidad.** La extraordinaria uniformidad tanto textural como de composición (Cuadro 9) en más de 3000 km² de cuarzodiorita puede explicarse de una manera más clara por la cristalización del batolito a partir de un magma homogéneo.
8. **Textura.** La textura hipidiomórfica equigranular del batolito con cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, hornblenda y biotita dentro de los cuales están dispersos o intersticiales granos de ortoclasa y cuarzo, puede explicarse mejor por la cristalización de una masa fundida que siguió el orden determinado experimentalmente por N.L. Bowen. En ninguna parte se encontraron evidencias de un reemplazamiento incompleto de rocas metamórficas o de otras rocas.

9. **Plagioclasas zonadas.** La plagioclasa en el batolito está por lo general zonada; núcleos cálcicos están rodeados por capas sucesivamente más sódicas. Esta textura es consistente con la cristalización en equilibrio, de un magma silíceo y corresponde a la serie continua de reacción de la petrología.
- 10 **Núcleos de clinopiroxeno en hornblenda.** Núcleos de clinopiroxeno son comunes en la hornblenda del batolito. Además, la biotita asociada es menos euedral que la hornblenda. Estas relaciones reproducen el orden de cristalización de los minerales máficos a partir de masas silíceas fundidas, observadas en los laboratorios y correspondientes a la serie discontinua de reacción de la petrología.

Las diez observaciones anteriores ayudan a confirmar la idea de que el Batolito Antioqueño fue emplazado como un magma y están en contra de un origen metasomático. El contacto gradacional y normal entre las cuarzodioritas félsicas sugiere que la roca félsica cristalizó a partir de lentes locales del magma del batolito más pobre en máficos. La composición ultramáfica de parte de los cuerpos de gabro sugiere que algunas rocas del manto pudieron ser arrastradas, como inclusiones, por el magma cuarzodiorítico. Las reacciones entre el magma y las inclusiones pudieron haber producido la gradación observada de piroxenita a cuarzodiorita y explicaría por qué solo se encuentran piroxenitas en los núcleos de los cuerpos de gabro mayores.

Los contactos agudos y discordantes del batolito y la falta de foliación en él son característicos de los batolitos intruídos en la epizona tal como los define Buddington (1959, p. 677-679).

EDAD

Los análisis de K/Ar en biotitas de muestras ampliamente espaciadas de la cuarzodiorita normal han dado edades radiométricas que varían entre 68 y 80 millones de años y por lo tanto, el Batolito Antioqueño sería del Cretáceo Superior. (Botero A., 1963

p. 81, Pérez A., 1969, p. 30). La biotita de una muestra de la cuarzodiorita félsica de la quebrada Doncella, 5 km al este de Maceo (d-7) dió una edad radiométrica, por el método K/Ar, de 68 ± 3 millones de años (Profesor Bruno J. Giletti, comunicación escrita, 1967).

BATOLITO DE SONSON

El Batolito de Sonsón cubre un área de 1000 km² en la Cordillera Central, en los departamentos de Antioquia y Caldas y toma su nombre de la población de Sonsón en II-A, a 110 km por carretera de Medellín, 17 km al oeste del extremo suroeste de la Plancha II. En el primer mapa geológico de Botero A. (1942) el Batolito de Sonsón estaba unido al Batolito Antioqueño por un brazo delgado. La cartografía hecha recientemente por la Facultad de Minas y por el IMN mostró que ambos batolitos están separados. Cerca de 95 km² del Batolito de Sonsón fueron cartografiados por el IMN en los alrededores de la población de Argelia (a-15, 16, b-16). Excelentes afloramientos se encuentran en la carretera de Argelia a Sonsón.

La cuarzodiorita del Batolito de Sonsón es de grano medio uniforme y difiere poco de la del Batolito Antioqueño (Cuadro 13). El promedio del modo estimado en tres muestras en la parte sureste de la Plancha III es: cuarzo 20.3%, andesina 58.7%; ortoclasa 7.7%; biotita 7.0%; hornblenda 5.7% y accesorios 0.6%.

El Batolito de Sonsón corta el neis intrusivo y rocas metamórficas en la parte suroeste de la Plancha II. Su origen intrusivo también lo demuestran las numerosas inclusiones de cuarcita biotítica en la confluencia de las quebradas San Andrés y El Peñol, 2 km al este de Argelia (a-16) y más hacia el este, en la Osa y en la quebrada Mesones (a-16, b-16); las metalimolitas han sido migmatizadas en una zona de 50 m de ancho adyacente al batolito. Como en el Batolito Antioqueño, la cuarzodiorita del Batolito de Sonsón conservó el tamaño del grano aún en los

	Batolito de Sonsón	Batolito Antioqueño
Deformación	Cuarzo con extinción ligeramente ondulatoria, biotitas localmente flexionadas.	Los efectos de deformación a lo largo de zonas de cizallamiento bien definidos son raros.
Hornblenda	Verde-carmelita, 2 V moderado no presenta dispersión.	Verde-carmelita, 2 V moderado a gran - de dispersión moderada a fuerte ($r > v$).
Accesorios	Allanita es común. Apatito es común, pero no abundante y raramente excede el 0.1% en volumen. El opaco principal es piritita. El zircón en la biotita está rodeado de halos con pleocroísmo débil a moderado,	Allanita es rara. Apatito es abundante y comunmente excede el 0.1% en volumen. El opaco principal es magnetita. El zircón en la biotita está rodeado de halos sin pleocroísmo.

**DIFERENCIAS ENTRE LA CUARZODIORITA DE SONSON Y LA DEL
BATOLITO ANTIOQUEÑO**

CUADRO 13.

contactos. Sin embargo, los stocks y cuerpos pequeños en rocas metamórficas al este son finogranulares (a-16, b-16).

Una edad radiométrica K/Ar de 69 ± 3 millones de años se obtuvo en biotita de una muestra de la carretera Sonsón-Dorada al suroeste de Argelia (Pérez A., 1967, p. 30). Esta sola edad indica que los batolitos Antioqueño y de Sonsón son contemporáneos tal como lo demuestran sus características petrográficas similares.

GRANODIORITA DE TRES MUNDOS

Granodioritas forman un stock alargado de 10 km² en el área de Tres Mundos (a-15), unos 12 km al noreste de Argelia. La granodiorita es félsica; el único máfico es la biotita y junto con la turmalina accesoria, nunca excede del 10 % y en el extremo sur del stock está muy diseminada. La roca es gris clara a crema, alotriomórfica a hipidiomórfica, de grano medio y equigranular. Un análisis modal de una muestra de la quebrada Andes, cerca al centro del stock, hecho por C. J. Vesga dió la siguiente composición: cuarzo 34.6 %; ortoclasa 21.9%; oligoclasa 30.6%; biotita 5.3%; moscovita 2.8%; clorita 3.6% y accesorios (apatito, epidota, esfena, magnetita, turmalina y zircón 1.2 %).

El cuarzo está empolvado, fracturado y presenta una débil extinción ondulatoria. La ortoclasa, perítica, es intersticial y está empolvada. La oligoclasa se presenta en cristales con zonamiento normal, euhedrales a subhedrales. La biotita es parda rojiza oscura y por lo general, está muy cloritizada y los zircones incluidos presentan halos pleocróicos fuertes. La moscovita es verde pálida ligeramente pleocróica. El accesorio más abundante es apatito.

La composición y la relación discordantes con las rocas metamórficas encajantes muestran que el stock de Tres Mundos cristalizó a partir de un magma. Una aureola delgada de contacto con porfiroblastos de andalucita en metalimolitas rodea el stock siendo más notoria en el extremo norte.

Con base en la composición más félsica de este stock se cree que es más joven que el Batolito de Sonsón que se encuentra cerca.

CUARZOMONZONITA DE AQUITANIA

La pequeña y aislada población de Aquitania (b-15) se encuentra cerca del extremo norte de un stock de 43 km², compuesto principalmente por cuarzomonzonita. Los contactos del stock en sus extremos oeste y noroeste son fallados. Sin embargo, el stock intruye esquistos sericíticos, neisés intrusivos y shales cretáceos. El acceso a este cuerpo es difícil y los afloramientos son malos debido a la meteorización profunda poco usual que presenta.

Superficialmente el stock de Aquitania es similar al de Tres Mundos, 8 km al oeste. Sin embargo, en detalle los dos son diferentes; el de Aquitania es complejo y puede ser compuesto. Está formado principalmente por cuarzomonzonita (Cuadro 14, columna 1) pero facies locales incluyen granodioritas (Cuadro 14, columna 2), cuarzodiorita (Cuadro 14, columnas 3, 4) y cuarzodioritas con fayalita (Cuadro 14, columna 5). La relación entre los distintos tipos de rocas no se conoce. Además, son comunes en este cuerpo diques, principalmente pórfidos félsicos y gabarros mientras que en el de Tres Mundos estas rocas están ausentes.

Tanto la cuarzomonzonita dominante como la granodiorita tienen una textura micropegmatítica que no se encontró en ninguna de las otras rocas de II-B. Son rocas de grano medio, hipidiomórficas granulares, grises a cremas, masivas y de composición félsica. Los cristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales fuertemente zonados y de composición andesina a oligoclasa y se encuentran en una matriz micropegmatítica de ortoclasa-cuarzo. Los minerales máficos son láminas parcialmente cloritizadas de biotita pardo-rojiza y agregados de hornblenda verde y biotita. Los minerales accesorios incluyen grandes cristales de apatito y prismas incoloros de zircón. Un apatito en la muestra 8539 (Cuadro 14, columna 4) tiene 0.345 por 0.0004 mm con una relación de elongación de 86. Un zircón, en la muestra 8498 (Cuadro 14, columna 1) tiene 0.32 por 0.03 mm con una relación de elongación de aproximadamente 11. Los accesorios opacos son magnetita y pirita.

	¹	²	³	⁴	⁵
Número de Campo	DMT-988		DMT-989	DBL-825	PM-936
Número del Inventario	3498		8499	8539	8141
Número de la Facultad Nal. de Minas		2356A			
Cuarzo	31.50%	24.80%	25.20%	21.70%	23.00%
Ortoclasa	34.30	25.90	23.50	13.70	19.40
Plagioclasa	30.10	41.90	43.80	56.30	43.10
Biotita	3.20	—	2.70	5.20	7.20
Clorita	0.60	3.80	3.10	0.70	—
Moscovita	—	—	—	—	—
Homblenda	—	—	—	1.60	—
Fayalita	—	—	—	—	6.10
Accesorios no opacos	Trazas	2.70	0.30	Trazas	0.70
Accesorios opacos	0.30	0.90	0.90	0.80	0.50
	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%	100.00%

1. Cuarzomonzonita Río Claro 7.1 km S15°E de Aquitania.

2. Granodiorita. Ruta Aquitania-Miraflores, 4.3 km S13°E de Aquitania.

3. Cuarzodiorita Río Claro 7.1 km S10°E de Aquitania.

4. Cuarzodiorita Quebrada Arrebol 25 km al sur de Aquitania.

5. Cuarzodiorita con fayalita canto residual. Alto San Pedro, 3 km al norte de Aquitania. Muestras 1-4 de b-15 Muestra 5 de b-14.

Análisis modal basado en el conteo de 1000 puntos sobre secciones delgadas standard Análisis 1-3 y 4 realizados por C. J. Vesga; análisis 2 y 5 por Humberto González.

ANÁLISIS MODAL DE CINCO MUESTRAS DEL STOCK DE AQUITANIA

CUADRO 14.

La cuarzodiorita fayalítica ocurre como bloques residuales en el Alto San Pedro (b-14). Los bloques que se encuentran en la plaza de Aquitania son similares y pueden tener la misma composición aunque no fueron estudiados en sección delgada. Esta roca es gris verdosa oscura, de grano fino a medio, masiva, hipidiomórfica equigranular con ligero lustre grasoso y está compuesta por andesina, cuarzo, ortoclasa, biotita y fayalita.

La andesina se presenta en cristales euhedrales a subhedrales, débilmente zonados y maclados y en parte doblados. El cuarzo es anhedral, ligeramente empolvado y deformado. La ortoclasa es anhedral y ligeramente peritética. La biotita se presenta en láminas pardo-rojizas fuertemente pleocróicas con inclusiones de zircón con halos pleocróicos débiles. La fayalita es anhedral, incolora, con alto relieve, ángulo $2V$ (-) y dispersión débil ($r > v$); veteadas por productos de alteración, principalmente idingsita pardo oscura y en menor cantidad anfíbol fibroso, clorita, magnetita y calcita. Los minerales accesorios son: allanita, apatito, magnetita y zircón.

En los contactos de la cuarzomonzonita con el neis intrusivo se formaron brechas intrusivas: estas brechas contienen lentes, no cartografiados, de cuarcita a lo largo del contacto noreste del stock (fig. 18). El shale cretáceo fue transformado a cornubianitas cerca al contacto norte del stock.

La edad del stock de Aquitania es incierta: es más joven que el shale cretáceo, pero su edad relativa con respecto a otras rocas ígneas de II-B no se conoce. Su composición general es similar a la granodiorita de Tres Mundos y esto podría indicar que los dos stocks estén relacionados.

ROCAS DE DIQUE

Rocas de dique cuya composición varía de aplita a andesita piroxénica cortan todas las rocas en II-B. Algunas de las "rocas de dique" descritas aquí forman conolitos o stocks. Son más

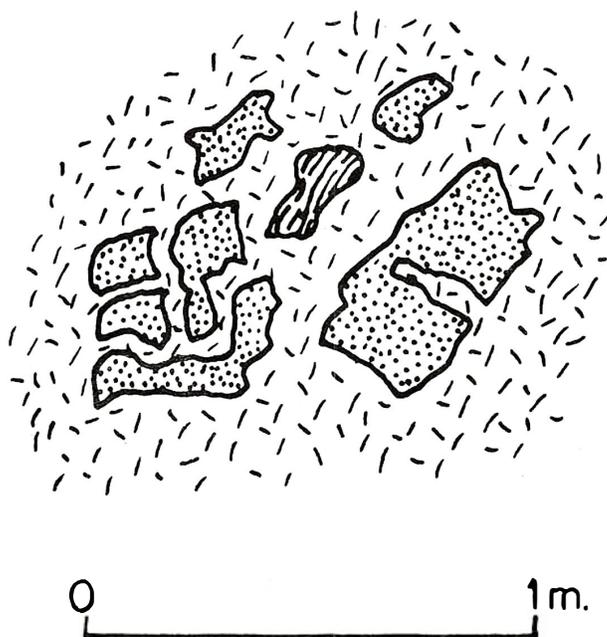


Figura 18. Brecha intrusiva en la cuarzomonzonita de Aquitania. Inclusiones de cuarcita (puntos) y neis intrusivo (rayas). Quebrada La Víbora a 1.6 km al N16°E de Aquitania (b-15). Esquema de campo por D. Barrero.

abundantes en el Batolito Antioqueño y menos abundantes al este de la Falla de Otú. Muchas están relacionadas con el Batolito Antioqueño, pero algunas en las rocas que lo rodean han sido metamorfoseadas y son más antiguas. Aunque las rocas de dique son de varias generaciones se tratan conjuntamente por conveniencia.

Cuarzodiorita finogranular.- Cuarzodioritas finogranulares forman un stock de aproximadamente 3.5 x 0.75 km con un área de 1.6 km²; 5 km al oeste de Cisneros (a-7). La cuarzodiorita finogranular es intrusiva en la cuarzodiorita normal del Batolito Antioqueño y tiene contactos finogranulares contra él; esto puede observarse claramente en los cortes del ferrocarril al norte-noreste de la Quebra.

La cuarzodiorita finogranular es gris, hipidiomórfica equigranular y masiva, localmente con abundantes "Schlieren" de unos pocos centímetros de largo, ricos en hornblenda, rodeados por halos delgados de minerales félsicos. El análisis modal de una muestra representativa tomada 0.6 km N19°E de la Quebra dió: cuarzo 15.4%; plagioclasa (An₄₀) 62.7%; ortoclasa 4.3%; hornblenda 8.4%; biotita 7.0%; clinopiroxeno 0.9%; accesorios no opacos 0.5% y accesorios opacos 0.8%.

La roca finogranular en el contacto del stock no puede distinguirse de la mayoría de los diques de composición intermedia descritos anteriormente con el Batolito Antioqueño. Por lo tanto, puede concluirse que los diques intermedios y la cuarzodiorita finogranular cristalizaron a partir de magmas similares, posiblemente derivados de una fuente común.

El tamaño mayor del grano en el stock al oeste de Cisneros puede atribuirse, al mayor tamaño del cuerpo.

Dacitas.- Dacitas afaníticas, gris verdosas de 1.6 por 0.25 km cortan el Batolito Antioqueño, 8.5 km al oeste de San Carlos (a-11). Las dacitas están mal expuestas y pueden ser un gran dique ramificado. Están cortadas esporádicamente por venas de piritita.

Aplitas.- Aplitas de color rosado a crema, sacaroidales

y masivas se encuentran como diques dispersos, principalmente en el Batolito Antioqueño y como un cuerpo de 2.3 por 0.8 km al sur de San Luis (b-13). Está compuesta por una tercera parte de cuarzo y dos terceras partes de feldespato (albita y ortoclasa) y como accesorios moscovita y biotita cloritizada.

Pegmatitas.- Se encuentran pegmatitas, compuestas por feldespatos rosados y blancos y cuarzo gris generalmente con turmalina negra accesoria, como diques dispersos de unos pocos centímetros de espesor y pequeños cuerpos irregulares de menos de 1 m en sección en muchas de las rocas de II-B. Muchas de las pegmatitas no se incluyeron en los mapas.

Las pegmatitas no tienen un solo origen, algunas como las del este de San Rafael (b-9, 10) están relacionadas al Batolito Antioqueño; otras, rellenan pequeñas cavidades en adamelita. Los lentes de pegmatitas en neises feldespáticos y aluminicos fueron formados, probablemente, durante el metamorfismo de estas rocas.

CUARZO LECHOSO

Aunque no es directamente de origen magmático, el cuarzo lechoso se describe con las rocas ígneas ya que la mayor parte ocurre cortando estas rocas. Como las rocas de dique, el cuarzo lechoso tiene varios orígenes y edades. Los afloramientos son escasos pero como el cuarzo es muy resistente a la meteorización, se encuentran en la superficie abundantes bloques residuales.

El cuarzo lechoso está compuesto en un 100 % por cristales finos sacaroidales de cuarzo blanco. En b-10, entre San Rafael y Balsadero, los bloques residuales contienen cavidades con sulfuros y oro diseminados. Esta localidad está indicada en la Plancha II.

Se conocen tres ocurrencias principales del cuarzo lechoso en II-B: como filones en el Batolito Antioqueño en algunas fallas; y como venas y cuerpos irregulares en las rocas metamórficas.

El cuarzo lechoso en el Batolito Antioqueño se encuentra principalmente en filones de unos pocos centímetros de espesor con contactos bruscos. Durante la meteorización, estos filones pueden ser fragmentados y los fragmentos se encuentran en la saprolita. Se indican en los mapas únicamente cuando son muy abundantes como en el Cerro Cancharazo (a-5).

Muchas fallas en II-B, especialmente las de intrusión (ver capítulo sobre geología estructural), están extensamente silicificadas por cuarzo lechoso y sus trazas pueden seguirse por bloques residuales que tienen una distribución lineal. Un buen ejemplo se encuentra a lo largo de la Falla de Riachón, al este de Amalfi (a-3).

En unos pocos lugares venas de cuerpos irregulares de cuarzo lechoso de origen desconocido se encuentran emplazados en rocas metamórficas. Los mayores están 7.5 km al N31° E de Yalí (c-5) y 6.5 km al sur de Caracolí (d-9).

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La geología estructural de II-B no se conoce completamente debido a la escasez de afloramientos en gran parte de la zona, el tamaño pequeño de muchos de ellos y a que los afloramientos en las quebradas tienen poco relieve y la mayoría de las veces solo pueden observarse en dos dimensiones. Sin embargo, gran parte de las características estructurales mayores de la zona, especialmente las fallas regionales y los plegamientos pudieron determinarse lo mismo que el significado de la foliación, y de muchas características estructurales menores. Los pocos buzamientos suaves de la foliación y la ausencia de plegamientos isoclinales en grandes áreas metamórficas hacen suponer que las estructuras de sobreescorrimento, “nappes”, características de muchos cordones orogénicos, no se encuentran en II-B.

FALLAS

Las características estructurales dominantes en II-B son las fallas. Algunas tienen más de 100 km de longitud y pueden continuarse sobre fotografías aéreas por decenas y a veces centenares de kilómetros más allá del límite de la zona. Más de una docena de fallas tienen más de 20 km de longitud (Plancha III). Algunas de estas fallas reciben por primera vez nombre en este informe. La mayor parte son denominadas con el nombre de los ríos que las siguen o de características bien definidas en aquellos lugares donde las fallas son claras.

Nueve criterios caracterizan las grandes fallas de II-B en el campo; la mayor parte muestran al menos cuatro de estas características y en algunas se encuentran las nueve. En seguida se discuten brevemente estos criterios y se dan ejemplos de cada uno de ellos.

1. **Expresión topográfica.**- Las grandes fallas pueden expresarse topográficamente por una de las siguientes características: Algunas están marcadas por profundos cañones rectos con secciones en V (Falla de Nare al suroeste de Caracolí) (c-9) y (Falla de Palestina, cerca a la confluencia de los ríos Nare y Samaná Norte) (d-10). Otras están marcadas por amplios valles aluviales (Falla de Riachón al sureste de Amalfi) (a-3) y (Falla de Otú al suroeste de Remedios) (d-2). Finalmente, algunas fallas separan bloques de características topográficas muy diferentes (Falla de Aquitania) (b-14).
2. **Discontinuidad en los tipos de roca.**- La mayoría de las grandes fallas en II-B separan tipos de roca diferentes a lo largo de su traza. La Falla de Otú es un ejemplo ya que separa dioritas y cuarcitas sobre una distancia de más de 50 km.
3. **Rocas fracturadas.**- Franjas de 10 a más de 100 m de ancho de rocas trituradas se encuentran en la mayoría de las fallas (Falla de Cimitarra) (c-6).

4. **Rocas cizalladas.**- Rocas esquistosas debido a cataclasis y cizallamiento se encuentran a lo largo de todas las fallas, pero como son rocas poco resistentes a la meteorización y a la erosión, sus afloramientos son pobres. Una perforación inclinada hecha durante el estudio de una represa interceptó la falla de fuerte buzamiento, de Balsadero cerca a la boca de la quebrada El Macho (c-11). El registro de la perforación (fig.19) muestra que la falla está caracterizada por una zona de roca fuertemente cizallada de por lo menos 57 m de espesor.
5. **Rocas alteradas.**- Rocas alteradas hidrotermalmente se encuentran a lo largo de algunas de las fallas mayores en II-B, pero no pueden distinguirse fácilmente de la saprolita. Estudios cuidadosos a lo largo de la Falla de Palestina entre el río Cupiná y la Falla de Otú (c-6) mostraron zonas de arcilla gris verdosa clara producidas por la alteración hidrotermal de la diorita y del neis cuarzo-feldespático del Precámbrico. Esta arcilla se diferencia de la saprolita por el color y la textura.
6. **Brechas.**- Las brechas de fallas son la característica más espectacular de las fallas y se encuentran asociadas a todas. Los fragmentos son angulares y generalmente varían desde menos de 1 cm hasta 1 m en sección aunque en la megabrecha de la Falla de Palestina son mucho mayores. Los fragmentos se encuentran en una matriz cataclástica de lustre mate excepto en las brechas de mármol donde la matriz es principalmente calcita blanca recristalizada. La relación clastos-matriz es mayor de 2:1. Un ejemplo característico se puede observar en la Falla de Riachón (fig.20).

El desarrollo más extenso de brechas de falla, en II-B, se encuentra a lo largo de la Falla de Cimitarra (e-6).
7. **“Rodding”.**- Rodding es el nombre que se aplica aquí al proceso por el cual se forman masas columnares (varillas) de roca de unos pocos centímetros de espesor dentro de una zona de falla. El eje mayor de las varillas es paralelo a la dirección del deslizamiento neto. El rodding puede ser el producto de un intenso cizallamiento a lo largo de superficies

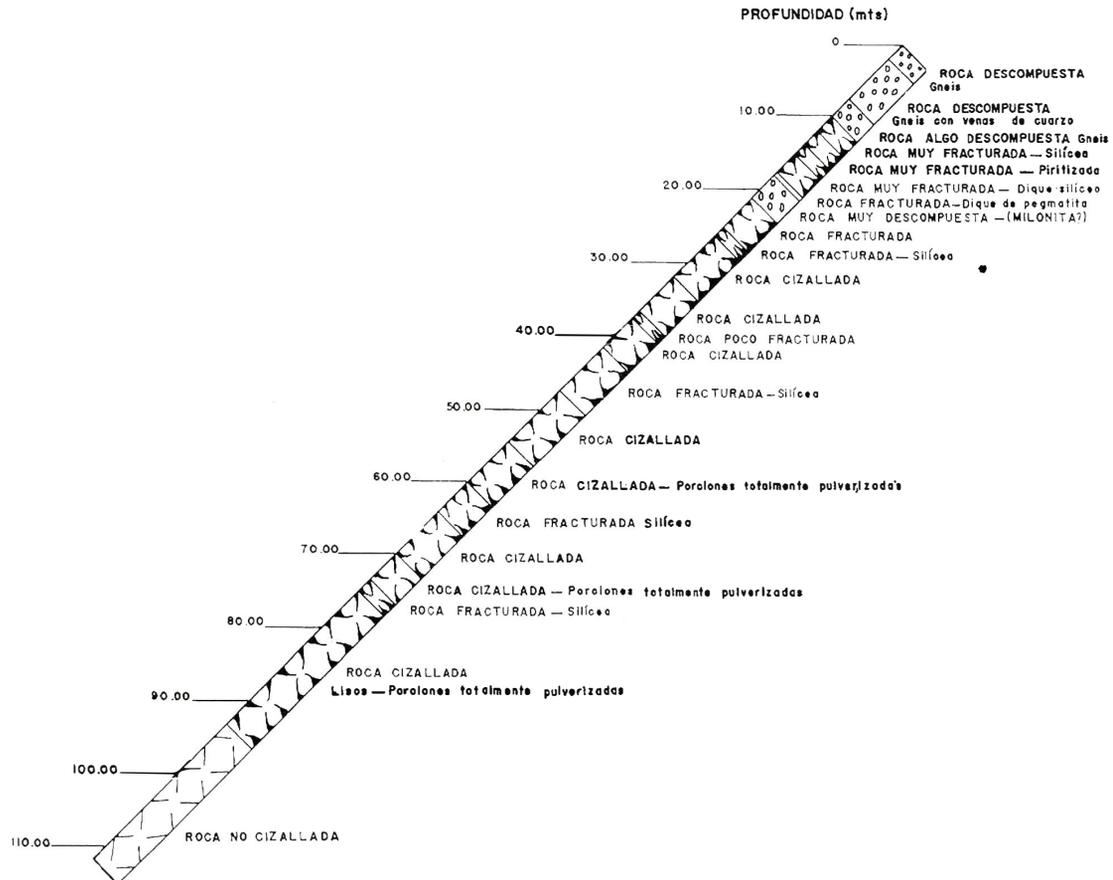


Figura 19. Registro de una perforación inclinada (45°) que intersecta la Falla de Balsadero. Río Guatapé en la quebrada El Macho (c-11). Cortesía de Integral Ltda. Medellín.



Figura 20. Cuarzita brechada en la Falla de Riachón. Corte en roca meteorizada sobre la carretera Amalfi - Yalí, en la Hda. Singapur, 5 km al sureste del aeropuerto de Amalfi (b-3). La pala tiene 42 cm de longitud. Fotografía de T. Feininger.

que se intersectan y que toman la forma de varillas al deslizarse la una sobre la otra. Estas varillas solo se encuentran a lo largo de la Falla de Riachón (fig. 21) en los cortes de la carretera Amalfi-Yalí, 3 km al sureste del aeropuerto de Amalfi (a-3).

8. **Bloques de cuarzo lechoso.**- Muchas de las grandes fallas y especialmente las de intrusión asociadas al Batolito Antioqueño discutidas en detalle más adelante están silicificadas con cuarzo lechoso. Este cuarzo relativamente resistente a la meteorización y a la erosión se ha concentrado como bloques superficiales a lo largo de la traza de la falla. Estos bloques son especialmente abundantes a lo largo de la Falla de Riachón cerca a el aeropuerto de Amalfi (a-3) y en algunos lugares a lo largo de la Falla de Otú al este sureste de Santa Isabel (d-3).
9. **Discontinuidad en el grado de metamorfismo.**- Las grandes fallas en II-B comunmente separan rocas de distintos grados de metamorfismo regional. Por ejemplo, las rocas al noreste de la Falla de Balsadero (b-10, c-10) son de un alto grado de metamorfismo mientras que las del suroeste presentan un metamorfismo más bajo. Ejemplos similares son comunes.

En II-B se encuentran fallas de cuatro clases:

1. Fallas normales.
2. Fallas relacionadas al enfriamiento del Batolito Antioqueño.
3. Fallas de intrusión.
4. Fallas de rumbo.

FALLAS NORMALES

Fallas normales de fuerte buzamiento se encuentran principalmente en la parte central este y suroeste de II-B. Aunque las fallas de intrusión son también normales, se tratan aparte debido a su origen diferente.

Fallas normales mayores limitan un graben de rocas



Figura 21. Columnas de cuarcita en la Falla de Riachón. El lápiz da la escala. Corte en la carretera Amalfi-Yalí, 3 km al sureste del aeropuerto de Amalfi (a-3). Fotografía de T. Feininger.

sedimentarias del Cretáceo al sur de San Luis. Cada una de estas fallas, la Aquitania al este, llamada así por la población de Aquitania (b-15) y las fallas sin nombre al oeste y al sur, tienen probablemente varios kilómetros de desplazamiento. La Falla de Aquitania está cortada por el stock de cuarzomonzonita de Aquitania. Ninguna de estas tres fallas está bien expuesta.

Las rocas sedimentarias cretáceas de Amalfi (a-3) están en un semigraben angosto (Pl. I, corte A-A). Las fallas normales que lo limitan hacia el este, están mal expuestas.

Los neises precámbricos, las rocas volcánicas y las dioritas están cortadas por numerosas fallas normales pequeñas en la parte central-este de II-B, principalmente en el área limitada por las fallas de El Bagre, Palestina, Cimitarra y por el Valle del Magdalena (c-6, -7, -8). Las fallas están mal expuestas pero la traza de algunas de ellas está marcada por bloques de cuarzo lechoso.

La superficie recta, bien definida, que separa las rocas sedimentarias del Terciario del Valle del Magdalena y las rocas cristalinas de la Cordillera Central, tiene unos 110 km de largo en II-B y está controlada, en su mayor parte por una gran falla normal. Esta interpretación la hizo por primera vez Harrison hace 40 años (1930, p. 408). Sin embargo, esta falla no aflora y probablemente está cubierta por estratos terciarios y aluviones al este de las rocas cristalinas.

FALLAS RELACIONADAS AL ENFRIAMIENTO DEL BATOLITO ANTIOQUEÑO

Fallas de unos pocos metros de longitud y enormes zonas de cizalladura de muchos kilómetros de longitud se encuentran en el Batolito Antioqueño. Estas fallas y zonas cizalladas están confinadas al batolito y la mayoría de ellas pudieron haber sido

producidas por esfuerzos dentro de éste, debido a su contracción durante el enfriamiento.

Las fallas pequeñas tienen direcciones muy variables y pueden observarse mejor donde han sido desplazadas por diques. Los desplazamientos rara vez son mayores de diez metros y por lo general, solo son de unos pocos centímetros. En la Figura 22 se muestran dos ejemplos.

Las zonas de cizalladura tienen direcciones entre $N40^{\circ}W$ y $N85^{\circ}W$ y su longitud varía entre menos de 1 a 23 km. Las mayores son las de Cristales y Sofía y ambas cortan el río Nus al este de Cisneros (Pl. I). Se les han dado estos nombres por la Estación de Sofía sobre el ferrocarril de Antioquia (b-7) y la pequeña población de Cristales al sur del ferrocarril (b-8), respectivamente.

Las rocas en las zonas cizalladas varían desde milonitas afaníticas a finogranulares, gris verdosas, ligeramente laminadas hasta esquistos biotíticos negros de grano medio. Estas rocas son relativamente poco resistentes y por lo tanto, los afloramientos son malos. Las mejores exposiciones de la milonita están en la zona de cizalladura de Cristales en la quebrada La Chinca, a 5 km $S43^{\circ}W$ de San José del Nus (c-8) y en la Sofía en el río Nus donde cruza el oleoducto, 5 km aguas abajo de Cisneros (a-7). El esquisto biotítico solamente está bien expuesto en los nuevos cortes de la carretera 1 km al este de Cristales (b-8).

Las evidencias tanto de campo como petrográficas indican que las fallas menores y las zonas de cizalladura en el Batolito Antioqueño y cuerpos satélites, están relacionadas al enfriamiento de estas rocas. Muchas de las fallas menores que cortan diques, son a su vez cortadas por otros diques (fig. 22A); esto demuestra que parte del fallamiento traslapa el período de emplazamiento de los diques que como se dijo anteriormente, tuvo lugar poco tiempo después de la intrusión del magma batolítico.

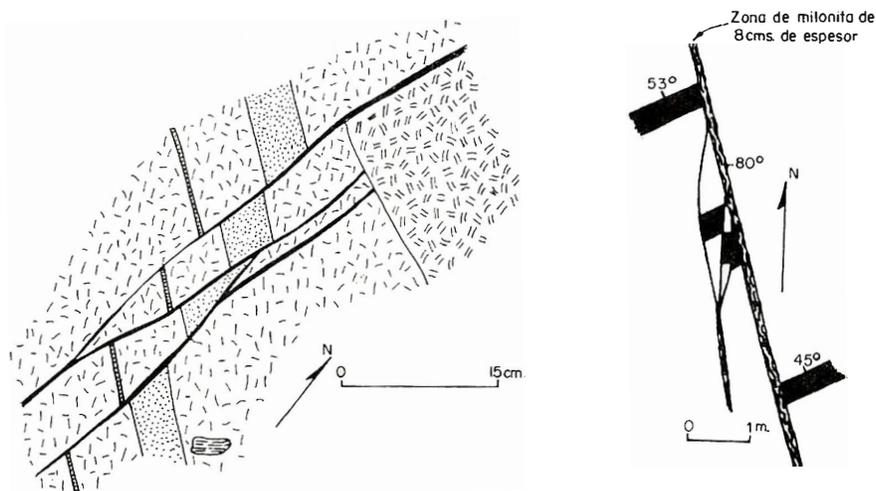


Figura 22. Fallas relacionadas con el enfriamiento del Batolito Antioqueño y un cuerpo satélite. **A.** Achurado, cuarzodiorita; Punteado, felsita; Achurado doble, Alaskita. Líneas oscuras milonita. Obsérvese que la alaskita corta algunas de las fallas, pero a su vez está cortada por otra. La inclusión en la parte baja del esquema es neis feldespático. Quebrada Farallones, altura 1.350 m (a-10). **B.** Blanco, cuarzodiorita; negro, dacita. Río Nus, 2 km aguas arriba de Caracolí (c-8). Esquemas de campo por T. Feininger.

Las zonas de cizalladura están enteramente restringidas al Batolito Antioqueño y algunas de ellas están a uno o dos kilómetros de las rocas que rodean el batolito pero no las afectan. Además, el esquistito biotítico formado en la zona de cizalladura de Cristales contiene minerales de relativamente alta temperatura como biotita y andesina cuya textura cataclástica está parcialmente reemplazada por recristalización posterior al cizallamiento. Como no se ha encontrado ningún metamorfismo térmico posterior al del batolito es de suponer que el calor que causó la recristalización de la biotita y de la andesina provino del mismo batolito que hacía poco había cristalizado a partir del magma.

FALLAS DE INTRUSION

Las fallas formadas por esfuerzos causados por la intrusión de un magma se denominan fallas de "intrusión". Estas fallas, todas aparentemente con desplazamientos pronunciados, son abundantes en las rocas encajantes del Batolito Antioqueño y muchas quedaron indicadas en los mapas geológicos (Pls. I y II) por un símbolo especial. Las fallas de intrusión son mayores en los techos pendientes del batolito y en algunos lugares los limitan. Los movimientos en las fallas de intrusión posiblemente cesaron antes del enfriamiento del magma batolítico y posiblemente no se extendieron hacia el batolito (Pl. I, cortes A-A', D-D', Pl. II, corte A-A').

El estudio cuidadoso de muchos afloramientos de rocas metamórficas cerca al contacto con el batolito mostró una gran profusión de fallas menores con desplazamientos de unos pocos centímetros. Estas fallas, que son escasas o no se encuentran lejos del contacto con el batolito, se interpretaron como fallas de intrusión. Algunos ejemplos típicos se muestran en la fig. 23.

En II-B se encontraron algunas fallas de intrusión de

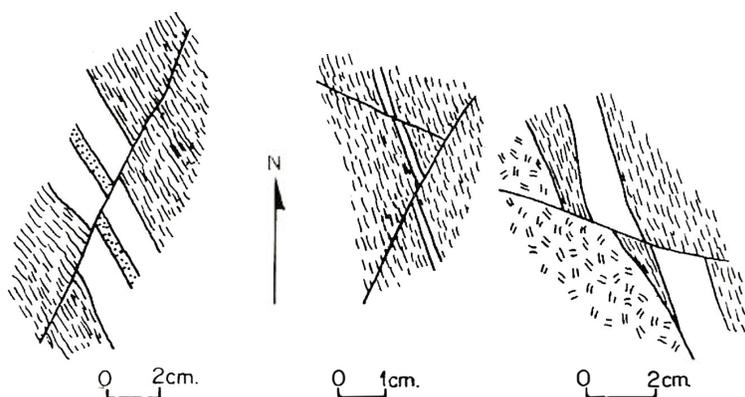


Figura 23. Pequeñas fallas de intrusión. Neis feldespático laminado a 20 m del Batolito Antioqueño. Quebrada Bélgica a 4.8 km al S9° E de El Tigre (c-4). Esquemas de campo por T. Feininger.

muchos kilómetros de longitud con desplazamientos de centenares de metros. La mayoría tienen dirección N20°W a N60°W aunque tres tienen dirección N45°E aproximadamente. Las fallas principales de dirección noroeste son: la de Riachón al sureste de Amalfi (a-3, b-3, -4) y su posible extensión 13 km al noroeste de Yalí (b-5); la Falla de Monteloro al oeste de Maceo (b-7, c-7); una falla sin nombre, 4 km al oeste de Caracolí (c-8) y la Falla de Balsadero al este de San Carlos (b-10, c-10, -11). Las de dirección noreste están localizadas 9 km S40°W a 14 km S19°W de Caracolí (c-9) y (c-10) respectivamente y a 13 km N63°E de San Carlos (b-10, c-10).

Algunas de las grandes fallas de intrusión pueden estar relacionadas a características estructurales del Batolito Antioqueño. Por ejemplo, valles aluviales anchos sobre el batolito ocupan la proyección noroeste de la falla sin nombre al noroeste de Yalí (b-4) y de la de Monteloro (b-6). La proyección noroeste de la falla de intrusión de Balsadero al oeste de Caracolí coincide aproximadamente con la proyección de la zona de cizalladura de Cristales.

Solamente la falla de intrusión de Riachón se extiende hasta una distancia considerable (10 km) del batolito; todas las demás terminan en el contacto del batolito o a unos cuatro o cinco kilómetros dentro de él.

Los afloramientos a lo largo de la falla de intrusión de Balsadero en la confluencia de los ríos Guatapé y San Carlos (c-10) son instructivos y muestran cómo se desarrolla una falla de este tipo. Los neises sobre el bloque noroeste a 15 m de la falla, se encuentran bien expuestos en la cantera de Balsadero de la cual la falla toma su nombre. En este sitio los neises están tan fracturados y cizallados que no es posible tomar muestras mayores de 15 cm (fig.24-A). Por otra parte, la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño en un afloramiento adyacente al río Guatapé 15 m al sureste de la falla no está fracturada y no muestra evidencias de



Figura 24-A. Falla de intrusión de Balsadero. Neis brechado y cizallado, a 15 m al noroeste de la falla. Cantera para triturado de vías en la confluencia de los ríos San Carlos y Guatapé (c-10). Fotografía de T. Feininger.

la proximidad de la falla (fig. 24-B). Una débil estructura de flujo y gabarros orientados en forma de huso (fig. 24-B) indican que el flujo del magma fue vertical. La falla no afecta la cuarzodiorita debido a que su movimiento terminó antes del enfriamiento del magma batolítico.

El esquema geológico de la parte noreste de la Falla de Balsadero y la serie de cortes de la Figura 25 muestran la probable forma de la falla a una profundidad similar a la superficie actual de erosión y también expresa gráficamente al origen de esta interesante falla.

La silicificación preferencial de la Falla de Balsadero y de otras fallas de intrusión en II-B, es una evidencia de la teoría propuesta para su formación. Las fallas de intrusión actuaron como canales a lo largo de los cuales escaparon del magma que cristalizaba los volátiles ricos en sílice.

Cuando se encuentran rocas metamórficas sobre ambos bloques de la Falla de Balsadero, empezando 1 km al sureste de la confluencia de los ríos Guatapé y San Carlos, las del bloque noroeste son de más alto grado de metamorfismo que las del bloque suroeste. Esto sugiere que el bloque noreste se movió hacia arriba desde un nivel más profundo en la corteza con relación al bloque suroeste. Este sentido del movimiento es contrario al indicado en la Figura 25. La posible explicación de esta anomalía es que esta falla existía como falla normal siendo el bloque suroeste el hundido antes de la intrusión del magma batolítico. El magma reactivó la falla, ya que ésta era una zona de debilidad en el techo del batolito pero produjo un movimiento en sentido contrario al de la falla prebatolítica en el área de la Figura 25. Además, el movimiento producido por la intrusión del magma sobre la misma falla más hacia el sureste, al sur de el Jordán (c-11), parece que fue un movimiento opuesto al del producido en el noroeste, ya que aquí el batolito se encuentra sobre el bloque noreste y las rocas metamórficas ocupan el bloque suroeste. La falla de intrusión de Balsadero pudo tener un movimiento inverso con su eje normal a una falla localizada entre la confluencia de los ríos San Carlos y Guatapé y un punto al sur del Jordán. En

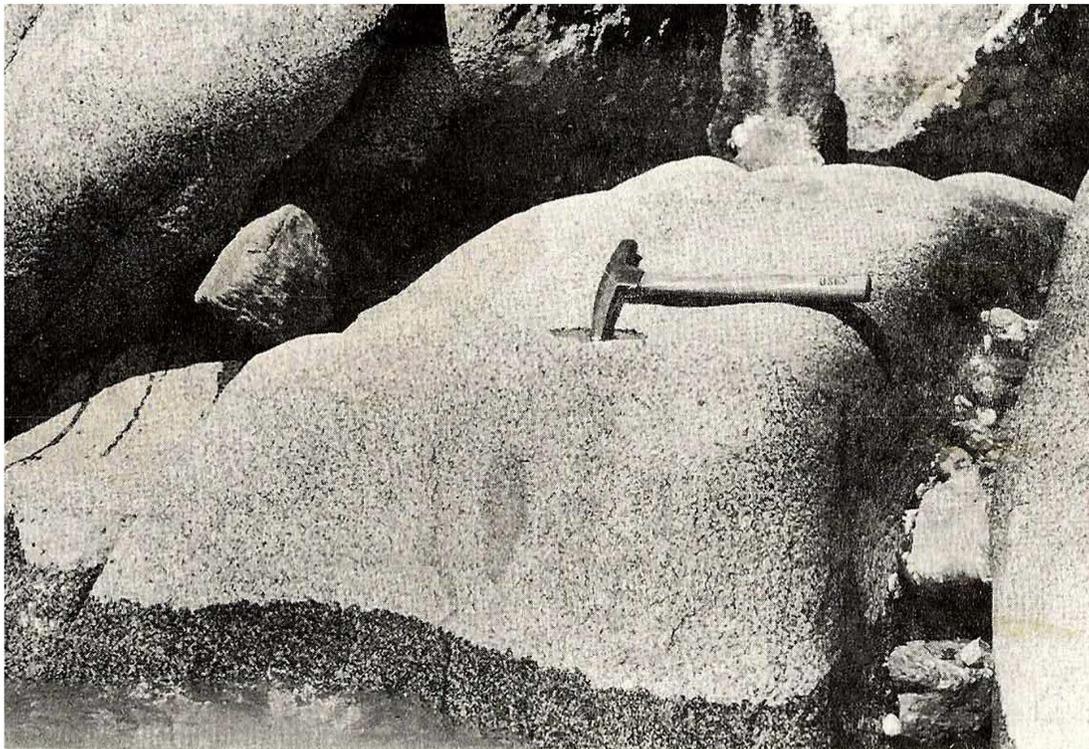
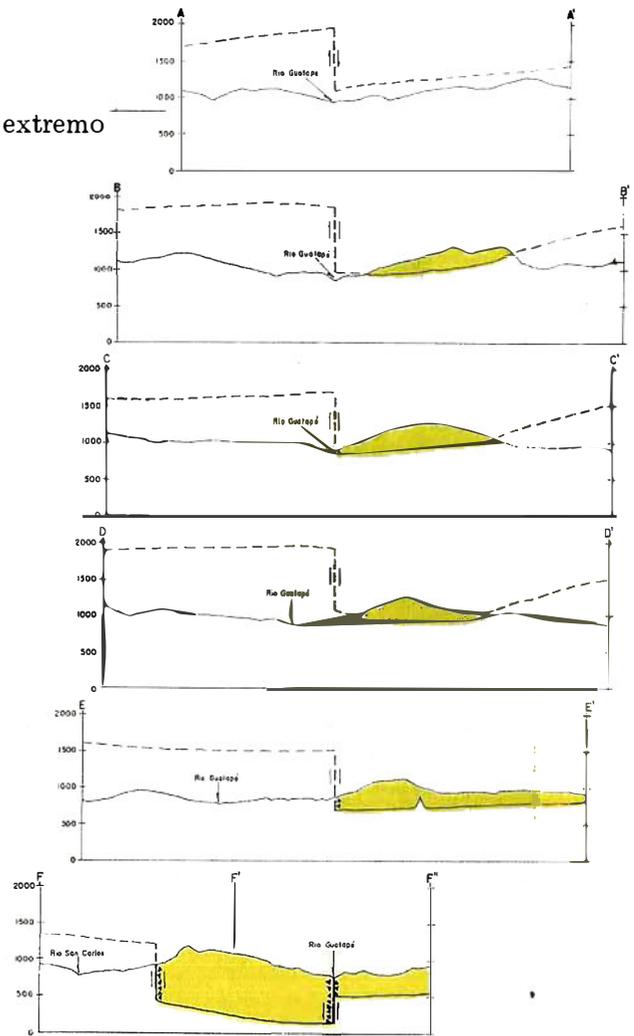
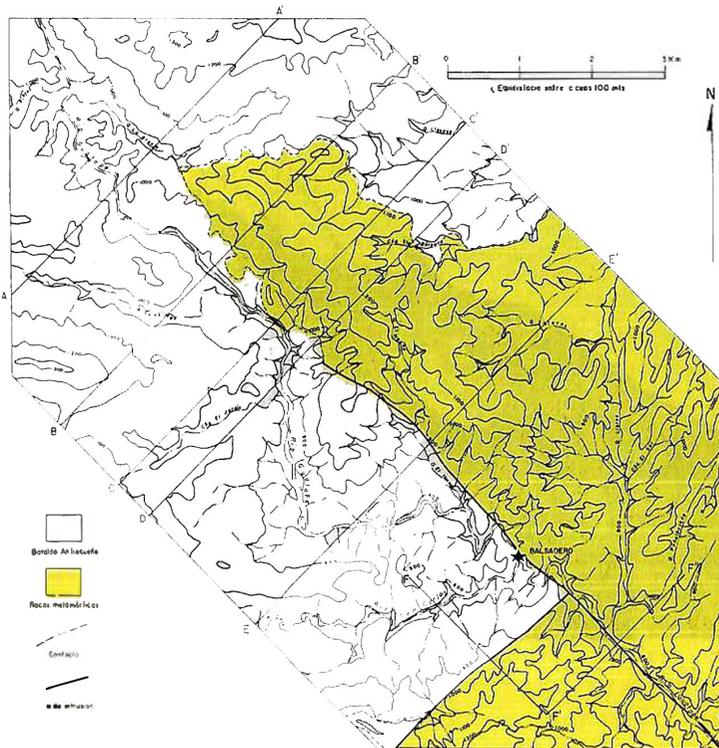


Figura 24-B. Cuarzodiorita del Batolito Antioqueño 15 m al suroeste de la falla. Obsérvese el gabarro con su eje elongado vertical. El parche oscuro que señala la punta del martillo es una depresión llena de agua. Río Guatapé en la desembocadura del río San Carlos. Fotografía de T. Feininger.

Figura 25. Mapa geológico esquemático y secciones del extremo noroeste de la falla de intrusión de Balsadero.



la intersección de este eje y la falla, solamente hubo un movimiento rotacional sin deslizamiento durante la intrusión del magma batolítico.

El marcado paralelismo de las fallas de intrusión de dirección noroeste sugiere que éstas están genéticamente relacionadas y que como la Falla de Balsadero, pudieron ser fallas normales antes de la intrusión del Batolito Antioqueño. Pero este paralelismo no está de acuerdo con el punto de vista de que estas fallas de intrusión son el producto de un hundimiento caótico, al azar, de las rocas del techo en el Batolito Antioqueño.

Una falla de intrusión que coincide con la quebrada La Clara (b-3) aunque no es paralela a las otras fallas de intrusión parece ser una antigua falla normal reactivada por la intrusión del magma batolítico. A juzgar por la poca similitud en las rocas a lo largo de la falla, el desplazamiento pre-batolítico fué considerable. El desplazamiento producido por el batolito fué relativamente pequeño, unos 100 m (Pl.I, corte A-A').

FALLAS DE RUMBO

Las principales características estructurales regionales en II-B son las fallas de rumbo. Algunas de éstas tienen más de 100 km de longitud con desplazamientos medibles en docenas de kilómetros. Estas fallas están confinadas a la parte este de II-B especialmente entre el Batolito Antioqueño y el Valle del Magdalena. La mayoría tiene dirección entre $N20^{\circ}W$ y $N20^{\circ}E$ y tienen trazas muy rectas. Fallas de rumbo no habían sido descritas anteriormente en la Cordillera Central de Colombia. La identificación de estas fallas, que pasan de la Cordillera hacia el interior de las cuencas del Medio y Bajo Magdalena, fue uno de los principales descubrimientos geológicos del IMN en II-B y puede tener importantes implicaciones en la búsqueda de petróleo en las áreas adyacentes.

Ocho grandes fallas de rumbo fueron cartografiadas

y en muchos casos su edad relativa puede determinarse por las relaciones del desplazamiento. Fallas con ramales de ángulo bajo (estructura de “cola de caballo”) como las de Palestina, Cocorná Sur, El Mulato y Jetudo, se consideran genéticamente relacionadas y contemporáneas o casi contemporáneas. Los datos de cada una de estas fallas, ordenadas de acuerdo a su probable orden cronológico de la más antigua a la más joven, se dan en el Cuadro 15.

Las fallas de rumbo, principalmente las más jóvenes, tienen la expresión topográfica más característica de todas las fallas en II-B; por lo general están marcadas por profundos cañones y pueden cartografiarse fácilmente en las fotografías aéreas, pero sobre el terreno son menos evidentes. Las zonas de brecha y milonita en ninguna parte tienen más de 50 m de ancho y por lo general, son menores. Estas zonas son paralelas a fajas de rocas cizalladas de un ancho similar.

La Falla de Palestina es la mejor documentada de las fallas de rumbo y se describe en detalle en otra parte (Feininger, 1970). Por ejemplo, cortando el mapa geológico a lo largo de esta falla en los subcuadrángulos 132 y 148 y ajustando las dos piezas con un desplazamiento lateral derecho de 27,7 km quedan en alineamiento perfecto una serie de factores geológicos característicos. Estos factores son:

1. El mármol al suroeste de la Susana (d-7), sobre el bloque oeste, está alineado con el mármol del río Samaná Norte, 6 km aguas abajo de su confluencia con el río Nare (d-10).
2. La cuarcita que limita el mármol hacia el oeste en ambos bloques es similar. La extensa ramificación, en forma de cola, hacia el sur de la cuarcita y de los pequeños cuerpos de mármol asociados adyacentes a la Falla de Palestina, sobre el bloque oeste, y que no se presenta en el bloque este, fue producido por arrastre a lo largo de la falla. Las atitudes estructurales en la cola son caóticas y gran parte del mármol en los cuerpos pequeños está brechado.

Nombre	Longitud conocida	Desplazamiento ¹	Comentarios
Nus	76 km	50 km D ?	Llamada así por el río Nus, el cual cerca de su desembocadura sigue la falla (d-10). Su edad relativa respecto de la Falla El Bagre no se conoce. Posiblemente las dos son contemporáneas.
El Bagre	65 km	50 km I ?	Llamada así por el río El Bagre, que la sigue fuera del área cartografiada.
Otú	120 km	66 km I	Llamada así por pasar cerca del aeropuerto de Otú al suroeste de Remedios (d-2). Cubierta por el Terciario al norte en Zaragoza y al sur en Puerto Nare. Está atravesada por la Falla de Palestina.
Jetudo	40 km	12 km I	Llamada así por el nombre de una quebrada al noreste de Aquitania (c-14). En el sur está cubierta por los estratos del Terciario.
Cocorná Sur	47 km	26 km (?) D	Llamada así por el Río Cocorná Sur (c-13).
Palestina	350 km	27.7 km D	Llamada así, por la estación de Palestina, donde la cruza el Ferrocarril de Antioquia (d-9). Se cartografió fuera de II-B en fotos aéreas. El desplazamiento fue medido al norte de la Falla de Jetudo.
El Mulato	32 km	15 km (?) D	Llamada así por una quebrada del sureste de Aquitania (c-16).
Cimitarra	150 km	10 km (?) D ?	Es la continuación de la cartografiada en el cuadrángulo de Barrancabermeja (Servicio Geológico Nacional e Inventario Minero Nacional, 1967).

1. D. Lateral derecho, I. Lateral izquierdo.

CUADRO 15. LAS OCHO MAYORES FALLAS DE RUMBO EN LA ZONA II-B

3. Los neises feldespáticos y aluminicos, que en ambos bloques se encuentran confinados dentro de una gran variedad de rocas a lo largo de la Falla de Palestina, pueden alinearse como un solo cuerpo.
4. La diorita al este de la Falla de Otú forma un solo cuerpo de dimensiones batolíticas. También los pequeños cuerpos de diorita en el mármol coinciden para formar un pequeño stock.
5. La faja de shale cretáceo limitada por las fallas de Nus y El Bagre en el bloque oeste al norte del río San Bartolomé (c-5) coincide con una faja similar en el bloque oeste que cruza el ferrocarril de Antioquia en la estación Cabañas (d-9).
6. Un grupo de seis stocks de gabra anfibólico que se encuentra a ambos lados de la Falla de Palestina entre el ferrocarril de Antioquia (c-8, d-9) y el río Cupiná (e-6) están separados unos 30 km. Si se restituye el movimiento a lo largo de la falla, estos stocks quedan en un grupo, relativamente estrecho, de dirección noreste, en el cual los más distantes están separados únicamente unos 12 km.
7. La isógrada metamórfica en la cuarcita al oeste del mármol en el bloque oeste coincide con la isógrada correspondiente en el mismo tipo de roca en el bloque este.
8. Las pequeñas fallas normales en los mármoles y cuarcitas al sureste de la Susana (d-7) y las fallas regionales de rumbo de Otú, Nus y El Bagre en el bloque oeste de la Falla de Palestina, corresponden a características similares en el bloque este.

Aunque se ha demostrado que la Falla de Palestina es una falla de rumbo, las otras aquí clasificadas como de rumbo no presentan características tan claras.

Ellas se han distinguido por los siguientes criterios:

1. El poco desplazamiento vertical solamente permite reconstruir

un conjunto de rocas similares sobre los bloques opuestos.

2. Las características de campo tales como zonas angostas de brechas y milonitas, fuerte expresión topográfica y la rectitud son similares a la de la Falla de Palestina.
3. La mayor parte de las fallas de rumbo inferidas son rectas por grandes distancias.
4. Al menos dos fallas, las del Nus y El Bagre, como la de Palestina no presentan anomalías gravimétricas asociadas (profesor James Case, comunicación escrita, 1968), lo cual sugiere que no hubo desplazamiento vertical o que éste fué muy poco.

Los grandes desplazamientos supuestos para las fallas de Otú, Nus y El Bagre, se basan en la ausencia de rocas correlacionables a lo largo de estas fallas sobre grandes distancias. Por ejemplo, la Falla de Otú marca el límite oeste de casi toda la diorita (d). Esta roca aparece en el bloque oeste solamente en el sur (d-11, -12) donde su área aumenta hacia el sur y da la impresión de que fuera el extremo norte de un gran stock o de un batolito que se extiende por debajo de los estratos terciarios y de los aluviones en el Valle del Magdalena. La cartografía de reconocimiento hecha al norte de Segovia sobre el bloque este de la Falla de Otú (parte norte del mapa geológico) mostró que la diorita termina en el norte de una manera similar a la terminación norte del bloque oeste cerca al Valle del Magdalena. Esto induce a correlacionar estas características y hace pensar que su separación se debe a los movimientos a lo largo de las fallas de Otú y Palestina. El mármol (m) ofrece una fuerte evidencia de esta interpretación.

Los mármoles entre el río Samaná Norte y el ferrocarril de Antioquia (d-10) y los de 6 km al sureste de la Susana (e-7) fueron cortados por la Falla de Otú. La distribución de los mármoles, como puede observarse en el mapa sugiere que solamente una pequeña área debe encontrarse en el bloque este y exactamente un área similar se encuentra en el bloque este en el

Cerro Cabeza, 10 km al noroeste de Segovia. Además, este mármol es litológicamente semejante al mármol adyacente a la Falla de Otú en el bloque oeste y está limitado hacia el este por una faja delgada de cuarcitas que a su vez están intruídas por dioritas y exactamente lo mismo que sucede 10 km al oeste noroeste de Puerto Nare (d-10). Estas similitudes no pueden atribuirse al azar y por lo tanto, puede concluirse que el área de Cerro Cabeza fue contigua al área cerca a Puerto Nare. Si esto es cierto, la Falla de Otú tiene un desplazamiento lateral izquierdo de 66 km.

Las áreas de dioritas a ambos lados de la faja del shale cretáceo que está limitado por las fallas de Nus y El Bagre son petrográficamente similares y no muestran evidencias de un desplazamiento relativo de la una con la otra. Por consiguiente, la faja de shale cretáceo pudo haber sido intruída como una cuña tectónica limitada por fallas de rumbo. Este punto de vista está sustentado por la distribución restringida del gabro anfibólico adyacente a la cuña. Esta pudo haber venido del norte ya que se adelgaza hacia el sur y es cortada por dioritas en su extremo sur. Si esto es así, la Falla del Nus sería lateral derecha y la de El Bagre lateral izquierda y el desplazamiento en cada una de ellas grande, probablemente mayor de 50 km. Sin embargo, la otra probabilidad de que estas fallas sean normales y que el shale cretáceo sea un graben angosto, no puede descartarse aunque los datos gravimétricos del profesor James Cases estén en su contra.

Las fallas de rumbo más antiguas son las de Nus y El Bagre que están truncadas por la Otú y está a su vez es desplazada por la de Palestina. Se considera que la de Cimitarra es la más joven debido a su fuerte expresión topográfica.

También su zona de brecha, relativamente ancha, sugiere que el nivel de exposición es menos profundo que el de los de las otras fallas de rumbo y por lo tanto, el movimiento sobre ella es más joven.

Las Fallas de Otú, Nus y El Bagre son post-Cretáceo Inferior ya que cortan shales que contienen fósiles del Albiano Aptiano (Cuadro 4). La traza sinuosa de estas fallas, producida

por la deformación regional que siguió a su movimiento, contrasta con las trazas relativamente rectas de la Falla de Palestina y fallas asociadas. Esta observación sugiere una apreciable diferencia de edad entre estos dos grupos de fallas. La edad mínima de las fallas de rumbo no se conoce. La de Otú corta cuarzodioritas, posiblemente correlacionables con las del Batolito Antioqueño al noroeste de Remedios (d-1) lo que indicaría movimientos del Cretáceo Superior o más jóvenes. Sin embargo, debido posiblemente a la profunda meteorización en el área, esta falla no pudo identificarse en el campo ni en fotografías aéreas entre el aeropuerto de Otú y la Cruzada. Además, la diferencia petrográfica entre la cuarzodiorita al oeste de la Falla de Otú y la roca cartografiada como diorita al este son mínimas. Otra alternativa es que la cuarzodiorita relacionada al Batolito Antioqueño haya cortado la Falla de Otú en el área y que el movimiento sea pre-Terciario.

Las relaciones que se observan en el nuevo trazado del ferrocarril de Antioquia en la Estación Palestina confirman este punto de vista. En este lugar, neises feldespáticos y aluminicos migmatíticos brechados están cortados por dos diques paralelos de 75 cm de ancho, finogranulares, de composición intermedia y cuya textura y aspecto general son similares a los que se encuentran en el Batolito Antioqueño y cuerpos satélites cerca a Caracolí (c-8, d-8). Esto sugiere que el movimiento en la Falla de Palestina fue anterior al período de emplazamiento de los diques que estuvo relacionado íntimamente a la intrusión del Batolito Antioqueño. Si esto es cierto, el movimiento de la antigua Falla de Otú fue anterior a éste.

Ninguna de las fallas de rumbo está actualmente activa; esto lo demuestra la ausencia de las características morfológicas de las fallas de rumbo activas tales como desplazamientos de las cuencas de drenaje, estribaciones truncadas y escurrimientos, como también la poca actividad sísmica en el área (J. Rafael Goberna, S.J. comunicación escrita, 1966).

Las fallas de rumbo con grandes desplazamientos tienen importantes implicaciones en la historia geológica del área. Los movimientos de estas fallas han transportado grandes segmentos

de la corteza terrestre por considerables distancias y han colocado algunas rocas en sitios muy distantes de donde se formaron y por lo tanto, al hacer la interpretación paleogeográfica y paleogeológica debe tenerse mucho cuidado. En la Figura 26 se muestran gráficamente los grandes desplazamientos causados en II-B por las fallas de rumbo.

MEGABRECHA

Una mezcla mecánica de varios tipos de rocas, aquí llamada megabrecha, forma varias franjas de tamaño cartografiable entre ramales de la Falla de Palestina en el subcuadrángulo 133, esquina noroeste. La mayor franja, en parte seguida por el río Volcán, tiene 11 km de largo y menos de 400 m de ancho.

La megabrecha está compuesta por una mezcla de masas de rocas, muchas de las cuales tienen de 10 a un poco más de 100 m en sección que han sido desplazadas desde bloques de falla opuestos durante el movimiento de la Falla de Palestina. Los afloramientos son malos pero los tipos de rocas encontrados durante la cartografía, en orden decreciente de abundancia son: dioritas, shales cretáceos, neises cuarzo-feldespáticos precámbricos, mármoles precámbricos y en menor abundancia neises feldespáticos y lumínicos, cuarcitas y mármoles de las rocas metamórficas al oeste de la Falla de Otú, gabros anfibólicos y anfibolitas precámbricas.

ALINEAMIENTOS

Características topográficas lineales, principalmente valles, son abundantes sobre gran parte del Batolito Antioqueño en II-B. Estas características lineales o alineamientos fueron cartografiadas sobre fotografías aéreas por Taissir Kassem (Pls. I, II). La mayor parte de estos alineamientos, especialmente los más largos, tienen una dirección aproximada N50° W.

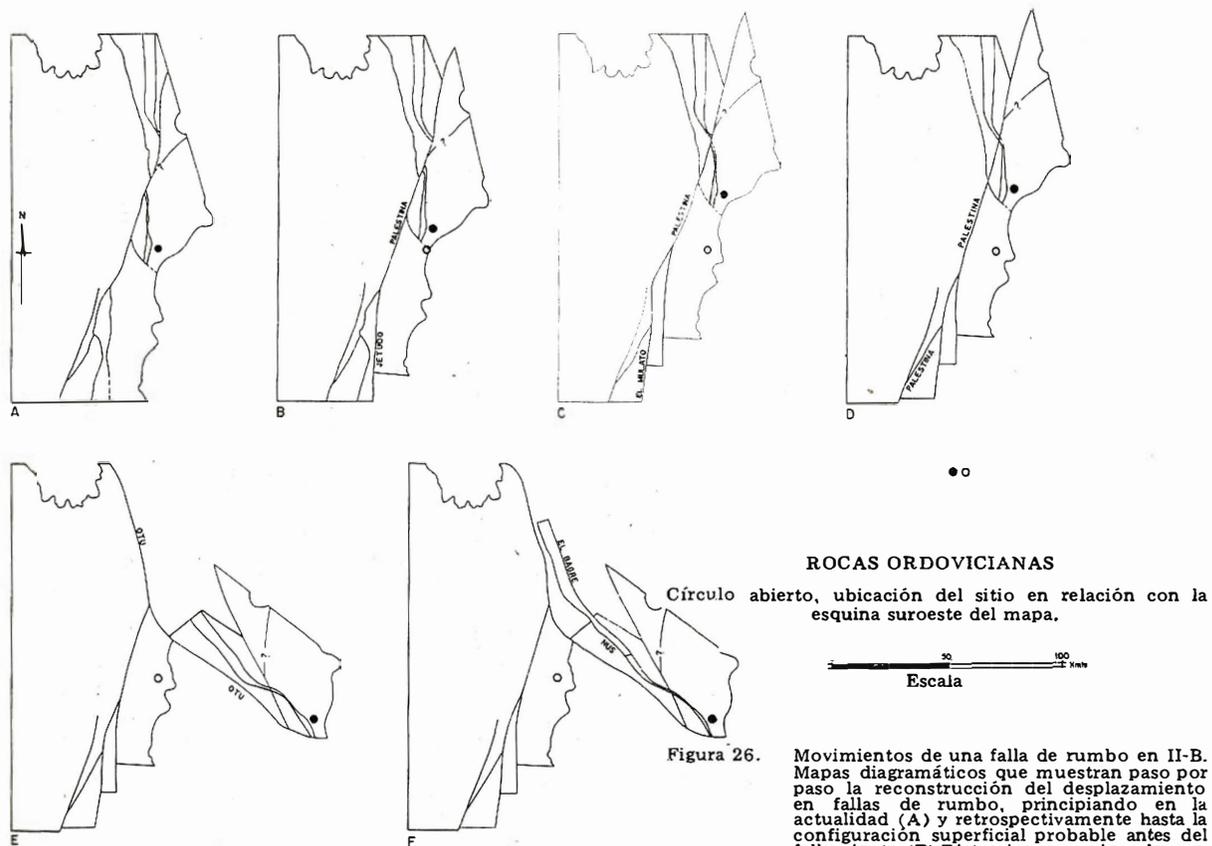


Figura 26.

Movimientos de una falla de rumbo en II-B. Mapas diagramáticos que muestran paso por paso la reconstrucción del desplazamiento en fallas de rumbo, principiando en la actualidad (A) y retrospectivamente hasta la configuración superficial probable antes del fallamiento (F) Distorsiones ocasionadas por las reconstrucciones regionales que sobrepasan de 10 grados de rotación. Los desplazamientos en las fallas de Cocorná Sur y Cimitarra, son inciertos y no se conocen.

Algunos alineamientos son el producto de la meteorización diferencial y de la erosión en fallas. Las rocas expuestas en ellos están cizalladas y alteradas. Las fallas de Nare, Bizcocho y Miraflores son excelentes ejemplos. Otros alineamientos son probablemente diaclásas que se intersectan con ángulo grande sin desplazamiento.

PLEGAMIENTOS REGIONALES

La estratificación y la foliación de las rocas estratificadas en II-B están tan replegadas que la cartografía directa de los plegamientos regionales no es posible. Sin embargo, en las rocas metamórficas al oeste de la Falla de Otú se pudieron reconocer algunos plegamientos regionales en la parte norte de II-B. Este reconocimiento se hizo con base en la distribución de las facies de metamorfismo regional en el conjunto de afloramientos de mármoles y cuarcitas y en las atitudes de los pliegues menores.

La mayor parte del mármol es de bajo grado de metamorfismo con relación a las rocas adyacentes. La cuarcita es por lo general, de más alto grado de metamorfismo que el mármol pero de menor grado que los neises feldespáticos y alumínicos adyacentes. Estas relaciones sugieren que el mármol nunca estuvo tan profundo como las cuarcitas en la corteza y que los neises feldespáticos y alumínicos estuvieron, en la mayoría de los sitios, más profundos que las cuarcitas. Estas observaciones y la equivalencia stratigráfica de los neises feldespáticos y alumínicos con los esquistos mencionados anteriormente, son una fuerte evidencia de que el mármol suprayace a la cuarcita y que ésta a su vez, suprayace los neises feldespáticos y alumínicos y a los esquistos cuarzosericíticos.

La inclinación de los ejes de los pliegues menores ofrece una nueva evidencia de las relaciones sugeridas anteriormente. En el área de Amalfi (a-3, -4), las cuarcitas están en su mayoría al sur de los esquistos sericíticos y de los neises feldespáticos y alumínicos. Los ejes de los pliegues menores, con unas pocas excepciones, se inclinan hacia el sur (fig. 27) y muestran que la

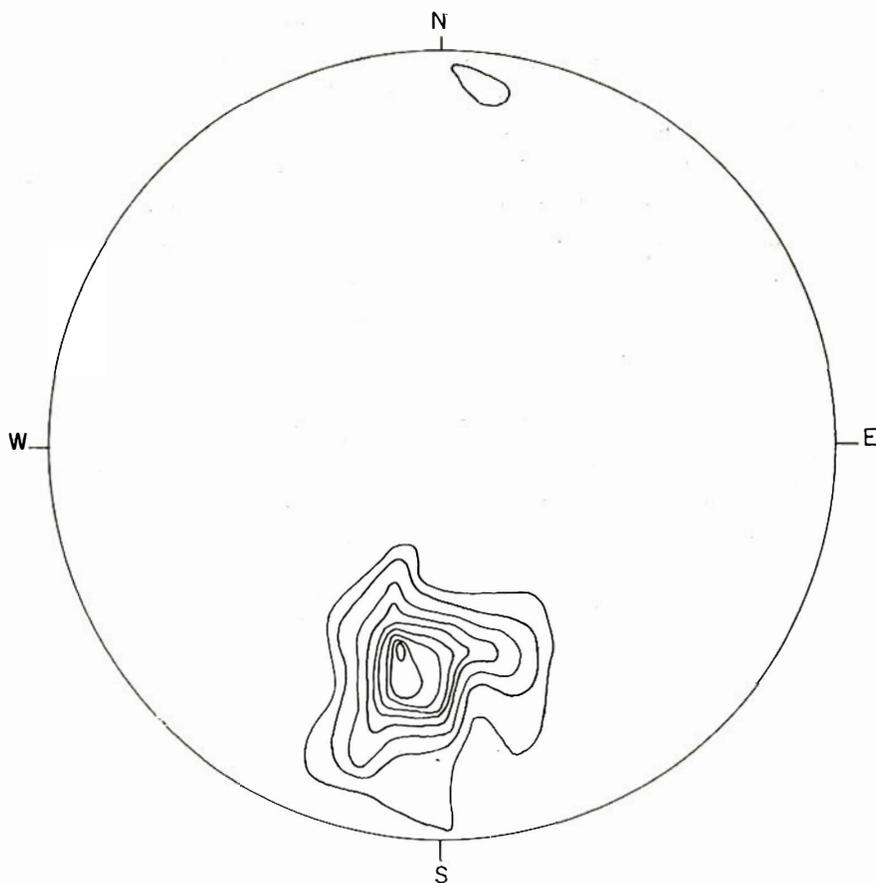


Figura 27. Proyección estereográfica de los ejes de pliegues. Observaciones en 77 afloramientos de esquistos sericíticos en la mitad oeste de (a-3). Representados en el hemisferio inferior, contornos en 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 y 27% de las lineaciones, por 1% del área total.

cuarcita estructuralmente y por deducción estratigráfica, suprayace las rocas hacia el norte. Amalfi está por lo tanto, localizado cerca al eje de un amplio anticlinal regional. Usando los mismos métodos esbozados anteriormente para definir el anticlinal de Amalfi, se reconocieron ocho plegamientos regionales al oeste de la Falla de Otú. Los ejes de estos pliegues se muestran esquemáticamente en el mapa geológico de la Plancha I. Nótese que los anticlinales son amplios y abiertos en comparación con los sinclinales que son angostos y estrechos. La única excepción, el aparentemente estrecho anticlinal cuyo eje coincide aproximadamente con el valle del Río Riachón, está fuertemente invertido hacia el oeste. La forma de este anticlinal fue modificada por la falla de intrusión del Riachón que lo corta casi axialmente.

Pocos plegamientos regionales se encontraron en las rocas metamórficas de la mitad sur de II-B. Esto es debido a los desplazamientos ocasionados por grandes fallas de rumbo y a los neises intrusivos en el área. Malos afloramientos, ausencia de estratos guías y estructuras localmente caóticas impiden el reconocimiento de los pliegues regionales en las rocas sedimentarias del Cretáceo y en las rocas volcánicas.

PLIEGUES MENORES

La estratificación en las rocas sedimentarias del Cretáceo y la esquistosidad y bandeo composicional en las rocas metamórficas han sido plegados, en pequeña escala, en muchos lugares. Estos pliegues menores varían en amplitud desde algunos metros hasta una fracción de milímetro. Los menores de estos pliegues son solamente sinuosidades que han afectado los planos de estratificación del shale cretáceo o los de esquistosidad en filitas o esquistos sericíticos.

Particularmente se encuentran impresionantes pliegues

menores disarmónicos donde estratos delgados de mármol están intercalados con neises feldespáticos y alumínicos (fig. 28). Estos pliegues son el resultado del agudo contraste de competencia entre el mármol y el neis; el mármol, relativamente incompetente fluye y rellena las crestas y los valles de los pliegues menores dejando muy atenuados los flancos. En algunos lugares, donde el mármol y las cuarcitas están interestratificados, la cuarcita se fragmenta y forma una brecha compuesta por bloques angulares de cuarcita en una matriz de mármol. Esto puede observarse en la quebrada Guardasol, un kilómetro aguas arriba de la desembocadura de la quebrada Alejandría (d-7).

FOLIACION

Cuatro tipos de foliación, todos de origen diferente, se encuentran en II-B: esquistosidad, clivaje por cizalladura, estructura laminar de flujo y foliación cataclástica.

ESQUISTOSIDAD

La foliación más común es la esquistosidad definida por el alineamiento paralelo o casi paralelo de las micas en esquistos y neises. En los esquistos sericíticos (y filitas no cartografiadas por separado), láminas de mica de solo una fracción de milímetro de sección, tienden a concentrarse en capas con exclusión de otros minerales. En las rocas de grano grueso, de mayor grado de metamorfismo, las láminas de mica tienen varios milímetros y están interpenetradas con otros minerales no micáceos como cuarzo, feldespatos o aluminosilicatos.

La esquistosidad se desarrolló por la cristalización de las micas durante el metamorfismo regional y la orientación de las



Figura 28. Pliegues menores disarmónicos. Neis feldespático y delgadas capas de mármol (blanco) intercaladas. Quebrada El Bage, altura 270 m 3.3 al N17°W de la confluencia de los ríos Nare y Samaná Norte (d-10). Fotografía de T. Feininger.

láminas de mica dentro de la esquistosidad que se debe probablemente a movimientos diferenciales dentro de las rocas durante su metamorfismo. El paralelismo aproximado de la esquistosidad y la estratificación indica que durante el plegamiento y el metamorfismo, el movimiento fue principalmente de deslizamiento de unos estratos sobre otros.

CLIVAJE POR CIZALLADURA

Un clivaje incipiente debido a cizallamiento se observó en los esquistos sericíticos de varios lugares, especialmente entre Amalfi y Anorí (a-2) y en el río Samaná Sur (c-16). En estos sitios la esquistosidad de los esquistos sericíticos está plegada formándose delgados micropliegues cuya amplitud es menor de un milímetro. Los flancos de estos micropliegues están cizallados y forman planos de foliación discontinuos (lo que aquí se ha llamado clivaje por cizalladura) que cortan la esquistosidad y la estratificación del esquisto, generalmente con un ángulo grande. Estas relaciones solamente pueden observarse en detalle en sección delgada. En ninguna parte este clivaje está tan bien desarrollado que el esquisto se parta a lo largo de él en lugar de a lo largo de la esquistosidad.

ESTRUCTURA LAMINAR POR FLUJO

En algunas rocas ígneas plutónicas se encuentran estructuras laminares producidas por flujo durante la intrusión del magma. Esta estructura está bien desarrollada especialmente en el neis intrusivo, aunque en parte ha sido intensamente modificada por el metamorfismo regional y por cataclasis. Una débil estructura laminar por flujo se encuentra en la adamelita, especialmente cerca a los contactos de los stocks al sur de Santa Isabel (c-3, d-3, -4) y al este de Yalí (c-5, -6). Esta misma estructura se encuentra esporádicamente en el interior de los batolitos de Sonsón y Antioqueño pero por lo general, está ausente en sus contactos.

FOLIACION CATACLASTICA

La foliación cataclástica o foliación secundaria por cizalladura se ha formado por granulación, especialmente en zonas angostas de falla y ha producido rocas finogranulares que son similares a las filitas y a los esquistos de grano fino formados por metamorfismo regional. Estas rocas son poco resistentes y los afloramientos, malos.

La granulación a escala regional ha afectado grandes áreas de neises feldespáticos al oeste de la Falla de La Clara (b-3) y al sureste de El Tigre (c-4). Los neises son fuertemente cataclásticos, tienen textura augen y la foliación cataclástica es paralela a la antigua esquistosidad desarrollada durante el metamorfismo regional.

LINEACION

Los lineamientos más comunes en II-B son los ejes de los pliegues menores y de los micropliegues discutidos anteriormente. Estas lineaciones tienen un rango de atitudes muy estrecho. La mayoría tiene dirección aproximada norte-sur con variaciones de unos pocos grados y una inclinación menor de 30° . En área de 100 km^2 o menores, las atitudes de estas lineaciones son constantes. El área de Amalfi es un ejemplo (fig. 27). Otras lineaciones, comunes solamente en los neises cuarzo-feldespáticos del Precámbrico, son producidos por la orientación lineal de granos de minerales, especialmente de cuarzo y en menor proporción de biotita. Estas lineaciones, que tienen una orientación similar a las descritas anteriormente, fueron discutidas brevemente en el capítulo sobre las rocas precámbricas.

Los gabarros en el Batolito Antioqueño tienen por lo general forma de huso y cuando sus ejes mayores están orientados paralelamente producen una fuerte lineación (fig. 14). Estas lineaciones no tienen una dirección regional preferencial pero su inclinación rara vez es mayor de 30° y por lo general, es subhorizontal.

BOUDINAGE

Boudinage es el adelgazamiento durante la deformación de capas relativamente competentes aprisionadas entre otras relativamente incompetentes donde las fuerzas tensionales están orientadas en el plano de las capas (Billings, 1954, p. 354).

Boudins se observaron solamente en dos sitios de II-B: en los neises feldespáticos (fig. 29) del Río Nus debajo del puente de la Hacienda La Guinea, 1 km aguas abajo de la desembocadura del Río Socorro (d-9) y en las cuarcitas de la Quebrada Guarquina, 500 m aguas abajo del contacto del Batolito Antioqueño (c-5). Los ejes de los boudins son verticales y aproximadamente normales a las atitudes de los alineamientos regionales.

Los fragmentos resistentes y orientados de una roca compuesta por escapolita-biotita-tremolita en el mármol en la Hacienda Marta Habana (b-5) pudieron haber sido formados por boudinage (fig. 30). La distribución de estos fragmentos sugiere que posiblemente formaban parte de estratos delgados y continuos en el mármol que fueron adelgazados y fragmentados por fuerzas tensionales durante la deformación.

GEOLOGIA HISTORICA Y CORRELACIONES CON AREAS ADYACENTES

INTRODUCCION

Antes del trabajo del IMN la historia geológica de II-B era casi desconocida. De todas las zonas estudiadas por el IMN, II-B era quizás la única de la cual no había información geológica disponible y por lo tanto, los mapas geológicos que acompañan este informe (Pls. I - II) y su interpretación tienen una gran importancia en el estudio de la historia geológica de Colombia.

II-B está formada por depósitos de tres o posiblemente



Figura 29. “Boudins” es neis feldespático. Río Nus, debajo del puente en la Hacienda La Guinea (d-9). Fotografía de T. Feininger.

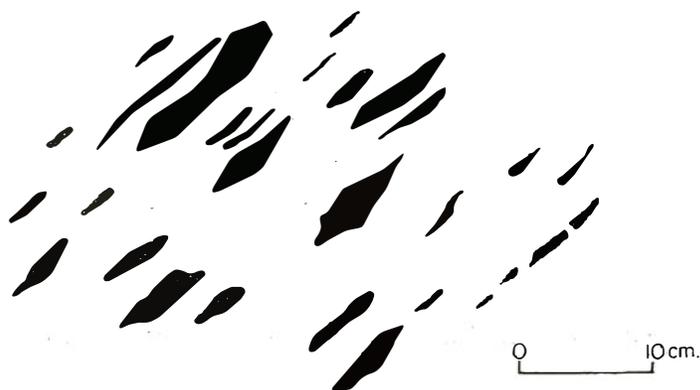


Figura 30. "Boudins" (?). Fragmentos de roca resistente (negro) finogranular con escapolita, biotita y tremolita, dentro de mármol (blanco). Manifestaciones en una cantera de la Hacienda Martha Habana, río La Cruz (b-5). Esquema de T. Feininger.

cuatro geosinclinales diferentes cuya edad varía entre el Precámbrico y el Cretáceo. Fallas regionales de rumbo con grandes desplazamientos han desalocado casi todas las formaciones y pueden haber transportado algunas de ellas hasta 100 km de su sitio original (fig. 26). La cartografía geológica hecha por el IMN en la Sierra Nevada de Santa Marta y en el Macizo de Santander, permite hacer correlaciones a grandes distancias.

La geología de la Zona II, cartografiada hasta 1968, compilada de varias fuentes se presenta en un mapa generalizado (Pl. II). Este mapa permite al lector seguir la discusión de la geología histórica lo mismo que los registros sedimentarios, metamórficos, ígneos y geomorfológicos de cada uno de los eventos y la correlación propuesta con las áreas adyacentes. La discusión se resume en el Cuadro 15. Los depósitos minerales en II-B están cronológicamente relacionados con la historia geológica en el Cuadro 15 pero la discusión completa se hace por separado (Hall y otros, 1971).

GEOLOGIA HISTORICA Y CORRELACIONES

Pequeñas áreas de rocas altamente metamorfoseadas del geosinclinal precámbrico, se encuentran en bloques fallados al este de la Falla de Otú. La edad del metamorfismo de estas rocas no se conoce con exactitud. Sin embargo, estas rocas son litológicamente similares a los neises granulíticos de la Sierra Nevada de Santa Marta que dieron edades radiométricas, para el metamorfismo, de 1300 ± 100 millones de años (Tschanz y otros, en imprenta). Por lo tanto, pueden correlacionarse el metamorfismo precámbrico en la Sierra Nevada y el de II-B.

Por otra parte, en los Andes Colombianos las rocas precámbricas son abundantes únicamente en el Macizo de Santander (Ward y otros, en imprenta) y en el Macizo de Garzón al suroeste de Bogotá (Radelli, 1962). Sobre el flanco este de la Cordillera Central, cerca a Ibagué (80 km al sur de II-B), parte de las rocas que Nelson denominó (1957, mapa) granodioritas paleozóicas

	HISTORIA GEOLOGICA	REGISTROS	EDADES RADIOMETRICAS	DEPOSITOS MINERALES	SIERRA NEVADA DE STA. MARTA ¹	MACIZO DE SANTANDER ²	
CENOZOICO	CUATERNARIO Y Terciario Superior	Gran levantamiento epeirogénico de miles de metros.	Topografía joven, las corrientes mayores van en cañones comunmente de más de 1000 m de profundidad, con tributarios colgantes.		Oro de placer. Saprolita, arena y grava.	Levantamiento y glaciación.	Gran levantamiento regional depósitos de grano grueso de borde.
	A Terciario Superior	Levantamiento. [Deposición continental en cuencas intermontañas. Emplazamientos de pequeños batolitos y stocks intermedios].	[Sedimentos carbonosos al sur y al oeste de Medellín (Grosse, 1926). Pequeños batolitos al oeste del río Cauca. Diorita y andesitas al sur de Medellín (Grosse, 1926)].	[Terciario Medio en los batolitos al oeste del río Cauca (Profesor G. Botero A., comunicación oral)].	Gravas auríferas cerca a Amalfi.	Levantamiento.	Levantamiento continuo y fuerte. Espesos depósitos de grano grueso en el flanco oeste.
	INFERIOR Cretáceo y Terciario Inferior	Deposición de sedimentos eugeosinclinales y rocas volcánicas. (Posiblemente en parte pre-cretáceas). Una gran orogénesis en el Cretáceo Superior. Amplias intrusiones post-orogénicas; grandes fallas de rumbo.	Rocas sedimentarias y volcánicas cretáceas [Intrusiones máficas y ultramáficas cuerpos graníticos sintectónicos]. Intrusiones post-tectónicas: batolitos Antioqueño y de Sonsón. adamelita, cuarzomonzonita de Aquitania y granodiorita de Tres Mundos. [Cuarzodiorita de El Pescado, Plutón de Sabanalarga, Batolito de Alba Vista (Botero A., 1963)]. Fallas de rumbo de Palestina y Otú, y fallas asociadas.	68-80 millones de años en el Batolito Antioqueño; 69 millones de años en el Batolito de Sonsón (Pérez A., 1967) [96 millones de años en la cuarzodiorita de El Pescado].	Grandes depósitos de oro en venas y aluvión relacionados con el Batolito Antioqueño. Wollastonita en el Skarn de Maceo.	Actividad ígnea plutónica y volcánica félsica. Edad radiométrica es 130 m.a. Gran orogénesis en el extremo N.W. La edad radiométrica del Batolito de Santa Marta es de 50 m.a.	Transgresión marina. Actividad ígnea local, edad radiométrica 127 m.a. Deposición de chert y fosforita en la Formación La Luna. En el Terciario Inferior se inicia un leve levantamiento con la deposición continental de capas de carbón lejos de los flancos E y W.
MESOZOICO	PRE-CRETACEO	Intrusiones post-metamórficas, levantamiento y erosión.	Diorita principalmente al este de la Falla de Otú [Stock de Amagá].	160 m.a. K/Ar en la diorita de Cabañas.	Oro en la diorita de Segovia.	Intrusión de grandes batolitos.	Intrusión de grandes batolitos.
PALEOZOICO		Deposición de sedimentos ordovicianos en la estación de La Cristalina. Contemporáneas (?) o posteriores (?) a la deposición de un gran espesor de sedimentos geosinclinales, seguido de un gran proceso de metamorfismo regional de bajo a alto grado, orogénesis y emplazamiento de intrusiones graníticas sincrónicas.	Metasedimentos ordovicianos en la Estación de La Cristalina, rocas metamórficas de la Cordillera Central [Grupo de Valdivia, Grupo Ayurá-Montebello y Neis de Puquí (?)]. Neis intrusivo. [Metatonalita, neis adamelítico porfiroblástico y neis tonalítico cataclástico].	[214 y 239 m. a. K/Ar en micas de la metatonalita al norte de Puerto Valdivia].	Calizas en rocas Ordovicianas, grandes reservas de rocas calcáreas en las rocas metamórficas de la Cordillera Central. Desarrollos locales de andalucita en rocas de metamorfismo regional.	Rocas sedimentarias devónicas cubiertas en discordancia (?) por calizas pensilvanianas. Gran orogénesis 225-250 m.a.	Deposición y metamorfismo de la Formación Silgará. Edades radiométricas de 410-450 m.a. Cubiertas en discordancia por el Devónico, El Floresta más joven y otras formaciones. Bajo grado de metamorfismo, 221 m.a.
PRECAMBRICO		Metamorfismo de depósitos geosinclinales, probablemente en las facies granulita. Seguido de levantamiento y gran erosión.	Neis feldespático, anfibolita y mármol al este de la Falla de Otu. Discordancia angular en la base de los metasedimentos ordovicianos.			Granulita del basamento. Edades radiométricas de 940-1300 m. a.	Neis de Bucaramanga. Edades radiométricas de 680-945 m.a. El metamorfismo puede haber sido retrógrado.

^{1/} Tschanz y otros (en imprenta)

^{2/} Ward y otros (en imprenta)

corresponden a neises rosados orientados, similares a los neises precámbricos de la Sierra Nevada y de II-B (D. Barrero, cartografía geológica no publicada, comunicación oral, 1968). Los neises de cerca de Ibagué están limitados al oeste por una falla mayor que está bien expuesta en la quebrada Perico a lo largo de la carretera Ibagué-Armenia y que Nelson interpretó como una falla normal (1957, p. 65). En la discusión detallada de esta falla, Nelson (1957, p. 16; 20-22; 1962, p. 178-180) menciona milonitas, rocas fuertemente cizalladas y especialmente lentes de mármol y anfibolitas que son rocas extrañas en el área. Las características descritas por Nelson y en particular, la presencia de lentes de rocas exóticas en el área que posiblemente fueron transportados tectónicamente desde muy lejos, son características de las grandes fallas de rumbo estudiadas en II-B, especialmente la de Palestina (Feininger, 1970) y la de Otú, la cual puede sugerir que la falla expuesta en la quebrada Perico es una falla de rumbo mayor y que las rocas precámbricas al este de ella, como las del este de la Falla de Otú en II-B, fueron transportadas tectónicamente, posiblemente desde algún sitio de la actual Cordillera Oriental.

Al metamorfismo de las rocas del geosinclinal precámbrico, siguió un largo intervalo de levantamiento y de erosión profunda que terminó en el Cámbrico o el Ordoviciano Inferior. La profundidad de esta erosión fue muy grande ya que destapó rocas que habían sido metamorfoseadas a las facies de granulita y este grado de metamorfismo solo se desarrolla a profundidades de varias decenas de kilómetros (Winkler, 1967, p. 131-141). Rocas depositadas durante este intervalo de tiempo no se encontraron en II-B.

Durante el Paleozóico Inferior se depositaron shales negros, wacas y calizas sobre las rocas metamórficas, fuertemente erodadas, del Precámbrico. Los graptolites que se encuentran cerca a la Estación Cristalina del Ferrocarril de Antioquia (e-9) indican que al menos parte de estos sedimentos fueron depositados durante el Ordoviciano Inferior. Estos sedimentos presentan afinidades con los de los eugeosinclinales aunque su espesor y la presencia de calizas sugiere que pueden ser transicionales con rocas miogeosinclinales. Los sedimentos y las rocas precámbricas fueron

cortadas por pequeños cuerpos irregulares de un pórfido félsico hipoabisal.

Los sedimentos del Paleozóico Inferior en II-B pueden correlacionarse posiblemente con la extensa Formación Silgará del Ordoviciano o Cámbrico que también suprayace inconformemente rocas de alto grado de metamorfismo del Precámbrico en la Macizo de Santander (Ward y otros, en imprenta). Si el transporte tectónico de las rocas ordovicianas de Cristalina por la Falla de Otú es tan grande como se piensa (fig. 26), la posición de estas rocas, antes de la Falla de Otú, estuvo relacionada en la de las rocas de la Formación Silgará. Como relación especial esta hipótesis puede ser posible pero al hacer una correlación más estrecha ésta es más dudosa.

Los sedimentos y pórfidos félsicos de la Estación Cristalina fueron metamorfoseados a la parte baja de la facies de esquisto verde. Este metamorfismo puede correlacionarse con el metamorfismo regional de grado bajo a medio (y localmente alto) de la Formación Silgará en el Macizo de Santander, el cual, por evidencias estratigráficas ha sido datado como del Ordoviciano Superior o Silúrico Inferior (Ward y otros en imprenta). Este metamorfismo pudo haber producido el cizallamiento y los efectos de metamorfismo retrógrado en las rocas precámbricas de II-B.

En el Macizo de Santander, el metamorfismo de la Formación Silgará fue seguido de levantamiento y erosión y precedió a la depositación de la Formación Floresta y formaciones más jóvenes que comenzó en el Devónico Medio (Ward y otros, en imprenta). En II-B este registro es menos claro y puede hacerse una pregunta: cuál es la edad de los sedimentos que dieron origen a las rocas metamórficas de la Cordillera Central, la mayor unidad geológica cartografiada en II-B? . Como se indicó en las páginas anteriores, estas rocas se han considerado correlacionables con el Grupo Valdivia en II-A; con el Grupo Ayurá-Montebello (Botero A, 1963, p. 55-65) cerca a Medellín y con el Grupo o Serie Cajamarca (Nelson, 1967, p. 14; 1962, p. 168). Botero A. (1963, p. 65) correlacionó el Grupo Ayurá-Montebello con el de Cajamarca. En conjunto estas rocas constituyen una de las unidades de rocas

más grandes en Colombia, en gran parte un conjunto eugeosinclinal que forma una sola faja ininterrumpida desde un punto 300 km al noreste de Medellín hasta el sur del límite con el Ecuador (Servicio Geológico Nacional, 1962). El aumento hacia el este de cuarcitas y mármoles y hacia el oeste de rocas volcánicas máficas a intermedias en el área cartografiada por el IMN, indica un aumento general de las características miogeosinclinales hacia el este.

Mucho se ha dicho y escrito (Botero A., 1963, p. 62-63, 93) acerca de la posible correlación de las rocas metamórficas de la Cordillera Central (Cajamarca, Ayurá-Montebello, etc.) con las rocas metasedimentarias de cerca a Cristalina en II-B, las únicas rocas paleozóicas probadas paleontológicamente, hasta ahora en la Cordillera Central. Desafortunadamente, la cartografía hecha por el IMN no puede usarse para probar o desmentir esta correlación. Las rocas del Ordoviciano son diferentes a las otras rocas metamórficas de la Cordillera Central, dentro de las cuales se encuentran como cuerpos pequeños, restringidos a una área aislada estructuralmente por fallas mayores de rumbo (Pl. I) y el piso sobre el cual se depositaron (las rocas precámbricas) está expuesto. Aunque estas diferencias son suficientes para descartar la correlación ésta sigue siendo un tema de controversia que permanece sin resolver. Quizás la respuesta podría proporcionarla la determinación de edades radiométricas en los minerales metamórficos tanto de las rocas de la Estación Cristalina, como de los de las rocas metamórficas de la Cordillera Central.

El metamorfismo regional que formó las rocas cartografiadas como rocas metamórficas de la Cordillera Central en II-B estuvo acompañado por el emplazamiento sincrónico de rocas intrusivas graníticas, que fueron cartografiadas en conjunto como neises intrusivos.

El mayor episodio de intrusivos metamórficos en la Cordillera Central estuvo acompañado probablemente, por levantamientos y erosión, y seguido por el emplazamiento de plutones graníticos y dioríticos (localmente gabroides) postmetamórficos. El más antiguo conocido de estos plutones, es el stock de cuarzomonzonita que corta discordantemente esquistos sericíticos,

correlacionables con los del Grupo Valdivia, en Amagá, II-A. Este stock dió una edad radiométrica en biotita por el método K-Ar de 215 ± 7 millones de años que corresponde al Triásico Inferior Medio (Pérez A., 1967, p. 30). Los stocks cercanos y petrográficamente similares en II-A pueden ser de la misma edad. El plutón postmetamórfico más extenso encontrado en II-B es el de diorita que cubre centenares de kilómetros cuadrados al este de la Falla de Otú y que ha sido datado como del Jurásico Superior (160 ± 7 millones de años) basados en una sola determinación de K-Ar sobre hornblenda de una muestra de la balastrea del ferrocarril en Monte Cristo cerca a Cabañas (R. F. Marvin, comunicación escrita, 1968).

Los grandes batolitos tanto de la Sierra Nevada de Santa Marta (Tschanz y otros, en imprenta) como del Macizo de Santander (Ward y otros, en imprenta) fueron emplazados durante este mismo intervalo. En la Sierra Nevada, la faja suroeste de batolitos rosados del Jurásico tienen edades radiométricas que varían entre 162 y 189 millones de años y la faja central entre 162 y 177 millones de años (Tschanz y otros, en imprenta). Los grandes batolitos del Macizo de Santander tienen edades entre 160 y 198 millones de años (Ward y otros, en imprenta).

Las rocas sedimentarias y volcánicas depositadas en un gran geosinclinal cretáceo constituyen el basamento de más de la mitad de los Andes colombianos; y son especialmente abundantes en las cordilleras Oriental y Occidental. Depósitos correlacionables son muy escasos en II-B pero de ellos se pueden sacar importantes conclusiones que contribuyen a aclarar la paleogeografía y la evolución del geosinclinal cretáceo.

En la Cordillera Oriental las rocas son miogeosinclinales, especialmente ortocuarcitas, limolitas y shales y en menor cantidad rocas calcáreas y evaporitas. Casi todas estas rocas son del Cretáceo (algunas son del Terciario Inferior) y su espesor total es mayor de 10 km. No se encuentran rocas volcánicas.

La Cordillera Occidental está formada principalmente por rocas eugeosinclinales del Cretáceo: grawacas, shales negros,

chert y rocas volcánicas máficas e intermedias. Su espesor total no se conoce, pero la cartografía de reconocimiento hecha por el IMN indica que éste es de varios kilómetros. Los fósiles encontrados en chert y otras rocas sedimentarias cerca a Buriticá en 1964 por los geólogos del IMN Néstor Castro, Alfredo Andrade y Tomás Feininger son del Cretáceo Inferior (Barremiano a Albiano).

En II-B las rocas que pueden correlacionarse con los depósitos mio-eugeosinclinales del geosinclinal cretáceo al este y oeste no tienen una gran extensión o son de poco espesor y están restringidas a las rocas cartografiadas como rocas volcánicas y sedimentarias del Cretáceo y son todas eugeosinclinales.

Durante la existencia del geosinclinal cretáceo en Colombia, gran parte del área de II-B pudo haber estado por encima del nivel del mar como lo indica el arco de dirección norte, compuesto por sedimentos metamorfoseados del geosinclinal anterior. La ocurrencia esporádica y restringida de las rocas geosinclinales del Cretáceo y la abundancia de plantas fósiles en ellas, características que indican la proximidad de la tierra en la mayoría de los sitios de depositación, son evidencias que refuerzan la interpretación anterior. Este arco posiblemente tuvo un relieve bajo ya que los depósitos geosinclinales de los flancos contienen pocos detritus gruesos provenientes de él.

La edad de la depositación inicial en el geosinclinal en II-B es dudosa. En Amalfi shales con fósiles del Hauteriviano al Albiano Inferior (Cuadro 4, No. 4) descansan en inconformidad angular, sobre esquistos sericíticos; sin embargo, aquí la depositación pudo haber comenzado antes. La edad de un molusco fósil (*Trigonia V-costata* Lycett) encontrado en un guijarro en la quebrada El Salado, cerca a Segovia, varía entre el Jurásico Superior y el Cretáceo Inferior (Diana Gutiérrez P., comunicación escrita, 1968). Este es el único fósil de posible edad pre-Cretáceo, hasta ahora encontrado en estas rocas en II-B. La depositación en el geosinclinal finalizó al terminar el Cretáceo Inferior ya que no

se encuentran fósiles mas jóvenes que el Albiano (Cuadro 4).

Una gran orogénesis causó el plegamiento isoclinal, fallamiento y cizallamiento de las rocas del geosinclinal cretáceo en II-B. La edad de este evento se conoce con exactitud: fue posterior a la depositación en el Albiano y anterior a la intrusión post-orogénica más antigua conocida, el stock de cuarzodiorita de El Pescado (II-A) del Cenomaniano Superior (96 millones de años).

La edad de la orogenia en II-B (parte inferior del Cretáceo Superior) es más antigua que la que afectó las rocas del geosinclinal cretáceo en la Cordillera Oriental ya que aquí aparentemente, la sedimentación continuó ininterrumpidamente hasta el Terciario Inferior. La poca información disponible indica que en la Cordillera Occidental ocurrió lo mismo. Aparentemente, la orogenia comenzó en la parte media de la zona del ortogeosinclinal y luego se trasladó hacia el este y oeste. Por ejemplo, cuando tuvo lugar el plegamiento orogenico en la Cordillera Oriental en el Terciario Inferior, en la Cordillera Central la orogenia había terminado hacía tiempo.

La orogenia en la Cordillera Central fue seguida por emplazamiento de batolitos y stocks de composición granítica, de grano medio a grueso y epi a mesozonales. En conjunto estas son las rocas más abundantes en II-B. Los cuerpos principales son los batolitos Antioqueño y de Sonsón, cuya área en conjunto (la mayor parte fuera de II-B) es de unos 10.000 km². Los otros cuerpos son: adamelitas, la granodiorita de Tres Mundos y la cuarzomonzonita de Aquitania. Como no se tienen datos de edades radiométricas, no puede descartarse la posibilidad de que la adamelita sea pre-cretácea y haya seguido al metamorfismo paleozóico más bien que a la orogenia cretácea. Parte de esta adamelita es similar petrográficamente, a la cuarzomonzonita de Amagá (del Triásico) en II-A.

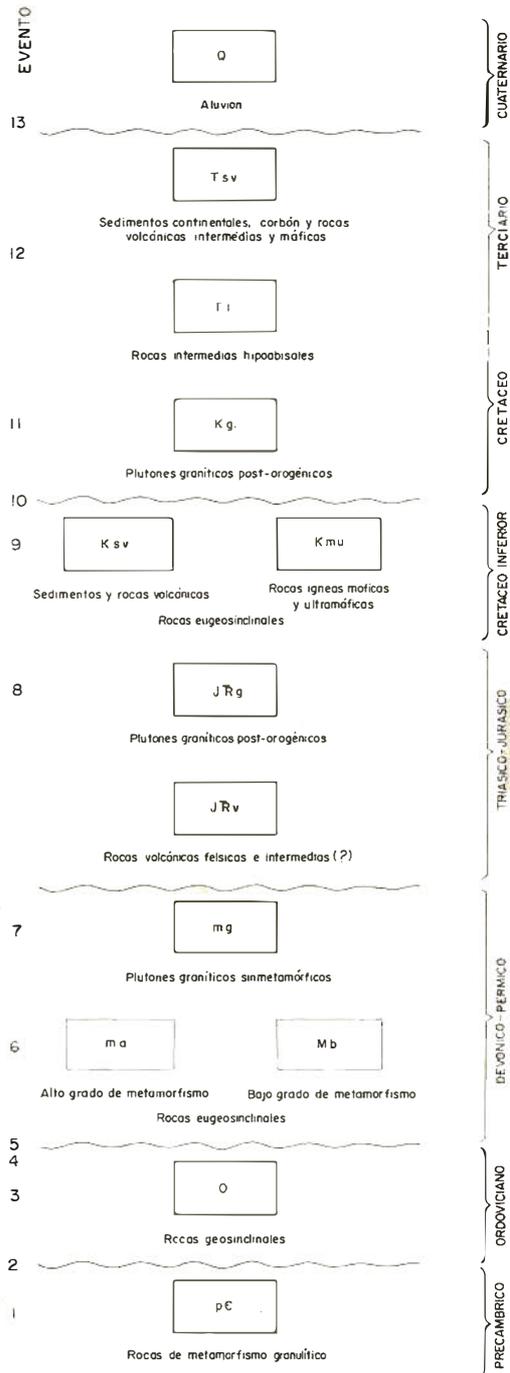
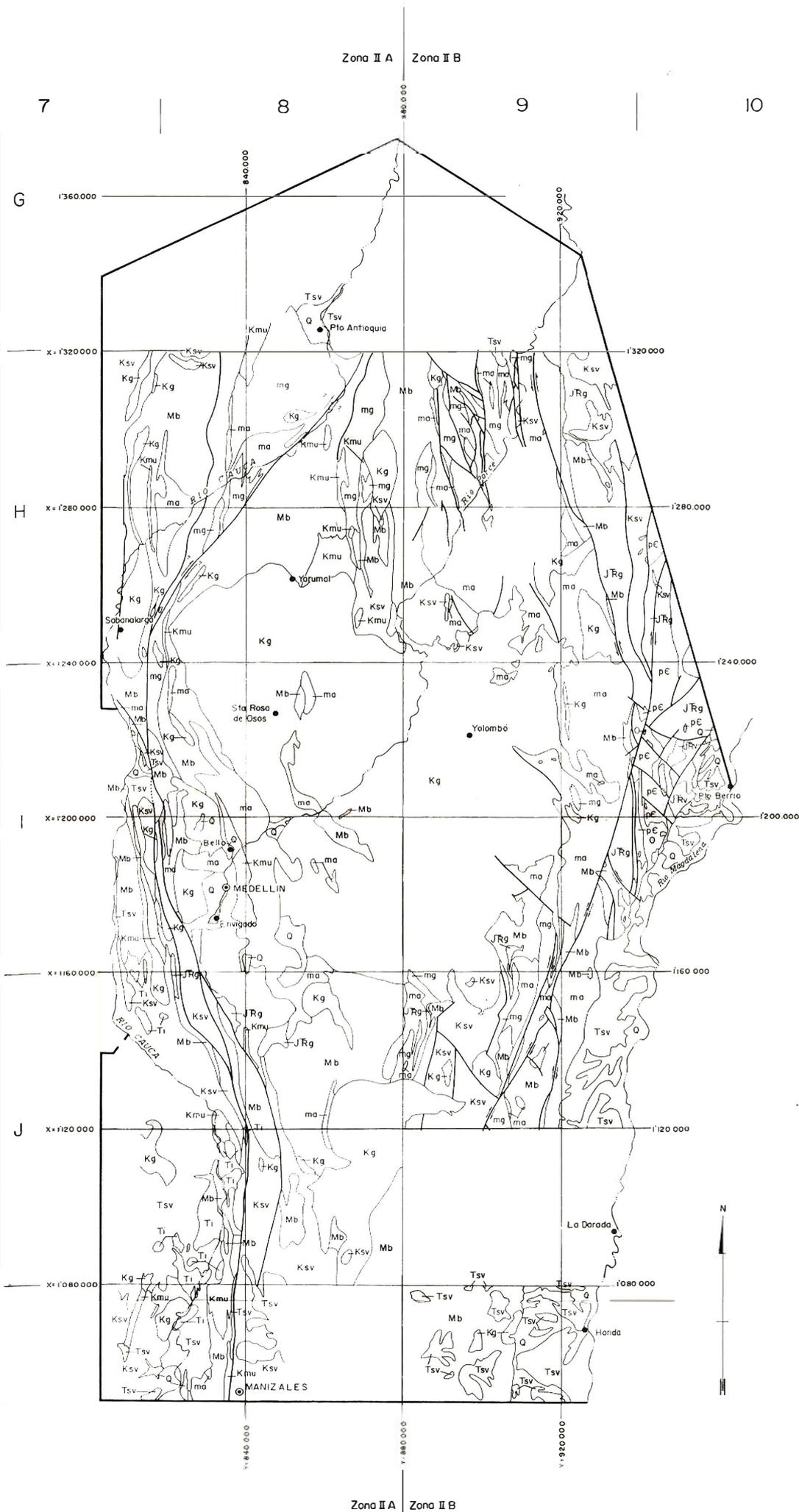
Las grandes fallas de rumbo tuvieron su primer desarrollo durante este tiempo. Las de II-B son post-Albiano. Sin embargo, su edad con relación a la del Batolito Antioqueño es aún incierta (Feininger, 1970, p. 10-12).

El gran levantamiento de la Cordillera Central comenzó en el Pleistoceno o Plioceno (Feininger y Gómez M., 1968, p.111) y puede continuar aún. Lo reciente de este levantamiento puede demostrarse por numerosos criterios geomorfológicos: El estrechamiento de las grandes corrientes en cañones con 1000 m o más de profundidad y con tributarios colgantes, captura de corrientes, desarreglo del drenaje y cavernas de solución con centenares de metros por encima del nivel actual de la tabla de agua (Feininger y Gómez M., 1968, p. 110). El levantamiento fue epeirogénico, aumentando progresivamente en cantidad desde el Valle del Magdalena hacia el oeste y no estuvo acompañado por fallamiento. El relieve local y las máximas elevaciones aumentan concomitentemente hacia el oeste de una manera tan uniforme que desde cualquier punto en el Valle del Magdalena, en II-B, la Cordillera Central queda oculta por los primeros montículos bajos de rocas cristalinas que se elevan sobre los estratos terciarios al oeste del río. Picos de 3000 m de altura, solamente unos 50 km al oeste están velados por los terrenos intermedios.

El aumento hacia el oeste de las máximas elevaciones es muy uniforme, cerca de unos 50 m/km pero esto no significa que sean remanentes de un levantamiento y hacia el este una pleniplanicie de hundimiento. Si esta superficie hubiera existido alguna vez, la erosión la hubiera destruido y actualmente no quedarían vestigios de ella. Además, el aumento uniforme de las elevaciones máximas se considera que es una consecuencia normal del hundimiento epeirogénico concomitante con la erosión por distribución uniforme de las corrientes en un clima húmedo (Hack, 1960).

El levantamiento epeirogénico estuvo acompañado por un volcánismo intermedio a félsico. Muchos volcanes activos y apagados están localizados cerca del eje de la Cordillera Central desde un punto inmediatamente al sur de II-B hasta la frontera con el Ecuador y aún más allá.

* * *



Fuentes: Grasse, 1926; Servicio Geológico Nacional, 1957; Botero, 1963, inventario Minero Nacional, 1965; y levantamiento geológico no publicado por el inventario Minero Nacional y la Facultad Nacional de Minas

Compilación: Zona II A por Jairo Alvarez A y Hector Rico H; Zona II B por Tomas Feininger y Octavia Ramirez A.

MAPA GEOLOGICO GENERALIZADO

BIBLIOGRAFIA

- Billings, M.P., 1954.- Structural geology: New York, Prentice-Hall, 514 p.
- Botero A., Gerardo, 1940a.- Geología sobre el Ordoviciano de Antioquia: Minería (Medellín), v.17, no. 99, p. 8249-8256.
- , 1940b.- Sobre el Ordoviciano de Antioquia: Washington, Proc., 8th American Scientific Congress, v. IV, p. 19-25.
- , 1941.- Formaciones geológicas de Antioquia: Minería (Medellín), no. 111, p. 9080-9085.
- , 1942.- Contribución al conocimiento de la petrografía del Batolito Antioqueño: Minería (Medellín), no. 115-117, p. 1318-1330.
- , 1963.- Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia: (Medellín), Anales de la Facultad de Minas, no. 57, 101 p.
- Buddington, A.F., 1959.- Granite emplacement with special reference to North America: Geol. Soc. America Bull., v. 70, no. 6, p. 671-747.
- Cisneros, Javier, 1878.- Report on the construction of a railway from Puerto Berrío to Barbosa, State of Antioquia: New York, D. Van Nostrand, 166 p.
- Feininger, Tomas, 1970.- The Palestina fault: Geol. Soc. America Bull., v. 81, no. 4. p. 1201-1216.
- Feininger, Tomas, and Gómez M., Hernán, 1968.- La Caverna del Nus, Departamento de Antioquia: Bogotá, Bol. Geol., v. 16, p. 97-111.
- Fyfe, W.S., and Turner, F.J. 1966.- Reappraisal of the metamorphic

- facies concept: *Contr. Mineral and Petrol.*, v.12, p.354-364.
- Grosse, Emil, 1926.- Estudio geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia: Berlin, Dietrich Reimer, 361 p.
- Hack, J.T., 1960.- Interpretation of erosional topography in humid temperate regions: *Am. Jour. Sci.*, Bradley Volume, v. 258-A, p. 80-97.
- Hall, R.B., Feininger, Tomas, Barrero, Darío, Rico Héctor, y Alvarez A.J., 1970.- Recursos minerales de parte de los Departamentos de Antioquia y Caldas: *Inst. Nac. Inv. Geol. Min.*, (Colombia), *Bol., Geol.* v. 18, no. 2, 90 p.
- Hall, R.B., Alvarez A. J., and Rico Héctor, 1973.- Geology and mineral resources of Central Antioquia and part of Caldas Departments (Zone II- A) Colombia: *U.S. Geol. Survey open-file rept.* (IR) CO-22.
- Hamilton, Warren, 1965.- Diabase sheets of the Taylor Glacier region, Victoria Land, Antarctica: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 456-B, 71 p.
- Hamilton, Warren, and Myers, W.B., 1967.- The nature of batholiths: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 554-C, 29 p.
- Hansen, W.R., 1964.- Curecanti pluton, an unusual intrusive body in the Black Canyon of the Gunnison, Colorado: *U.S. Geol. Survey Bull.* 1181-D, 15 p.
- Harker, Alfred, 1950.- *Metamorphism*: 3rd ed., London, Methuen and Co., 362 p.
- Harrison, J.V., 1930.- The Magdalena Valley, Colombia, South America in 25th *Internat. Geol. Cong. (1929): Comptes Rendu*, v. 2, p. 399-409.
- Inventario Minero Nacional, 1965.- Mapa geológico de la Plancha I-8: Colombia *Inventario Min. Nac. Map.* scale 1:200.000.
- Myashiro, Akiho, 1961.- Evolution of metamorphic belts: *Jour.*

Petrol., v. 2, no. 3, p. 277-311.

- Nelson, H.W., 1957.- Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali: Leidse Geol. Med. (The Hague) deel, v. 2, p. 1-76.
- , 1962.- Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia, sección entre Ibagué y Armenia: Bogotá, Bol. Geol., v.10, nos. 1-3, p.161-202.
- Orville, P.M., 1969.- A model for metamorphic differentiation origin of thinlayered amphibolites: Am. Jour, Sci., v. 267, no. 1, p. 64-86.
- Ospina, Tulio, 1911.- Reseña geológica de Antioquia: Medellín, Imprenta La Organización, 128 p.
- Pérez A., Gonzalo, 1967.- Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos: Dyna (Medellín), no. 84, p. 27-31.
- Pettijohn, F.J., 1949.- Sedimentary rocks: New York, Harper and Bros., 526 p.
- Posada, Juan de la C., 1936.- Bosquejo geológico de Antioquia: Medellín, Anales de la Facultad de Minas, no. 38, 51 p.
- Radelli, Luigi, 1962.- Introducción al estudio de la petrografía del macizo de Garzón: Bogotá, Geología Colombiana, no. 3, p. 17-46.
- , 1965a.- Contribution a la géologie de l'occidente Andin Colombien dans les Departments de Caldas et Antioquia: Travaux de Laboratoire de Geologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, v. 41, p. 187-208.
- , 1965b.- Note préliminaire sur la géologie et la genese des granites des Andes: Travaux du Laboratoire de Geologie de la Faculté de Sciences de Grenoble, v. 41, p. 209-218.

- Radelli, Luigi, 1965c.- Metallogenic belts and "igneous" rocks of Colombian Andes (sic): Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, v. 41, p. 219-228.
- _____, 1967.- Géologie des Andes Colombiennes: Grenoble, Travaux du Laboratoire de Geologie de la Faculté des Sciences, Mem. 6, 457 p.
- Richardson, S.W., 1966.- Synthesis and stability of Fe-stauroilite (abs.): Geol. Soc. America Prog. Ann. Meeting, p. 176.
- Salotti, C.A., and Fauts, J.A., 1967.- An occurrence of cordierite-garnet gneiss in Georgia: Am. Mineralogist, v. 52, no. 7-8, p. 1240-1243.
- Seki, Yotaro, 1954.- On chloritoid rocks in the Kitakami Median Zone, northeastern Japan: Sci, Rept. Saitama Univ., ser. 8, v. 1, p. 223-263.
- Servicio Geológico Nacional, 1946.- Mapa geológico del Depto. de Antioquia (1:1.000.000): Bogotá, unpubl., issued as ozalid copies.
- _____, 1957.- Mapa geológico de la Plancha K-9, Armero (1:200.000), Bogotá.
- _____, 1962.- Mapa geológico de Colombia (1:15.000.000), Bogotá.
- Servicio Geológico Nacional e Inventario Minero Nacional, 1967.- Geología del Cuadrángulo H-11, Barrancabermeja (1:200.000), Bogotá.
- Seyfert, C.K., and Leveson, D.J., 1967.- Metasomatically produced layering in amphibolites (abs.): Geol. Soc. America Prog. Ann, Meeting, p. 200-201.
- Taubeneck, W. H., 1967.- Petrology of Comucopia tonalite unit,

- Cornucopia stock, Wallowa Mountains, northeastern Oregon: Geol. Soc. America Spec. Paper 91, 56 p.
- Tschanz, C.M., Cruz B., Jaime and Jimeno V., Andrés, in press, The geology and mineral resources of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: Colombia Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras Bull.
- Turner, F. J., and Veerhoogen, John, 1960.- Igneous and metamorphic petrology: New York, McGraw-Hill, 694 p.
- Wahlstrom, E.E., 1947.- Igneous minerals and rocks: New York, John Wiley and Sons, 367 p.
- Ward, D.E., Goldsmith, Richard, Restrepo A., Hernan, and Cruz B., Jaime, in press, Geology and mineral resources of the southern half Zone III, Santander, and Boyacá, Colombia: Colombia Inst. Nac. Inv. Geol.-Mineras Bull.
- Williams, Howell, Turner, E.J., and Gilbert, C.M., 1954.- Petrography: San Francisco, W.H. Freeman and Co., 406 p.
- Winkler, H.G.F., 1965.- Petrogenesis of metamorphic rocks: Berlin, Springer-Verlag, 220 p.
- _____, 1967.- Petrogenesis of metamorphic rocks: 2nd ed., New York, Springer-Verlag, 237 p.
- Wrucke, C.T., 1965.- Prehnite and hydrogarnet (?) in Precambrian rocks near Boulder, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 525 D, p. D55-D58.
- Zwart, H.J., (ed.), 1967.- Symposium on metamorphic facies and facies series: Dansk Geol. Forening, v. 17, no. 4, p.389-516.