

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

BOLETIN GEOLOGICO

VOLUMEN XXI,

No. 1 - 3

1973

**GEOLOGIA DE LOS CUADRANGULOS
H-12 BUCARAMANGA
Y
H-13 PAMPLONA
DEPARTAMENTO DE SANTANDER**

Por

Dwight E. Ward y Richard Goldsmith

U.S. GEOLOGICAL SURVEY

y

Jaime Cruz B. y Hernán Restrepo A.

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS

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

54242

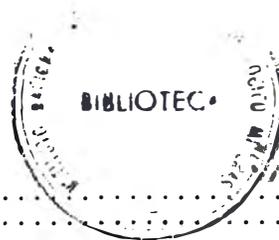
CONTENIDO



Página

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
INTRODUCCION	5
PROPOSITOS Y OBJETIVOS	5
RESEÑA HISTORICA DEL PROYECTO	5
AGRADECIMIENTOS	5
GEOGRAFIA	8
LOCALIZACION Y ACCESO	8
TOPOGRAFIA, DRENAJE Y CLIMA	8
CULTURA	9
AFLORAMIENTOS	9
TRABAJO PREVIO	10
INVESTIGACIONES ACTUALES	11
DEFINICIONES Y USO DE TERMINOS	11
LOCALIZACIONES	12
ROCAS METAMORFICAS	12
NEIS DE BUCARAMANGA	12
DEFINICION	12
DISTRIBUCION	13
DESCRIPCION	13
EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	15
CORRELACION	15
FORMACION SILGARA	15
DEFINICION	15
DISTRIBUCION	15
ESPESOR	16
<i>Quebrada Silgará</i>	16
<i>Faja Piedecuesta - Aratoca</i>	17
<i>Faja Pamplona - Chitagá</i>	18
<i>Area de Berlín - Silos - Mutiscua</i>	18
RELACION DE LA FORMACION SILGARA A LOS NEIS DE B/MANGA	19
<i>Edad y Correlación</i>	19
ORTONEIS	21
DEFINICION	21
DISTRIBUCION	22
CONTACTOS	22
DESCRIPCION	24
EDAD	26
RESUMEN	28
ROCAS IGNEAS	28
BATOLITOS Y PLUTONES	30
DIORITA Y TONALITA	30
<i>Diorita del Río Guaca</i>	30
<i>Diorita y Tonalita del área del Río Suratá</i>	30
<i>Tonalita de Grano Fino</i>	31
<i>Edad y Correlación</i>	31
TONALITA Y GRANODIORITA DEL PLUTON DE PARAMO RICO	31
CUARZOMONZONITA DE LA CORCOVA	32
CUARZOMONZONITA, GRANITO Y PORFIDO CUARZOSO	33
GRANITO DE DURANIA	34
CUARZOMONZONITA DE SANTA BARBARA	34
GRANITO DE PESCADERO	35
BATOLITO DE MOGOTES	36
CUARZOMONZONITA DEL BATOLITO DE MOGOTES	37
GRANODIORITA DEL BATOLITO DE MOGOTES	37
EDAD DE LA CUARZOMONZONITA Y DE LA GRANODIORITA DEL BATOLITO DE MOGOTES	38
BATOLITO DE RIONEGRO	38
GRANODIORITA DEL BATOLITO DE RIONEGRO	38
CUARZOMONZONITA DEL BATOLITO DE RIONEGRO	39
RIOLITA DE LA FORMACION BOCAS	39
ROCAS DE DIQUE	39

	Página
DIQUES FELSICOS	40
DIQUES MAFICOS.	40
LAMPROFIROS	40
PORFIDO DACITICO	40
BASALTO Y DIABASA	40
EDAD DE LOS DIQUES	41
ESTRUCTURA DE LAS ROCAS IGNEAS.	41
ROCAS SEDIMENTARIAS.	42
SISTEMA DEVONICO.	42
FORMACION FLORESTA	42
<i>Formación Floresta Metamorfoseada.</i>	<i>43</i>
SISTEMAS CARBONIFERO, PERMICO Y TRIASICO	44
GRUPO SURATA	44
<i>Formación Diamante</i>	<i>44</i>
<i>Formación Tiburón</i>	<i>48</i>
<i>Formación Bocas.</i>	<i>50</i>
SISTEMA JURASICO	53
FORMACION JORDAN	53
FORMACION GIRON	57
SISTEMA CRETACEO, SECCION DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA	62
FORMACION TAMBOR.	63
FORMACION ROSA BLANCA	65
FORMACION LA PAJA	67
FORMACION EL TABLAZO	70
FORMACION SIMITI	71
FORMACION EL SALTO.	72
FORMACION LA LUNA	72
FORMACION UMIR.	76
SISTEMA CRETACEO, CUENCA DE MARACAIBO (COLOMBIA).	77
GRUPO URIBANTE	77
FORMACIONES TIBU Y MERCEDES	77
FORMACION AGUARDIENTE	78
FORMACION CAPACHO	80
FORMACION LA LUNA	81
FORMACIONES COLON Y MITO JUAN	84
TERCIARIO Y CUATERNARIO, SECCION DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA	85
FORMACION LISAMA	85
GRUPO CHORRO	87
<i>Formación La Paz</i>	<i>87</i>
<i>Formación Esmeraldas</i>	<i>89</i>
GRUPO CHUSPAS	89
<i>Formación Mugrosa</i>	<i>90</i>
<i>Formación Colorado</i>	<i>91</i>
GRUPO REAL	92
GRUPO MESA	94
TERCIARIO Y CUATERNARIO, CUENCA DE MARACAIBO (COLOMBIA)	95
FORMACION BARCO	95
FORMACION LOS CUERVOS	95
FORMACION MIRADOR	96
FORMACION CARBONERA	96
<i>Rocas del Terciario más joven Ausentes</i>	<i>97</i>
DEPOSITOS SUPERFICIALES	97
DEPOSITOS GLACIALES	97
DEPOSITOS DE TERRAZA Y DE CONO ALUVIAL	97
DEPOSITOS COLUVIALES.	99
ALUVIONES	99
© METAMORFISMO	99
METAMORFISMO DINAMOTERMICO REGIONAL.	99
NEIS DE BUCARAMANGA	99
FORMACION SILGARA	100
FORMACION FLORESTA METAMORFOSEADA	101
ORTONEIS	101
METAMORFISMO RETROGRADO.	101



	Página
METAMORFISMO DE CONTACTO	102
RESUMEN Y DISCUSION	102
ESTRUCTURAS	103
CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS METAMORFICAS	103
DIRECCION Y CARACTERISTICAS MAYORES DE LAS ESTRUCTURAS	104
FAJA BUCARAMANGA-SILGARA-CEPITA	104
FAJA PIEDECUESTA-ARATOCA-MOGOTES	104
AREA BERLIN-VETAS-PARAMO SAN TURBAN	105
AREA PAMPLONA-CHITAGA	105
FAJA BARAYA-GUACA-SAN ANDRES	105
RESUMEN	105
LINEAMIENTOS	106
MILONITA	106
FALLAS PRE-CRETACEAS	107
FALLA DE BUCARAMANGA	107
DESCRIPCION	107
RESUMEN	108
RASGOS ESTRUCTURALES AL ESTE DE LA FALLA DE BUCARAMANGA	109
FLANCO OCCIDENTAL DEL MACIZO DE SANTANDER	109
<i>Falla de Suárez</i>	109
<i>Falla La Cristalina</i>	110
<i>Falla de Tona</i>	110
<i>Sinclinal del Picacho</i>	110
<i>Fallas del Picacho y Sevilla</i>	110
<i>Fallas del Río Manco, Río Umpalá y Río Perchiquez</i>	110
FLANCO ORIENTAL DEL MACIZO DE SANTANDER	110
<i>Fallas de Mutiscua y Río Sulasquilla</i>	111
<i>Falla La Laguna</i>	111
<i>Falla de Socotá y Angosturas</i>	111
<i>Falla de Morro Negro y Sinclinal de Carbonera</i>	111
<i>Falla de Bábeqa</i>	112
<i>Falla de Pamplona</i>	112
<i>Falla de Chitagá</i>	112
<i>Sinclinal de Pamplonita</i>	113
AREA CENTRAL DEL MACIZO DE SANTANDER	113
<i>Falla del Río Cucutilla</i>	113
<i>Falla del Río Charta</i>	113
<i>Falla de Ventanas</i>	113
<i>Falla de Servitá</i>	113
CUENCA ESTRUCTURAL DE MALAGA	114
<i>Falla de Baraya</i>	114
<i>Falla Alto de Guaca</i>	114
<i>Falla Morro de Las Peñas</i>	115
<i>Falla del Río Listará</i>	115
<i>Sinclinal de Angosturas</i>	115
CUENCA ESTRUCTURAL DE CERRITO	115
RASGOS ESTRUCTURALES AL OESTE DE LA FALLA DE BUCARAMANGA	116
FALLA DE SUAREZ	116
AREA DE MESAS	116
AREA DE MESETAS AL OESTE DE LA FALLA DE SUAREZ	117
<i>Falla de El Espino</i>	117
<i>Fallas de La Plata y Rionegro</i>	117
CUENCA DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA	118
<i>Faja Pre-Terciaria</i>	118
<i>Falla de Solferino</i>	118
<i>Falla Sardina</i>	118
<i>Falla del Río Cáchira</i>	118
<i>Falla Lebríja</i>	119
<i>Depresión Estructural de Vanegas</i>	119
<i>Anticlinal de Vanegas</i>	119

	Página
<i>Sinclinal de Vanegas y Falla de Cuestarrica</i>	119
<i>Sinclinal Arévalo</i>	119
<i>Anticlinal de Río Sucio y Sinclinal de Naranjo</i>	119
<i>Area Fallada y Plegada de San Vicente</i>	120
<i>Sinclinal de Nuevo Mundo y Falla de La Salina</i>	120
<i>Anticlinal de Las Monas</i>	120
<i>Falla de Provincia</i>	120
<i>Anticlinal de Provincia</i>	120
GEOLOGIA HISTORICA	120
BIBLIOGRAFIA	126

ILUSTRACIONES

Figuras

1. Mapa Índice que muestra la mitad sur de la Zona III del Inventario Minero Nacional, Colombia	6
2. Mapa Índice de las planchas en la mitad sur de la Zona III del Inventario Minero Nacional, Colombia.	7
3. Secciones paralelas a la carretera de Pescadero a Aratoca, Santander, Colombia(Entre)	16-17
4. Distribución de las rocas ígneas en la mitad sur de la Zona III del Inventario Minero Nacional, Colombia.	23
5. Histogramas que muestran los modos estimados de los minerales importantes en las diferentes unidades, batolitos, plutones y rocas ígneas, en la mitad sur de la Zona III, Santander - Norte de Santander, Colombia	25
6. Diagrama que muestra los porcentajes en secciones delgadas de epidota, apatita, esfena, allanita y zircón que se encuentran en las rocas ígneas de la mitad sur de la Zona III del Inventario Minero Nacional, Colombia. El número de secciones se indica entre paréntesis.	27
7. Sección a lo largo de la colina del Alto El Portachuelo, Molagavita, Santander, Plancha 136-I-D, F-1 a -32.	45
8. Localidad tipo de la Formación Girón en el Cañón del Río Lebrija con las facies de la A a G establecidas por Cediél (según Cediél, 1968, fig. 5)	58
9. Edad y nomenclatura del Cretáceo y de las formaciones más jóvenes del Valle Medio del Magdalena y de la Hoya de Maracaibo (Colombia)	60
10. Diagrama de las variaciones en los ambientes de depositación de las facies de la Formación Rosa Blanca, en la quebrada Lagunetas (según Zamarreño de Julivert, 1963, fig. 4, p. 29).	68
11. Distribución de Fallas y de las Fallas supuestas en la vecindad de la Falla de Bucaramanga Macizo de Santander, Cordillera Oriental.(Entre)	107-108

Tablas

1. Ubicación, datos analíticos y edades calculadas por Rb-Sr muestras completas, colectadas en el Macizo de Santander, departamentos de Santander y Norte de Santander, Colombia	20
2. Ubicación, datos analíticos y edades calculadas por K-Ar en muestras colectadas en el Macizo de Santander, departamentos de Santander y Norte de Santander, Colombia.	29

3. **Asociaciones minerales de las rocas metamórficas, en la mitad sur de la Zona III, Santander y Norte de Santander, Colombia(Entre) 100-101**
4. **Resumen de la historia geológica del Macizo de Santander.(Entre)121-122**

I **PLANCHAS**

- I - **Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12 "Bucaramanga", Colombia.**
- II - **Mapa Geológico del Cuadrángulo H-13 "Pamplona", Colombia.**
- III - **Mapa Geológico de San Gil y Málaga (parte de los Cuadrángulos I-12 e I-13), Colombia.(Entre) 41- 42**

* * *



RESUMEN

Un programa de cartografía geológica e investigación mineral en Colombia fué emprendido conjuntamente por el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (antiguo Inventario Minero Nacional), y el U.S. Geological Survey, patrocinado por el Gobierno de Colombia y la Agency for international Development, U.S. Department of State. El propósito fué estudiar y evaluar los recursos minerales (excluyendo petróleo, carbón, esmeraldas, y oro aluvial) de cuatro áreas seleccionadas, designadas Zonas I a IV, que totalizan cerca de 70.000 km². El trabajo en la Zona III, en la Cordillera Oriental, fué realizado de 1965 a 1968.

La Cordillera Oriental de Colombia, de rumbo nor-oriental, tuerce bruscamente a noroeste en el área de este trabajo y luego se bifurca alrededor del extremo sur de la Cuenca de Maracaibo. Esta sección de la Cordillera Oriental se denomina Macizo de Santander.

Las determinaciones radiométricas indican que las rocas más antiguas del Macizo de Santander corresponden al Precámbrico e incluyen neis de alto grado, esquistos y migmatita de la Formación Bucaramanga. Estas rocas probablemente fueron parte del Escudo Precámbrico de la Guayana. Las rocas metamórficas de bajo a medio grado, del Precámbrico Superior al Ordoviciano, incluyen filita, esquisto, metalimolita, metaarenisca y mármol de la Formación Silgará, una serie geosinclinal de considerable extensión en la Cordillera Oriental y posiblemente en la Cordillera de Mérida de Venezuela. El ortoneis, que varía desde granito hasta tonalita, está ampliamente distribuido en las rocas metamórficas de alto y medio grado del núcleo central del macizo y probablemente representa rocas de dos edades, Precámbrico y Ordoviciano a Devónico Inferior. El ortoneis más joven y la Formación Silgará, están cubiertos por estratos del Devónico Medio de la Formación Floresta, la cual muestra un grado de metamorfismo generalmente bajo y variado. Las filitas y las argilitas son comunes y el escaso mármol y otros estratos calcáreos, son fosilíferos. Si se excluye la recristalización de las calizas permocarboníferas de la Formación Diamante, las rocas sedimentarias más jóvenes que el Devónico no están metamorfosadas.

Los efectos del metamorfismo dinamo-térmico regional Precámbrico y el plutonismo sobre los sedimentos geosinclinales del Precámbrico, alcanzaron la facies más alta de la anfíbolita en el Neis de Bucaramanga. Los sedimentos geosinclinales de la Formación Silgará estuvieron sometidos a condiciones parecidas durante el Ordoviciano Superior y el Silúrico Inferior, pero sólo alcanzaron la facies del esquisto verde o la más inferior de la anfíbolita. Los ortoneises generalmente muestran una concordancia de foliación y lineación con las de los cuerpos vecinos de las rocas de las formaciones Silgará y Neis de Bucaramanga, así como semejanzas en grado de metamorfismo. El metamorfismo dinamo-térmico regional del Pérmico Superior y Triásico alcanzó grado bajo en la Formación

Floresta y causó recristalización en la caliza de la Formación Diamante. Las rocas metamórficas de las formaciones Bucaramanga y Silgará, muestran evidencias de metamorfismo retrógrado con alta actividad de potasio y agua; pero no está claro si esto ocurrió si esto ocurrió simultáneamente con el metamorfismo de la Formación Floresta o más tarde.

Los batolitos, plutones y stocks de rocas ígneas en el Macizo de Santander varían desde diorita hasta granito. Los datos de edad radioactiva indican que la mayoría pertenecen a un sólo intervalo plutónico. Aquí se les incluye en el Grupo Plutónico de Santander, son Jurásico y Jura-Triásico. Dos series de éste son granito y cuarzomonzonita rosados y cuarzomonzonita y granodiorita grises. Las relaciones de contacto indican que las rocas rosadas y más graníticas son más jóvenes que las rocas grises y más máficas, pero los datos de edad radioactiva están en desacuerdo con esta conclusión. Las rocas plutónicas no datadas que no se hallan claramente relacionadas al grupo, son asignadas a posiciones relativamente más antiguas o más jóvenes.

La riolita ocurre al oeste de la Falla de Bucaramanga como un cuerpo pequeño en una localidad y como un "intrusive sheet" en rocas sedimentarias del Triásico en otra. La edad es desconocida, pero probablemente es más joven que el Grupo Plutónico de Santander.

Diques félsicos, máficos y lamprófiros son comunes en los batolitos, plutones y rocas adyacentes, en su mayoría parecen estar genéticamente relacionados a los cuerpos ígneos más grandes, mientras que los diques más raros de pórfido dacítico, basalto y diabasa no lo están. Los diques de basalto y diabasa están ampliamente diseminados y se han encontrado casi tan altos en la sección como el límite Jurásico-Cretáceo. El pórfido dacítico es la única roca ígnea que intruye rocas del Cretáceo.

Con el levantamiento que acompañó el emplazamiento de los batolitos durante el Triásico Superior y el Jurásico, la erosión de las rocas del techo proporcionó estratos rojos de grano fino y conglomerados de la Formación Jordán, seguidos por la erosión de los mismos batolitos que proporcionó los sedimentos arkósicos de grano grueso y conglomeráticos de la Formación Girón, en gruesas acumulaciones fuera de los flancos del levantamiento. Este período fué seguido por invasión y sedimentación marinas del Cretáceo. En el área del Valle del Magdalena, la sedimentación del Cretáceo Inferior comenzó con arenas cuarzosas de la Formación Tambor y continuó con caliza fosilífera de la Formación Rosa Blanca; lutita negra de la Formación Paja; caliza fosilífera, arenisca glauconítica y lutita negra de la Formación Tablazo y aún lutita más negra de la Formación Simití. En el Cretáceo Superior, lutita negra calcárea con lidita y capas fosfáticas en la parte superior de la Formación La Luna, fueron depositadas durante el tiempo de la más extensa transgresión marina. Posteriormente lutitas grises con lechos limoníticos de la Formación

Umir, los cuales se acumularon a medida que las condiciones marinas fueron gradualmente sucedidas por la depositación continental, con lechos de carbón a fines del Cretáceo.

En el área, la sedimentación del Cretáceo fué en su mayor parte uniforme en carácter si no en espesor; remanentes de estas rocas en el macizo que escaparon a la erosión, son semejantes a las rocas cretáceas del Valle del Magdalena al oeste y a las de la Cuenca de Maracaibo al este.

Las condiciones continentales prevalecieron en el área del Valle del Magdalena durante el Terciario, con areniscas y lutita que contienen mantos de carbón en la Formación Lisama del Paleoceno, seguidas en el Eoceno por gruesa arenisca conglomerática de la Formación La Paz y arenisca, limolita y lutita de la Formación Esmeraldas; en el Oligoceno, por lutita de la Formación Mugrosa y lutita con gruesa arenisca conglomerática de la Formación Colorado; en el Mioceno por sedimentos todavía más gruesos y más espesos del Grupo Real, y continuaron en el Plioceno y el Pleistoceno con el Grupo Mesa. La sección de las rocas del Terciario en la parte colombiana de la Cuenca de Maracaibo, es en su mayor parte similar en origen y carácter litológico, pero más delgada que la del Valle del Magdalena. Estas rocas fueron erodadas, o nunca depositadas, en el área que es ahora la parte más alta del macizo.

La glaciación alpina ocurrió en el Macizo de Santander durante el Pleistoceno y las amplias terrazas de los valles más bajos, pueden datar de este período. La orogenia está probablemente en la actualidad, en o cerca de su nivel más alto, con corrientes que erodan los flancos del macizo a una gran velocidad, ayudados por meteorización profunda y deslizamientos.

La Falla de Bucaramanga, una falla mayor de extensión regional, tiene rumbo norte-noroeste a través del área y se extiende aparentemente hacia la costa como la Falla de Santa Marta, definiendo el borde occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta. Las investigaciones actuales indican una historia larga y compleja para la Falla de Bucaramanga, con desplazamiento lateral inicial seguido de un levantamiento posterior del Macizo de Santander al este, que continúa hasta el presente.

Al oeste de la Falla de Bucaramanga ocurren tres áreas con carácter estructural bien definido:

1. Un bloque hundido en forma de cuña, limitado por las fallas de Bucaramanga y

Suárez, es principalmente un área de mesetas, coronada por arenisca del Cretáceo Inferior e inclinada ligeramente hacia el oeste. En el delgado borde norte de la cuña, gravas y lodos del Cuaternario, se acumularon en la cuenca fallada y ahora forman la terraza disectada sobre la cual se yergue Bucaramanga, principal ciudad de la región.

2. Un cinturón de mesetas que bordea las mesetas al oeste de la Falla de Suárez está formada principalmente por estratos disectados, ondulados hasta fuertemente inclinados, de la gruesa Formación Girón.
3. Al oeste del área de mesetas, todas las rocas sedimentarias, desde el Jurásico hasta el Terciario, se hunden hacia el oeste en la fosa profunda del Sinclinal de Nuevo Mundo. Este angosto sinclinal está sobre el lado oriental más profundo del área geosinclinal de la cuenca del Valle del Magdalena, de cuya parte occidental menos profunda, está separado principalmente por la Falla Salinas, de rumbo norte, que pone en contacto las rocas del Cretáceo Superior del lado oriental con rocas del Oligoceno y del Mioceno del lado occidental.

En el terreno elevado que se extiende al sur y al este de las rocas ígneas y metamórficas del Macizo de Santander, dos cuencas estructurales de rumbo norte, están separadas por la falla regional de Servitá. La occidental contiene rocas sedimentarias que abarcan desde el Devónico al Cretáceo Superior y está fallada en forma compleja. Las rocas de la cuenca oriental varían desde el Cretáceo Inferior al Eoceno y han sufrido plegamiento compresional más intenso hacia el oeste.

Muchas fallas fueron cartografiadas al este y al oeste de la Falla de Bucaramanga y otras más, están indicadas por alineamientos en las fotografías aéreas. La mayoría tienen rumbo norte-noreste a norte-noroeste, esencialmente paralelo a la orientación de la estructura. Sólo unas pocas fallas mayores cortan esta dirección. Sobre los flancos oriental y occidental del Macizo de Santander, franjas de rocas sedimentarias que incluyen principalmente formaciones del Cretáceo, han escapado a la erosión en los lados hundidos de largas fallas. Sobre el flanco oriental los lados hundidos están hacia el oeste y sobre el occidental, los mismos se hallan hacia el este, lo que indica más activo levantamiento de las áreas de los flancos o hundimiento del área central con relación a éstos.

ABSTRACT

A program of geologic mapping and mineral investigation in Colombia was undertaken cooperatively by the Colombian Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (formerly known as the Inventario Minero Nacional), and the U.S. Geological Survey, sponsored by the Government of Colombia and the Agency for International Development, U.S. Department of State. The purpose was to study and evaluate mineral resources (excluding of petroleum, coal, emeralds, and alluvial gold) of four selected areas, designated Zones I to IV, that total about 70,000 km². The work in Zone III, in the Cordillera Oriental, was done from 1965 to 1968.

The northeast-trending of Cordillera Oriental of Colombia swings abruptly to north-northwest in the area of this report and divides around the southern end of the Maracaibo Basin. This section of the Cordillera Oriental is referred to as the Santander Massif.

Radiometric age determinations indicate that the oldest rocks of the Santander Massif are Precambrian age and include high-grade gneiss, schist, and migmatite of the Bucaramanga Formation. These rocks were probably part of the Precambrian Guayana Shield. Low to medium grade metamorphic rocks of Late Precambrian to Ordovician age include phyllite, schist, metasilstone, metasandstone, and marble of the Silgará Formation, a geosynclinal series of considerable extent in the Cordillera Oriental and possibly the Cordillera de Mérida of Venezuela. Orthogneiss ranging from granite to tonalite is widely distributed in the high and medium grade metamorphic rocks of the central core of the massif and probably represents rocks of two ages, Precambrian and Ordovician to Early Devonian. Younger orthogneiss and the Silgará are overlain by Middle Devonian beds of the Floresta Formation which show a generally low but varying degree of metamorphism. Phyllites and argillites are common, and infrequent marble and other calcareous beds are fossiliferous. Except for recrystallization in limestones of the Permian-Carboniferous Diamante Formation, sedimentary rocks younger than Devonian are unmetamorphosed.

The effects of Precambrian regional dynamothermal metamorphism and plutonism on Precambrian geosynclinal deposits reached the upper amphibolite facies in the Bucaramanga Gneiss. Geosynclinal deposits of the Silgará Formation were subjected similar conditions in Late Ordovician and Early Silurian time but reached only the green schist or lower amphibolite facies. Orthogneisses generally show a concordance of foliation and lineation with those of neighboring bodies of the Silgará Formation and the Bucaramanga Gneiss rocks, as well as similarities in grade of metamorphism. Regional dynamothermal metamorphism in Late Permian and Triassic time reached low grade in the Floresta Formation and caused recrystallization of limestone of the Diamante Formation. The Bucaramanga and Silgará metamorphic rocks show evidence of retrogressive metamorphism with high activity of potas-

sium and water, but whether this occurred at the time the Floresta was metamorphosed or later is not clear.

Batholiths, plutons, and stocks of igneous rocks in the Santander Massif range from diorite to granite. Radioactive age data indicate that most of them belong to a single plutonic interval. These are referred to as the Santander Plutonic Group, and are Jurassic and Jurassic-Triassic. Two suites of this group are pink granite and quartz monzonite, and gray quartz monzonite and granodiorite. Contact relations indicate that the pink and more granitic rocks are younger than the gray and more mafic rocks, but radioactive age data are in conflict with this. Undated plutonic rocks that are not clearly related to the group are assigned to relatively older or younger age positions.

Rhyolite occurs west of the Bucaramanga fault as a small body in one locality and as an intrusive sheet with granophyre and intrusive breccias in Triassic sedimentary rocks in another locality. The age is unknown but probably is younger than the Santander Plutonic Group.

Felsic, mafic, and lamprophyric, dikes are common in the batholiths, plutons, and adjacent rocks and most appear to be genetically related to the larger igneous bodies, whereas rarer dikes of dacite porphyry, basalt, and diabase are not related. Basalt and diabase dikes are widely scattered and have been found nearly as high in the section as the Jurassic-Cretaceous boundary. Dacite porphyry is the only igneous rock that intrudes rocks of Cretaceous age.

With the uplift that accompanied emplacement of batholiths in Latest Triassic and Jurassic time, erosion of the roof rocks furnished fine-grained redbeds and conglomerates of the Jordán Formation followed by erosion of the batholiths themselves that provided the coarse-grained and conglomeratic arkosic sediments of the Girón Formation in thick accumulations off the flanks of the uplift. This period was followed by marine invasion and sedimentation of the Cretaceous period. In the Magdalena Valley area, Lower Cretaceous sedimentation began with quartz sands of the Tambor Formation and continued with fossiliferous limestone of the Rosa Blanca Formation, black shale of the Paja Formation, fossiliferous limestone, glauconitic sandstone and black shale of the Tablazo Formation, and still more black shale of the Simití Formation. In Late Cretaceous time, calcareous black shale with chert and phosphatic beds in the upper part of the La Luna Formation were deposited during the time of most widespread marine transgression. Thereafter gray shales with limonitic beds of the Umir Formation accumulated as marine conditions were gradually succeeded by continental deposition with coal beds in latest Cretaceous.

Cretaceous deposition over the area was mostly uniform in character if not in thickness, and remnants of these rocks that have escaped erosion in the massif are similar to the Cretaceous rocks of the Magdalena Valley to the west and the Maracaibo Basin to the east.

Continental conditions prevailed in the Magdalena Valley area through the Tertiary with sandstone and shale containing coal beds in the Paleocene Lisama Formation, followed in the Eocene by thick conglomeratic sandstone of the La Paz Formation and sandstone, siltstone, and shale of the Esmeraldas Formation, in the Oligocene by shale of the Mugrosa Formation, and shale with coarse conglomeratic sandstone of the Colorado Formation, in the Miocene by still coarser and thicker sediments of the Real Group, and continuing into the Pliocene and Pleistocene in the Mesa Group. The section of Tertiary rocks in the Colombian part of the Maracaibo Basin is mostly similar in origin and lithologic character but thinner than that in the Magdalena Valley. These rocks were eroded from, or were never deposited in the area that is now the highest part of the massif.

Alpine glaciation occurred on the Santander Massif during the Pleistocene, and widespread terraces in the lower valleys may date from this period. Orogeny is probably at or near its highest level at the present time with streams eroding the flanks of the massif at a high rate, aided by deep weathering and landslides.

The Bucaramanga fault, a major fault of regional extent, trends north-northwestward across the area and apparently extends on to the north coast as the Santa Marta fault defining the western boundary of the Santa Marta Mountains. The present investigations indicate a long and complex history for the Bucaramanga fault with earlier lateral displacement, followed by later uplift of the Santander Massif to the east that continues to the present time.

West of the Bucaramanga fault are three areas of rather distinct structural character:

1. A wedge-shaped, down-faulted block between the Bucaramanga and Suárez faults is mostly an area of mesas, tilted slightly westward, capped by basal Cretaceous sandstone. At the thin north end of the wedge, Quaternary gravels and mudflows

accumulated in the fault-formed basin and now form the dissected terrace on which Bucaramanga, the main city of the region, is located.

2. A plateau belt bordering the mesas west of the Suárez fault consists mostly of dissected beds, undulating to steeply dipping, of the thick Girón Formation.
3. West of the plateau area all sedimentary rocks from Jurassic to Tertiary plunge westward into the deep trough of the Nuevo Mundo syncline. This narrow syncline is on the deeper easter side of the geosynclinal area of the Magdalena Valley basin. It is mostly separated from the shallower part of the geosyncline to the west by the north trending La Salina fault, which places Upper Cretaceous rocks on the east side in contact with Oligocene and Miocene rocks on the west.

In the high country that continues south and east of the metamorphic and igneous rocks of the Santander Massif, two north trending structural basins are separated by the regional Servitá fault. The western basin contains sedimentary rocks ranging from Devonian to Upper Cretaceous and is complexly faulted. Rocks of the eastern basin range from Lower Cretaceous to Eocene and have undergone compressional folding that is more intense toward the west.

Many faults were mapped to the east and west of the Bucaramanga fault, and many more are indicated by lineaments on aerial photographs. Most have trends within a range of north-northeast to north-northwest, mostly parallel to the trend of structure. Only a few major faults cut across this trend. On the east and west flanks of the Santander Massif, belts of sedimentary rocks that include mostly Cretaceous formations have escaped erosion on the downthrown sides of long faults. On the east flank the downthrown sides are on the west, and on the west flank the downthrown sides are on the east, which suggests either more active uplift of the flank areas or collapse of the central area relate to the flanks.

* * *

INTRODUCCION

PROPOSITOS Y OBJETIVOS

La mitad sur de la Zona III del Inventario Minero Nacional de Colombia (IMN) está principalmente en el Departamento de Santander, pero también cubre zonas pequeñas de los departamentos de Norte de Santander y Boyacá (fig.1). La Zona III es una de las cuatro áreas en Colombia seleccionadas para cartografía, geología e investigaciones de campo. El trabajo fué dirigido por el Inventario Minero Nacional, ahora incluído como parte del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (INGEOMINAS), dependencia creada bajo el Ministerio de Minas y Petróleos del Gobierno de Colombia. Fué parcialmente financiado por el U.S. Department of State, mediante un convenio con la Agency for International Development, U.S. Department of State.

Este informe se refiere a la mitad sur de la Zona III y resume los resultados cartográficos y de las investigaciones adelantadas entre octubre de 1965 y septiembre de 1968. El área estudiada incluye todos o parte de los cuatro siguientes cuadrángulos del sistema de cuadrícula de Colombia: H-12, H-13, I-12, I-13 (fig.2). La geología parcial o total de estos cuadrángulos se encuentra en la Plancha I. El área total cartografiada es de 10.370 kilómetros cuadrados.

RESEÑA HISTORICA DEL PROYECTO

Cuatro geólogos colombianos y un asesor americano (D.E. Ward), empezaron trabajos de campo en octubre 30 de 1965 en la Zona III. El grupo disfrutó de la compañía del Dr. Jaime de Porta, geólogo de la Universidad Industrial de Santander, durante los viajes iniciales de familiarización con la geología sedimentaria. R. Goldsmith, asesor en geología ígnea y metamórfica, se unió al grupo a finales de 1966. El número de geólogos asignados a la Zona III, varió entre 13 y 17.

La investigación se comenzó en enero de 1966, en el área de Suratá, al nordeste de Bucaramanga. De allí se extendió la cartografía a las zonas adyacentes, asignando un área específica a cada geólogo. También en 1966, Geophoto Services Incorporated, completó un mapa fotogeológico de la Zona III, mediante contrato con el Inventario. En la última parte del período del contrato, todos los geólogos de la zona fueron asignados a un control de campo, de los mapas geológicos preliminares durante un mes. Aunque la meteorización profunda, la cubierta vegetal y la estructural localmente compleja, impidieron la cartografía fotogeológica exacta de muchas partes de la zona, los mapas fotogeológicos finales fueron de gran ayuda en el trabajo de campo y en la interpretación de la estructura regional.

Un reconocimiento de roca fosfática en Colombia, fué hecho en el segundo semestre de 1966. Cuando se comprobó que existían grandes recursos de roca fosfática en esta área, los estudios correspondientes se asignaron a un grupo separado del mismo Inventario.

AGRADECIMIENTOS

El material que se presenta en este informe fué obtenido por los siguientes geólogos del Inventario Minero Nacional, quienes trabajaron gran parte del tiempo en condiciones difíciles; de no ser por su perseverancia y entusiasmo, este trabajo no habría sido posible:

	Desde	Hasta
Jacob Abozaglo M.	Oct. 29/65	Dic. /69
Luis Jaramillo C.	Agt. 1/67	" /69
Alfonso Castro O.	Oct. 29/65	" /69
Rodrigo Vargas H.	Feb. 1/66	" /69
Enrique Aya C.	Feb. 2/66	" /69
Fernando Montero	Dic. 16/65	" /69
Clemente Ropain	En. 8/68	" /69
Gabriel París Q.	Feb. 1/66	Sept. 1/67
Carlos Arce V.	En. 1/67	" 1/67
Alonso Otero J.	Julio 1/67	" 14/68
Jaime Galvis V.	En. 1/67	Jun. 15/68
Rafael Romero D.	Sep. 1/67	Jul. 15/68
Darío Botero G.	Jun. 1/67	Feb. 15/68
Raúl Perea R.	Feb. 6/66	Dic. 31/67
Hugo Charry R.	Oct. 29/65	Oct. 31/67
Carlos Ulloa M.	Jun. 1/66	En. 9/67
Alvaro Rojas P.	Oct. 29/65	Dic. 31/67

Entre las muchas organizaciones y personas de Colombia cuya ayuda ha sido vital a las investigaciones del Inventario Minero en esta zona, queremos hacer público reconocimiento a las siguientes:

Zona Minera del Ministerio de Minas y Petróleos, Medellín.

Doctor Leonardo Restrepo y su grupo, por el ensayo y análisis de muchas muestras del distrito minero de California-Vetas.

Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.

Por servicios de laboratorio, información geológica y permiso para usar los mapas e informes geológicos publicados en su Boletín de Geología, por su ayuda en familiarizar a la comunidad con los recursos mineros, tales como fosfato, que se descubrieron durante el proyecto. Queremos agradecer en especial, el esfuerzo de todas las personas que contribuyeron y las que pertenecen a los departamentos de Ingeniería de Petróleos, Consultas Industriales y Metalurgia, de la División de Ciencias Físico-químicas, la División de Investigaciones Industriales y el Proyecto UNESCO.



Figura 1- Mapa índice que muestra la mitad sur de la Zona III del Inventario Minero Nacional, Col.

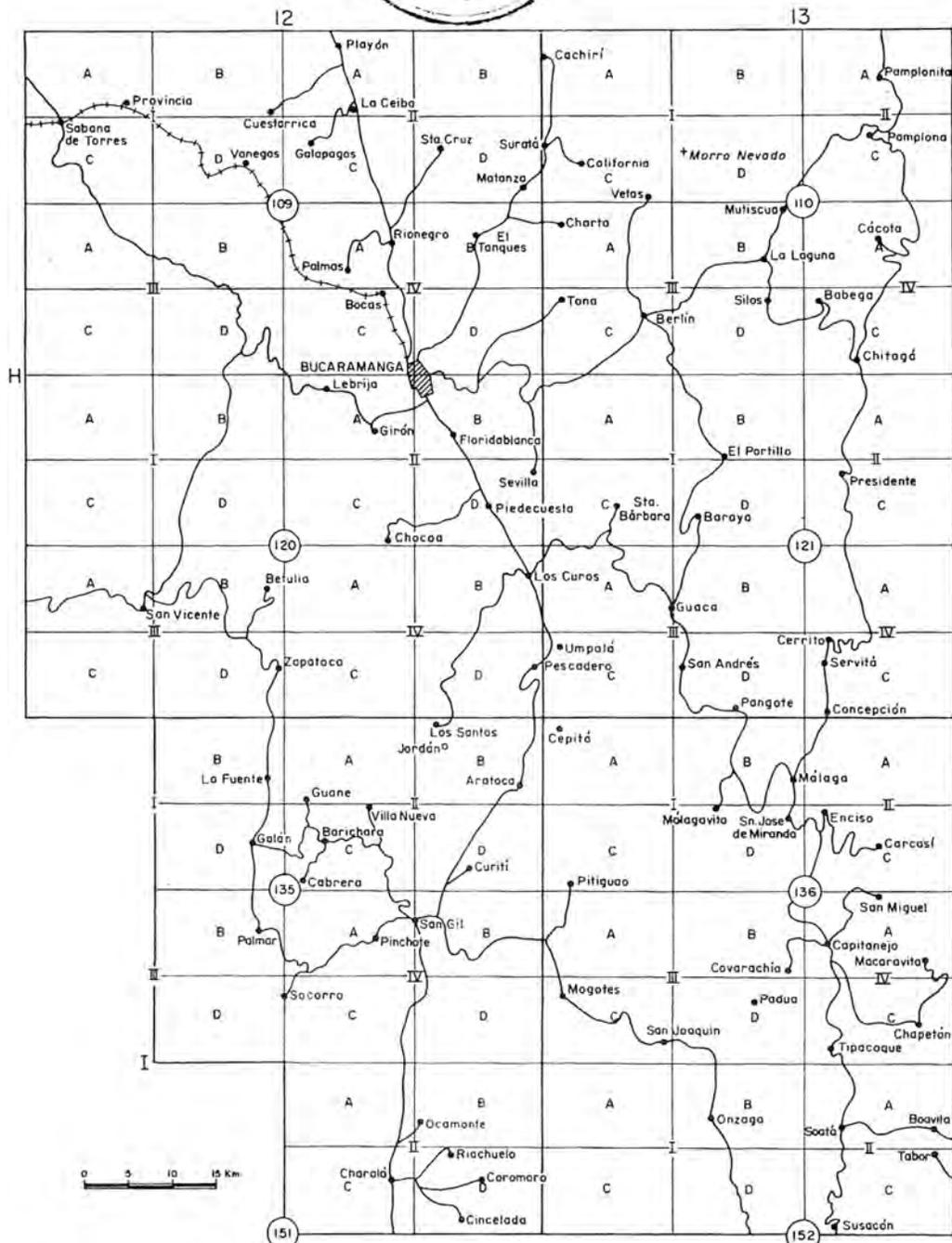


Figura 2 - Mapa índice de las planchitas en la mitad sur de la Zona III del Inventario Minero Nacional, Colombia

Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL).

Por su información geológica usada en la compilación del Cuadrángulo H-12 y por su orientación geológica y hospitalidad en el área de El Centro, particularmente al comienzo del Proyecto.

Colombian Petroleum Company (COLPET).

Por orientación geológica y hospitalidad en el área de Tibú.

GEOGRAFIA

LOCALIZACION Y ACCESO

Con excepción del lado noroccidental del área que se extiende hasta el Valle del Magdalena, la mayor parte de la mitad sur de la Zona III, está ubicada en la región de la Cordillera Oriental de los Andes, en el noreste de Colombia (fig. 1). Esta área se conoce como el Macizo de Santander, el cual está justamente al noroeste del codo en donde la cordillera cambia el rumbo de nordeste a noroeste y en un plexo sinusoidal en donde la misma cordillera se bifurca en el arco de dirección norte de la Serranía de Perijá, que forma la frontera entre Colombia y Venezuela y el ramal de rumbo noreste de la Cordillera de Mérida, de Venezuela centro-occidental.

La mitad sur de la Zona III está bien comunicada por carreteras (fig.2). La troncal de Bogotá a Santa Marta sigue el lado occidental de la cordillera y pasa por Bucaramanga. Esta carretera está pavimentada en el tramo correspondiente a la zona y localizada a lo largo del trazo de la Falla Bucaramanga en la mayor parte del área cartografiada. Otra carretera pavimentada atraviesa a Bucaramanga desde Barrancabermeja, en el río Magdalena, pasando por Pamplona, Cúcuta llega a Venezuela. Sobre el lado oriental de la cordillera y parcialmente fuera de la zona, existe una carretera sin pavimentar entre Pamplona y Bogotá, la cual permite el acceso al lado oriental del área en gran parte de su longitud.

Carreteras secundarias sin pavimentar, atraviesan la cordillera en la zona y enlazan a las principales. Las pendientes de piedemonte hacia el Magdalena, en la parte norte del área (H-12), son relativamente inaccesibles. La carrilera de los Ferrocarriles Nacionales que pasa por el cañón del Lebrija hacia el Valle del Magdalena proporciona algún acceso a este territorio. Carreteras cortas conectan las ciudades más pequeñas con las troncales.

La mayor parte del área comprendida entre las carreteras, es accesible sólo a caballo o a pie. Ningún lugar de la zona dista más de un día de una carretera.

TOPOGRAFIA, DRENAJE Y CLIMA

La mitad sur de la Zona III puede dividirse

en varias regiones topográficas: 1) Una es el macizo propiamente dicho, que comprende la cordillera principal y sus vertientes, hacia el este y el oeste, hasta el quiebre de pendiente en el Frente de Bucaramanga. 2) Otra es la cuenca de drenaje más baja del río Chicamocha al sur y sureste, donde las alturas de los riscos varían de 2.000 a 2.600 m y el río corre hacia el noroeste a través de la cordillera desde 1.200 a 500 m. 3) Otra región incluye el área de mesas que se extiende desde Bucaramanga hasta el límite sur de la zona y que bordea la cordillera y la cuenca del Chicamocha, en el oeste. De norte a sur, las mesas son: Mesa de Ruitoque, Mesa de Los Santos y Mesa de Barichara cuyas alturas están comprendidas entre 2.250 y 1.300 m. La cuenca en la cual está Bucaramanga yace aproximadamente a 1.000 m y los valles entre las mesas se consideran en la región como parte de ellas. 4) Una cuarta región incluye las mesetas al oeste y noroeste de Bucaramanga y al oeste de la región de mesas y los riscos y valles al oeste de las mesetas. Las elevaciones varían de 1.200 a 1.000 m. 5) Una quinta región es el Valle del Magdalena con una elevación promedio de 100 m.

El macizo forma una divisoria de tres vertientes: el drenaje del río Magdalena, que va al Mar Caribe; el del río Zulia-río Catatumbo, que va al Lago de Maracaibo y al Mar Caribe, en el nordeste; y el del río Orinoco al Océano Atlántico, en el este. Los ríos principales que drenan el macizo hacia el Magdalena, son el Chicamocha y el Suárez, los cuales se juntan para formar el río Sogamoso al oeste de la Mesa de Los Santos (Plancha I). Sólo una pequeña parte del río Suárez está dentro de la zona.

Al norte del drenaje del río Chicamocha - río Sogamoso está el Lebrija, con sus principales tributarios: Río de Oro, que drena el área de mesas y el frente del macizo al sur de Bucaramanga; y los ríos Suratá, Negro y Cachirí, que drenan el frente oeste del macizo al norte y noreste de Bucaramanga.

El río Chicamocha es la principal corriente de la parte sur de la Zona III. Fluye aproximadamente hacia el noroeste alejándose del macizo y sus tributarios más grandes, ríos Manco, Umpalá, Perchiquez, Guaca y Servitá, que desembocan en él desde el norte y nordeste. Solamente el río Onzaga fluye hacia él desde el sur. El río Servitá de flujo sur, es el principal tributario del Chicamocha y drena gran parte de la vertiente oriental de la zona.

Sólo las cabeceras del drenaje del río Zulia están dentro de la mitad sur de la Zona III. Las corrientes principales son el río Cucutilla y sus afluentes en el flanco noreste del Páramo de Santurbán y el Pamplonita, que drena el área de Pamplona.

El drenaje que confluye al río Arauca se ha-

ce por intermedio del río Chitagá y sus tributarios Caraba, Angosturas y Santo Domingo, que tocan un área relativamente pequeña del lado sur del Páramo de Santurbán y de la zona general de Berlín hacia el sureste, sobre el lado oriental hasta el Páramo del Almorzadero, que forma la divisoria de aguas del río Servitá - río Chicamocho.

A una altura determinada, la temperatura cambia poco con la estación. La oscilación de ésta durante el día, varía sólo ligeramente de la estación lluviosa a la de verano. Las temperaturas medias anuales, alturas más bajas que la de Bucaramanga, 1.000 m, van de 25° a 27° C; y en esta ciudad, son de 21° - 23° C. En el páramo, a alturas de 3.200 a 3.500 m, las temperaturas medias anuales van de 7° a 10° C.

Las lluvias y su cantidad, varían con las estaciones de un sitio a otro. En el área de Bucaramanga, la lluvia anual total es de unos 1.000 a 1.500 mm. En el cañón del río Chicamocho, es de unos 500 - 1.000 mm. Únicamente sobre los flancos más altos de la cordillera y en la parte sur de la zona. La lluvia anual es alrededor de 1.500 a 2.000 mm. La mayor precipitación pluvial de la zona cae en dos estaciones con máximas en mayo y octubre. Normalmente cae poca lluvia durante diciembre, enero y febrero.

El páramo está cubierto por nubes la mayor parte del año. La precipitación ocurre a veces en forma de nieve a alturas cercanas a los 4.000 m o mayores. Sin embargo, no se dispone de registros en estas áreas. Las temperaturas inferiores a 0° C, no son raras durante las noches claras de la estación seca.

CULTURA

Bucaramanga, con una población de unos 230.000 habitantes (1964), es la ciudad más grande de la zona y el centro de la industria, el comercio y el transporte. Tiene un servicio aéreo con itinerarios regulares con otras ciudades de Colombia y algunas más pequeñas de Santander y Norte de Santander. Buenas carreteras la unen con Bogotá, las ciudades de la costa caribe y Venezuela, en el noreste. Un ramal de los Ferrocarriles Nacionales de Colombia, la conecta con la troncal de Bogotá a Santa Marta, en el Valle del Magdalena.

Pamplona, en el Norte de Santander, es un centro educacional con unos 20.000 habitantes; es la segunda ciudad más grande en la mitad sur de la Zona III. Numerosas ciudades más pequeñas con menos de 7.000 habitantes están diseminadas en el área, principalmente cerca de Bucaramanga y hacia el sureste, en los tramos superiores del río Chicamocho y sus afluentes. La mayor parte de la población es rural. El sector menos poblado es el páramo por encima de los 3.200 m y la zona nublada y boscosa por debajo de éste, hasta una altura de unos 2.800 m. La mayor

parte de la población habita en áreas inferiores a los 2.500 m.

La industria agropecuaria es una ocupación importante; papa y cebollas son los cultivos principales en el páramo, aunque recientemente se ha prestado atención a la cría de ovejas. En las pendientes montañosas, a alturas más bajas, se cultiva fique para cabuya, cuerdas y sacos, y a elevaciones inferiores café. Frutas y vegetales de muchas clases para el mercado local crecen en toda la zona a alturas intermedias y bajas. Los más importantes son: maíz, yuca, legumbres y trigo. La piña se cultiva en las mesetas al oeste de Bucaramanga y gran cantidad se transporta a otras áreas. La caña de azúcar es un producto importante del piedemonte al sur de Bucaramanga y de los amplios valles y zonas bajas de adecuadas temperaturas. El tabaco también es un cultivo de importancia en la fabricación de cigarrillos y cigarros que constituye una industria destacada. El ganado vacuno se encuentra principalmente en las alturas más bajas, en especial en el piedemonte del Valle del Magdalena y la industria lechera está esparcida en pequeñas haciendas y ranchos por toda la zona.

AFLORAMIENTOS

Los flancos de la cordillera varían desde densamente boscosos a despejados, con muchas haciendas pequeñas. El límite inferior del bosque, va aparentemente ascendiendo a medida que la creciente población rural abre tierra para nuevas fincas a alturas continuamente más altas. El bosque nublado está limitado principalmente a las áreas menos accesibles por encima de los 2.500 m. Esta zona de bosque comprendida entre el páramo a unos 3.100 m y las pendientes inferiores cultivadas, ha sido abierta en muchos sitios, especialmente en las áreas cercanas a las carreteras principales. Existe más bosque en la pendiente oeste de la cordillera que en la oriental dentro de la zona, con excepción de las cabeceras del río Cucutilla en la parte norte de H-13. Los afloramientos son escasos en las áreas boscosas y la movilización es extremadamente difícil. Las pendientes son fuertes y el acceso por las corrientes está obstruido por la vegetación. Algunos caudales tienen abundantes afloramientos, pero otros están rellenos de cantos. Las cascadas y los saltos de agua son comunes en las cabeceras de casi todas las corrientes, lo que hace difícil el acceso.

La meteorización profunda es característica en las crestas montañosas a alturas de 1.500 a 2.500 m alcanzando su máximo espesor. Esto se observó particularmente a lo largo del frente de Bucaramanga. Rocas algo más frescas están expuestas sobre las pendientes más bajas a lo largo de éste frente cerca a la

ciudad, donde la erosión es normalmente activa.

El cañón del río Chicamocha y su área hidrográfica, carecen parcialmente de lluvia y el clima es semi-árido. Aquí la vegetación es escasa y xerofítica, el suelo menos profundo y los afloramientos algo más abundantes. El aumento de afloramientos es el resultado de la disección profunda producida por el río. La esterilidad de muchos sitios del área hidrográfica del Chicamocha, al este y sureste de Pescadero, se debe en parte a la alta permeabilidad del suelo granular derivado del granito. Sin embargo, en el sur de esta cuenca, en las áreas más altas, aumentan la lluvia y la cubierta forestal. La parte extrema sur de la zona, está densamente cubierta de árboles y los afloramientos son pocos.

La esquina sureste al norte y sur de Málaga, está relativamente abierta, con poco bosque. Este es un terreno ocupado por haciendas y los afloramientos y accesibilidad son relativamente buenos. El relieve local, sin embargo, llega a los 1.000 m.

El territorio arriba de la línea de bosque (unos 3.100 m) también está abierto. Los afloramientos son más o menos abundantes, especialmente en las partes más disectadas y donde la glaciación ha removido la roca meteorizada.

El relleno aluvial del Pleistoceno y Holoceno, cubre la roca en algunos de los valles y cuencas más grandes tales como, en la de Bucaramanga, en el área de Guaca y cerca de Mogotes. Sin embargo, como la mayoría de los valles son angostos y tienen pendientes fuertes, este relleno no constituye generalmente un problema.

El área de mesas al sur de Bucaramanga, ofrece buenos afloramientos en terreno destapado fácilmente accesible, exceptuando en los cañones con paredes fuertemente inclinadas de los ríos Chicamocha, Suárez, Sogamoso y sus afluentes. La región de meseta al oeste de Bucaramanga está también abierta, al menos en el área del Lebrija. Sin embargo, más al norte, oeste y noreste, el terreno está extensamente cubierto con matorral y bosque en las pendientes. Las haciendas se hallan en especial sobre los riscos. El río Lebrija y sus tributarios, han cortado cañones en este terreno cuyas pendientes están cubiertas en parte por derrumbes con vegetación. Los afloramientos son buenos en muchos de estos cañones pero en general, son inaccesibles. La carrilera de los Ferrocarriles Nacionales proporciona acceso al cañón del Lebrija. Hacia el Valle del Magdalena, las haciendas alternan con el bosque y el clima es cálido y húmedo.

TRABAJO PREVIO

El área aurífera de California y Vetas ha sido

conocida y explotada desde el siglo XVI y fué aparentemente trabajada por los indios en tiempos pre-colombinos. Un resumen interesante de la literatura sobre la región aurífera de Santander, anterior al siglo XX, ha sido elaborado por Vicente Restrepo (1888) reimpresso en 1937. Modesto Bargallo (1955) hace mención poco detallada de las minas en su libro sobre las minas y la minería en la América Española durante la época de la Colonia.

La literatura reciente sobre los depósitos económicos de la zona no es muy extensa. Muchos de los informes son generales o resúmenes, tales como los de Singewald (1950) y Wokittel (1957), en los cuales las localidades con minerales fueron tomadas de varias fuentes secundarias. Radelli (1961) intentó en un estudio teórico relacionar las épocas de mineralización con los depósitos magmáticos de los Andes Colombianos.

La mayoría de los estudios se refieren a minas y prospectos individuales, investigados brevemente, tales como el informe de Gilberto Botero R. (1945). Unas pocas minas o prospectos individuales se han investigado intensamente. El área minera de oro en California y Vetas ha recibido la mayor atención (Wokittel, 1954; Nelson, 1955; Pagnacco, 1962; Arce, 1951; Bueno, 1955a, 1955b, Champetier de Ribes y Alvarez, 1961). Informes sobre los minerales no metálicos de Santander fueron escritos por Martínez (1962, 1964) sobre depósitos de caliza, yeso y barita; y por Jimeno y Yepes (1963) sobre los depósitos de yeso de Los Santos. Un estudio sobre los yacimientos de fosfato de Colombia por Cathcart y Zambrano (1967), con referencia a los depósitos del área cartografiada, fué publicado recientemente.

Relativamente poco trabajo se ha ejecutado sobre la geología general del Macizo de Santander. Solamente breves referencias se han hecho sobre la geología del macizo por autores como Hettner (1892), Stille (1907), Eugster (1922), Scheibe (1938), Oppenheim (1941) y Trumpy (1943). Estos autores hicieron correrías breves o describieron áreas de la Cordillera Oriental que queda al sur del Macizo de Santander. Hettner (1892, pp. 15-30) hace un excelente recuento de los descubrimientos iniciales y expediciones científicas en la Cordillera Oriental y describe brevemente dos perfiles a través del área del Macizo de Santander. Posteriormente Bürgli (1959, 1961, 1964) y Radelli (1961, 1962) hicieron observaciones sobre estratigrafía de la Cordillera Oriental, incluyendo la región de Santander. Julivert (1958, 1959, 1961a, 1961b, 1963) es probablemente el primero en llevar a cabo un trabajo geológico detallado en el macizo. Algunos de sus estudios tratan de la estructura y las rocas cristalinas del macizo, particularmente del área cercana a Bucaramanga. Este trabajo se halla resumido en una

reciente síntesis regional (Julivert, 1970).

Probablemente el primer mapa que muestra la geología del macizo, es el Mapa Geológico de Colombia de 1944, compilado por el Servicio Geológico Nacional a escala 1:2.000.000. Una edición revisada de éste, compilada por E. Hubach y L. Radelli con la cooperación de H. Bürgl, fué publicada a escala 1:1.500.000 en 1962. Estos mapas obviamente, son muy generales.

La cartografía de áreas pequeñas cercanas a Bucaramanga ha sido elaborada por profesores y estudiantes de la Universidad Industrial de Santander. Mapas recientes a escala 1:50.000, principalmente de rocas sedimentarias, fueron elaborados por Julivert, Barreiro y Navas (1964) en el área de la Mesa de Los Santos y por Téllez (1964) en el área contigua de la Mesa de Barichara, al sur. Recientemente, F. Cediél (1968) hizo un estudio de la Formación Girón en la sección tipo del río Lebrija y en áreas adyacentes.

Las áreas de rocas sedimentarias que flanquean el Valle del Magdalena han sido estudiadas intensamente por geólogos de compañías petroleras que tienen concesiones en la región. Aunque inéditos, sus trabajos han sido incorporados en los mapas geológicos de Colombia (Servicio Geológico Nacional, 1944, 1962).

INVESTIGACIONES ACTUALES

Se elaboró un programa de cartografía geológica regional a fin de obtener un conocimiento geológico adecuado que sirviera para evaluar los posibles depósitos minerales que se encontrarán en la zona. La cartografía fué efectuada por geólogos, asignándosele a cada uno planchas individuales de 10 x 15 km. Los mapas base usados en el campo y en la compilación preliminar, fueron mapas topográficos a escala de 1:25.000 y curvas de nivel a 50 ó 25 m publicados por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá. El trabajo de campo fué agilizado por el uso de fotografías aéreas a escala 1:60.000.

Las quebradas fueron útiles en grado variado. Algunas son tan profundas y cubiertas por matorral con frecuentes cascadas y saltos de agua, que el tiempo gastado en circundarlas, no justifico el esfuerzo de recorrerlas. Unas tienen abundantes afloramientos pero otras, están colmadas con materiales aluviales y coluviales. En algunos sitios, las quebradas adyacentes muestran características opuestas. Las corrientes más grandes, con exclusión de los ríos principales, a alturas bajas fueron las más fáciles de recorrer. Estas son más satisfactorias en verano que en invierno cuando los afloramientos están cubiertos por corrientes de gran volumen que obstaculizan su observación. En general, las corrientes más pequeñas y sus cabeceras, son demasiado pen-

dientes y están cubiertas de bosque por lo que no se justifica recorrerlas. Las quebradas del páramo, cuando no están colmadas por depósitos glaciales o de terraza, proporcionan afloramientos excelentes. El páramo disectado de la parte norte del área ofrece afloramientos buenos, pero las gradientes fuertes de las corrientes en las cabeceras y el carácter aserrado de los riscos, obliga a caminar difícilmente.

Mapas fotogeológicos de la zona, a escala 1:50.000 obtenidos mediante contrato con Geophoto Services, Inc.; fueron útiles en esbozar la distribución general de las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias y en indicar la localización de posibles fallas y lineamientos que deberían comprobarse en el campo. Estos no prestaron mayor utilidad en las áreas de rocas metamórficas.

Los sitios de mineralizaciones o rocas con posible valor económico hallados durante la cartografía, fueron anotados y verificados brevemente en el trabajo de campo, así como las investigaciones detalladas y las evaluaciones a la terminación de la fase cartográfica del programa. Este trabajo consistió generalmente en esquemas detallados, muestreo y medidas de secciones estratigráficas en donde se justificaron. Las investigaciones de minerales en el área aurífera de California y Vetas, fueron ejecutadas por un grupo especial que trabajó continuamente a lo largo de la duración del proyecto. Muestreo geoquímico preliminar se ejecutó en el área de California y en dos prospectos de plomo y zinc en la parte sur de la zona. No se llevó a cabo ningún trabajo de geofísica, aunque un asesor técnico en la materia, visitó varios sitios y suministró recomendaciones. Ninguna perforación se efectuó durante el programa del Inventario; pero un grupo japonés realizó algunas perforaciones en La Baja, cerca de California, en una concesión no relacionada con el Inventario. La investigación de fosfato se inició como una fase separada del Inventario, después de la verificación inicial de la verificación inicial de la cantidad y significado de los recursos de fosfato en el país.

DEFINICIONES Y USO DE TERMINOS

La clasificación de las rocas ígneas que se usa en este trabajo es la dada por Compton (1962, pp. 254-255, 276). Las rocas presentes en el área cartografiada con más de 10 de cuarzo son:

Granito:

La relación del feldespato potásico (incluyendo micropertita) o albita a la plagioclasa con más de An_{10} es mayor que 2:1. Equivalente afanítico: riolita.

Cuarzomonzonita:

La relación del feldespato potásico a la

plagioclasa con más de An₁₀ o más cálcico está entre 2:1 y 1:2. Equivalente afanítico: dellenita (cuarzo-latita).

Granodiorita:

La relación del feldespato potásico a la plagioclasa con más de An₁₀ está entre 1:2 y 1:7. Equivalente afanítico: dacita.

Tonalita:

La relación del feldespato potásico a la plagioclasa con más de An₁₀ es menor que 1:7. Equivalente afanítico: dacita o andesita.

Sólo las siguientes rocas con menos de 10 de cuarzo están presentes en el área cartografiada:

Diorita:

La relación del feldespato potásico a la plagioclasa es menor de 1:7. La plagioclasa es andesina. Equivalente afanítico: andesita.

Basalto, diabasa:

Afanítica (basalto) a grano fino (diabasa) rocas con la relación del feldespato potásico a la plagioclasa menor de 1:7. La plagioclasa es labradorita o mineral más cálcico.

Las clasificaciones de las rocas se basan en apreciaciones visuales estimadas de la composición modal en secciones delgadas. Todas éstas fueron hechas por R. Goldsmith.

El uso de los nombres de las rocas metamórficas sigue a Compton (1962, pp. 298-302), con la adición de términos que indican la naturaleza de la roca original, según se deduce de las estructuras primarias remanentes, la textura y las asociaciones minerales, donde se consideró más descriptivo; por ejemplo, meta arenisca, metawacka, meta limolita. Los calificativos usados con los nombres de la roca se dan en razón de la abundancia creciente de los minerales. Por brevedad, en algunos casos sólo se usan minerales significativos como calificativos en un nombre de roca aunque la cantidad de este componente pueda ser pequeña. Algunos nombres de rocas metamórficas llevan connotaciones de asociaciones minerales que no necesitan ser repetidas como calificativos, como neis biotítico y no neis con biotita, cuarzo y feldespato.

El uso de los términos lineación y foliación es standard y también sigue a Compton (1962, pp. 305-307). Sin embargo, como las capas de diferente composición pueden reflejar estratificación original lo mismo que diferenciación metamórfica o inyección lit-par-lit, no consideramos las capas de composición como equivalentes a la foliación a no ser que una orientación mineralógica preferida esté paralela a las capas. Esto sucede en la mayo-

ría de las rocas de alto grado metamórfico. En la orientación mineralógica como criterio de foliación, la distinción entre estructuras primarias remanentes y estructuras metamórficas sobrepuestas, puede establecerse claramente. Descartando la estratificación como criterio de foliación, ésta es útil como una propiedad medible de una roca no estratificada con una orientación mineralógica preferida, tal como un neis granítico con biotita.

LOCALIZACIONES

Las localizaciones están citadas en el texto de tres maneras y dependen principalmente de su tamaño. Las localizaciones generales se dan con referencia a ciudades o rasgos topográficos sobresalientes que pueden ser fácilmente ubicados por referencia en los mapas geológicos de los cuadrángulos o en el mapa índice (fig. 2). Areas o localidades que no pueden ser indicadas en esta forma, se designan por las coordenadas dadas en los mapas geológicos escala 1:100.000 Planchas 1 - 3, en los cuales las planchitas son numeradas de 1 a 12 a lo largo del borde izquierdo y designadas de a hasta h, en el borde superior. Así una localidad puede ser citada como en la Plancha 1, b-4 NE.

Donde son necesarias localizaciones más precisas, se hace referencia a los mapas topográficos a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico de Colombia Agustín Codazzi. Estos mapas, llamados *planchitas*, son de 10 km de norte a sur por 15 de este a oeste y están divididos en cuadrículas de un kilómetro cuadrado. Las coordenadas de las cuadrículas en dirección norte-sur se designan de A hasta J y las coordenadas en dirección de oeste-este, van desde 1 hasta 15. Las posiciones dentro de cada cuadrícula de un kilómetro cuadrado pueden ser fijadas además, indicando el cuadrante en que están localizadas: NW, NE, SW o SE. Así una localización puede ser dada como planchita 110-III-C, J-13 NW. Estas pueden ser localizadas en la figura 2. Los nombres de quebradas, fincas y haciendas se usan cuando son conocidos en forma exacta, pero la experiencia demuestra que no siempre se hallan bien designadas o localizadas.

ROCAS METAMORFICAS NEIS DE BUCARAMANGA

DEFINICION

Se propone aquí el nombre Neis de Bucaramanga para una secuencia estratificada de rocas metasedimentarias de alto grado metamórfico que consisten principalmente de paraneis pelítico, semi-pelítico y arenáceo; esquistos y cantidades subordinadas de neis calcáreo, mármol, neis hornbléndico y anfíbolita. El Neis de Bucaramanga también incluye zonas de migmatita de dos tipos: una en la cual el paraneis está mezclado con rocas granítica néisica y otra, donde ambos es-

tán cortados por muchas masas pequeñas de granito no foliado de edad mucho más joven. Se considera como localidad tipo el frente montañoso justamente al este de la ciudad de Bucaramanga.

DISTRIBUCION

El Neis de Bucaramanga aflora en tres fajas en la mitad sur de la Zona III. La más occidental, llamada aquí la faja de Bucaramanga, está al este de la falla del mismo nombre, en la vecindad de la ciudad. Se extiende hacia el norte, con una ancha zona de contacto, hasta el Batolito de Rionegro. Hacia el noreste, está cubierta por las rocas metamórficas de grado más bajo de la Formación Silgará. El lado oriental, está limitado por el Batolito de Santa Bárbara y termina en punta hacia el sur entre este batolito y la Falla de Bucaramanga en el área de Cepitá, donde aparece al oeste de la misma falla. Más al sur, en I-13, el neis aflora en alargados y delgados techos pendientes colmados de diques a lo largo del borde este del Batolito de Mogotes.

La segunda faja del Neis de Bucaramanga, llamada aquí central, se extiende desde el área de Berlín, en la parte norte de H-13 hacia el norte, más allá de la zona cartografiada; y desde el área California-Cachirí hasta el área de Morro Nevado, al oeste de Mutiscua. Hacia el oeste, está cubierta por rocas sedimentarias del Mesozoico y del Cretáceo. Hacia el este y sur, cubierto por las rocas de más bajo grado de la Formación Silgará. En el área de Tona, esta faja está separada de la de Bucaramanga hacia el suroeste, por intrusiones más jóvenes, por la cubierta sedimentaria suprayacente, por ortoneis y por rocas de grado ligeramente más bajo de la Formación Silgará.

La tercera y más pequeña faja del Neis de Bucaramanga, aquí llamada oriental, tiene rumbo norte cerca del borde este del área cartografiada en el Cuadrángulo H-13, cerca a Chitagá y al sur de Pamplona. Aquí el neis ocurre en bloques fallados y separados.

DESCRIPCION

Los tipos de roca en las 3 fajas del Neis de Bucaramanga son más o menos semejantes, aunque difieren en su proporción. El neis en la faja de Bucaramanga está bien expuesto a lo largo de la carretera Bucaramanga-Pamplona y en la de Bucaramanga-Suratá. El neis consiste en meta-pelitas, semi-pelitas y meta-areniscas intercaladas con capas delgadas locales de rocas calcosilicatadas y mármol. El neis hornbléndico y la anfíbolita están subordinados y restringidos a zonas cercanas a los horizontes calcosilicatados. La estratigrafía detallada del neis no fué establecida. La magnitud de la estratificación en el paraneis varía ampliamente, pero la estratificación composicional total es de unos centímetros a pocos metros de gruesos.

Capas de esquistos y neis pelítico alternan con estratos de meta-arenita y zonas más amplias principalmente pelíticas o arenáceas, alternan entre sí. El neis pelítico contiene sillimanita y cordierita. Las meta-arenitas son principalmente neis de biotita-feldespato-cuarzo y cantidades menores de cuarcita biotítica con delgadas separaciones micáceas que contienen sillimanita. Capas delgadas de cuarcita gris ocurren esparcidas en las zonas arenáceas. Una banda de roca con epidota-anfibol en el neis situado al este de Bucaramanga, puede trazarse hacia el sur hasta donde está cortada por la Falla de Bucaramanga, entre Bucaramanga y Piedecuesta. Esta banda puede coincidir con una angosta zona de mármol y de rocas calcosilicatadas que llevan diópsido, expuestas en el risco entre los ríos Suratá y Tona. Afloran también capas de anfíbolita y roca calcosilicatada hacia el norte a lo largo de las pendientes sobre el lado oeste del río Suratá. Se observó el mármol en un sitio cercano a Jaboncillo, aproximadamente en la proyección norte de la roca, con epidota y anfíbol. La anfíbolita y las rocas calcosilicatadas pueden ser un horizonte guía, pero no fueron sistemáticamente delineadas durante la cartografía del Inventario.

Las zonas de migmatita que contienen paraneis mezclado con neis augen y neis granítico son abundantes en el Neis de Bucaramanga adyacente al Plutón de La Corcova, pero estas rocas están profundamente meteorizadas. Neis lit-par-lit y zonas no cartografiadas de neis augen en paraneis, están expuestas en la carretera de Los Curos a Guaca, entre el Plutón de La Corcova y el Batolito de Santa Bárbara. Neis migmatítico lit-par-lit con afinidad de meta-arenita puede verse en buenos afloramientos en la confluencia de los ríos Tona y Suratá. Las zonas con ortoneis son menos abundantes al norte de Bucaramanga. Las capas granitoides en el neis lit-par-lit, son neis augen con biotita o neis cuarzomonzónico con biotita, de grano fino a medio y de color gris claro. Las zonas donde los diques son masas pequeñas de cuarzomonzonita o granodiorita de La Corcova, poco abundantes, se muestran por un modelo achurado en el mapa (Plancha I).

La faja central del Neis de Bucaramanga del área de Berlín-California-Cachirí, contiene rocas semejantes y está mucho mejor expuesta. Buenos afloramientos fácilmente accesibles están en la carretera de Berlín a Vetas y en el páramo adyacente. Excelentes afloramientos, pero más bien inaccesibles, se encuentran en gran parte del terreno montañoso al norte de Vetas y al este de Cachirí donde los afloramientos fueron suficientemente buenos para mostrar neis arenáceo, neis pelítico y neis hornbléndico, respectivamente, predominan en zonas sucesivas de oeste a este. Predominan los buzamientos hacia el oeste, sugiriendo que, si la sección no está invertida, el neis hornbléndico es estratigráficamente el tipo

de roca más bajo. Sin embargo, el neis pelítico reaparece sobre el lado oriental de la faja, cerca del ortoneis. Posiblemente la secuencia está plegada. La distribución de los tipos de roca hacia el sur, en las áreas de California y Vetas, es mucho más clara.

Los tipos de roca en la faja central son semejantes a los de la de Bucaramanga, excepto que neis más hornbléndico se encuentra, generalmente en capas delgadas intercaladas con otras de diferente composición. Las rocas predominantes son cuarcita, neis de biotita-feldespatu-cuarzo, neis de sillimanita-biotita-cuarzo-feldespatu, con y sin neis de moscovita-cordierita-sillimanita-cuarzo-feldespatu con y sin neis de moscovita-hornblenda-biotita-cuarzo-plagioclasa, anfíbolita y capas granitoides de composiciones diferentes. Algunas de las capas con sillimanita y biotita son esquistosas.

La faja central contiene muchas masas pequeñas de ortoneis así como también áreas extensas de migmatita en las cuales la porción granítica es ortoneis. La mayoría del neis hornbléndico está especialmente relacionado a la migmatita. Si el neis hornbléndico es una unidad estratigráficamente inferior de esta parte de la faja, como se sugirió antes, la migmatita de la central, puede estar restringida a las rocas más bajas y más antiguas de ésta.

La dirección del neis es principalmente norte noroeste, pero sobre el lado oriental de la faja, al norte de Vetas, cambia a noreste. Hacia el este el neis está cubierto por rocas metasedimentarias de grado más bajo asignadas a la Formación Silgará.

En la faja oriental, las rocas no están muy bien expuestas y parecen ser de composición más limitada. Al este de Chitagá el tipo de roca dominante es neis estratificado de cordierita-sillimanita-biotita-cuarzo-feldespatu muy inyectado por pegmatita moscovítica presumiblemente relacionada al granito de Durania y por granito gris claro que se asemeja a la cuarzomonzonita de La Corcova. No se observó ningún ortoneis; sólo alguna anfíbolita al norte de Chitagá, sobre la carretera a Pamplona. Mármol cristalino de grano grueso aflora en la carretera Chitagá-Cácota. 3 km al sureste de Cápota, planchita 110-IV-A, G-11, NW. Al oeste de Pamplona, la faja pasa hacia el noroeste a ortoneis altamente cizallado y menores cantidades de paraneis. En el área de Morro Negro, el neis buza hacia y presumiblemente debajo de la Formación Silgará. Sin embargo, el granito de Durania separa las dos unidades.

El neis migmatítico contiene material granítico en forma lit-par-lit o de lentes irregulares. En algunos sitios remanentes de paraneis están preservados como mantos oscuros o lentes ricos en biotita y silicato de aluminio en roca cuarzo feldespática de color claro. La

textura del material granítico va de equigranular o inequigranular a pegmatítico, comúnmente en un mismo afloramiento. Las capas graníticas van desde neis augen a neis aplítico de color gris claro y a neis granítico equigranular hasta inequigranular débilmente foliado. Generalmente en estas rocas las capas y la foliación están plegadas en forma plástica.

Parte del material granítico es claramente introducido en fases que semejan grandes masas de ortoneis que tienen contactos relativamente definidos y discordantes. Otro material podría derivarse localmente, o ser en gran parte material recrystalizado y posiblemente movilizado dentro del paraneis de composición química original cercana a la del granito. Parte del neis, particularmente las meta-arenitas y las semi-pelitas impuras, tienen una textura granitoide pronunciada, aunque el carácter sedimentario estratificado de la roca es obvio. Estas rocas poseen un aspecto migmatítico donde están fuertemente plegadas y recrystalizadas. Parte del neis hornbléndico con apreciable feldespatu también tiene una apariencia migmatítica.

El conjunto del material granítico en el neis migmatítico parece haber sido introducido más bien que derivado de la simple recrystalización de la roca original, principalmente a causa de las desproporcionadas relaciones volumétricas. Material mucho más granítico que el que está presente pudo haber sido proporcionado por la sola roca original. Zonas grandes de neis granítico (ortoneis) pero no cartografiables son comunes en el Neis de Bucaramanga en algunas áreas, tales como las zonas migmatíticas que bordean la cuarzomonzonita de La Corcova en la faja de Bucaramanga (Cuadrángulo H-12).

Un tipo diferente de migmatita se forma donde el Neis de Bucaramanga está cortado por granito no foliado o por cuarzomonzonita. Este tipo de migmatita ocupa una zona al este de La Corcova, hacia el sur hasta Sevilla y al norte, hacia el río Suratá. Una migmatita semejante forma el neis al norte y noreste de California.

El Neis de Bucaramanga se deriva primariamente de rocas sedimentarias. Cuarcita y el neis rico en cuarzo representa meta-arenitas, la mayor parte de las cuales parecen haber sido sub-grawacas o grawacas con apreciable cantidad de feldespatu y mica detríticos. Los neis de biotita-cuarzo-feldespatu, con o sin moscovita y sillimanita, son semi-pelíticos. El neis de cuarzo-biotita-feldespatu, el de biotita-cordierita-cuarzo-feldespatu y el de biotita-cordierita-feldespatu-cuarzo con un alto contenido de este último, son transicionales en composición desde wacas a pelitas, representadas por neis de biotita-sillimanita-cordierita y neis de biotita-moscovita-sillimanita-cuarzo-feldespatu. La moscovita progredida puede o no estar presente, dependiendo

del grado de metamorfismo. Sin embargo, la moscovita secundaria derivada de silicatos de aluminio, es común. El feldespato normalmente es plagioclasa, pero algo de ortoclasa está presente en algunas rocas con sillimanita, cordierita sin moscovita y en capas graníticas en neis migmatítico. Parte del neis hornbléndico y de la anfíbolita contienen cuarzo y biotita en cantidades variables. Estos son probablemente paraneis; otro neis hornbléndico pobre en cuarzo puede ser de origen ígneo. El neis de silicato de calcio y el mármol son muy subordinados. Las capas con epidota-anfíbol, a causa de su poca cantidad de sodio y asociación con capas ricas en dióxido y mármol, se derivan probablemente de estratos calcáreos.

EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

El Neis de Bucaramanga encaja todas las rocas ígneas y meta-ígneas conocidas en la Zona III y parece, por lo menos en parte, infra-yacer la Formación Silgará. Esta es total o parcialmente, la unidad de roca más antigua de la zona. Una muestra de roca total de neis biotítico (ver IMN-33199, Tabla 1) de un corte en la carretera de Berlín a Vetas, dió una edad Rb/Sr, roca total de 680 ± 140 m.a. Esta muestra tiene un margen de error considerable y podría ser tan joven como el Cámbrico. Por otra parte, una edad más antigua puede haber sido variada por eventos subsiguientes. La hornblenda de una muestra de neis hornbléndico tomada cerca de Ocaña en el Neis de Bucaramanga, al oeste de la Falla de Bucaramanga, dió una edad potasio-argón de 945 ± 40 m.a. (IMN-12263, Tabla 2). Esta edad es claramente Precámbrico. Tschanz (comunicación escrita, 1968) cita una edad de 940 ± 34 m.a. de una granulita hornblendica del lado occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta. Otras edades precámbricas de la Sierra Nevada y de Venezuela occidental, sin embargo, están alrededor de 1.300 m.a. Granitos precámbricos en el río Guaviare de los Llanos Orientales de Colombia dan edades de unos 1.205 m.a. (Pinson y otros, 1962).

El Neis de Bucaramanga puede reflejar un ciclo de la orogenia del Precámbrico, tentativamente colocado alrededor de 940-945 m.a., que es más joven que el registrado al norte y al este.

El contacto del Neis de Bucaramanga con la suprayacente Formación Silgará no pudo ser determinado con certeza.

CORRELACION

El Neis de Bucaramanga probablemente corresponde al "Basamento" de Hea y Whitman (1960, p.354) y a la Serie Perijá de Sutton (1946), de la parte occidental de la Serranía de Perijá, Estado de Zulia, Venezuela. La descripción de la Serie Iglesias (Kundig, 1938) y del Neis Santo Domingo de los Andes de Mé-

rida por Sutton (1946), se asemeja a la del Neis de Bucaramanga. Posiblemente la Formación Sierra Nevada de Los Andes de Mérida (Bass y Shagam, 1960) es también equivalente, pero no se dispone de una descripción definitiva de esta unidad. Los datos radiométricos de la Formación Sierra Nevada (Bass y Shagam, 1960, p. 381) indican que la edad de esta formación podría ser Paleozoico Inferior.

El basamento de la Serranía de La Macarena, al este de la Cordillera Oriental y el relacionado Macizo de Garzón de la misma cordillera, en Colombia Central, son probablemente del Precámbrico (Gansser, 1954). Otras rocas precámbricas con determinaciones de edad equivalente, ocurren en la Sierra Nevada de Santa Marta (Tschanz y Cruz, comunicación escrita, 1968).

FORMACION SILGARA

DEFINICION

La Formación Silgará es una secuencia de rocas clásticas metamorfoseadas, típicamente delgada y cíclicamente estratificadas, que consta de pizarra, filita, meta-limolita, meta-arenisca impura, meta-waca y meta-waca guijarrosa con menos cantidades de pizarra y filita calcárea. La formación toma el nombre de la quebrada Silgará, en la parte noreste del Cuadrángulo H-12, al sur del río Cachirí, donde gran parte de la formación está bien expuesta a lo largo de una faja de 15 km de ancho. A pesar de que la base del Silgará no ha sido establecida con certeza, la Formación Silgará parece suprayacer el Neis de Bucaramanga.

DISTRIBUCION

Los afloramientos más extensos de la Formación Silgará están en una faja difícilmente accesible que se extiende desde el sur de Matanzas en el Cuadrángulo H-12, hacia el norte más allá de los límites de éste, al noroeste de Cachirí. Esta faja incluye el área tipo de la formación. Muchas de las rocas pueden verse a lo largo de un camino paralelo y al sur del río Cachirí, desde esta población hacia el oeste, hasta el Batolito de Rionegro.

Una segunda faja extensa pero más angosta del Silgará, está al oeste de la Falla de Bucaramanga, desde cerca de Piedecuesta al sur hasta Aratoca, en H-12, I-12 e I-13. Estas rocas están relativamente bien expuestas a lo largo de la carretera Bucaramanga - San Gil al sur de Pescadero y en parte de la que conduce de Los Curos a Los Santos.

Otra área de la Formación Silgará, que envuelve parcialmente ortoneis y el Neis de Bucaramanga, se extiende desde el sur de Berlín hacia el norte, pasando por el área Silos-Berlín, por Mutiscua, hasta más allá de los límites del mapa geológico. El Silgará ocurre también en bloques fallados hacia el este en una faja al noroeste, oeste y suroeste de Pam-

plona, donde está invadido por ortoneis y granito de Durania.

Afloramientos aislados de la Formación Silgará aparecen hacia el sur en I-12 e I-13 entre el Batolito de Mogotes y las suprayacentes rocas sedimentarias del Devónico y del Mesozoico, tan al sur como el área de Mogotes.

La Formación Silgará también aflora debajo de la Formación Floresta al este de la Falla de Bucaramanga, desde Covarachía hasta el área de San Andrés, I-13, H-13 y hacia el norte hasta el área de Berlin, en H-13.

ESPESOR

El espesor de la Formación Silgará no puede ser determinado en el área tipo. La sección se halla incompleta porque esta faja se encuentra limitada por el Batolito de Rionegro al oeste y por la discordante y suprayacente Formación Girón o por la Falla de Suratá, al este. Más al sur, en el contacto con el Neis de Bucaramanga, gran parte de la sección está cortada por la Falla de Suratá, al este. La fuerte foliación en los afloramientos a lo largo de la quebrada Silgará y en las quebradas al este a través de la faja de 15 km de ancho del área tipo, está en zonas que alternadamente buzán al este y al oeste, relación que sugiere apreciable plegamiento. La foliación es quizá en parte de plano axial o de clivaje pizarroso y puede no representar la posición de la estratificación. El espesor estratigráfico puede por consiguiente, ser mucho menos que los 15 km de ancho de la faja.

Una sección estratigráfica incompleta se midió a lo largo de la carretera Bucaramanga-San Gil, entre Pescadero y Aratoca (fig. 3). Está cortada en el extremo norte por el granito de Pescadero y en el sur, el Silgará está muy fallado y oscurecido por discordantes y suprayacentes rocas sedimentarias del Mesozoico. La sección buza generalmente hacia el sur, pero está muy plegada. Sin embargo, haciendo salvedad de las fallas y pliegues observados, el espesor aproximado de la sección fallada y plegada, desde Pescadero hasta el área de la Mesa de San Pedro, es de 3.700 m. Al sur del área de la Mesa de San Pedro, se estudiaron unos 700 m de sección, pero no quedó definido cómo se correlaciona con la parte norte. Es posible que existan rocas de la Formación Floresta del Devónico, en la parte superior de la sección cerca de Aratoca.

Otras secciones de la Formación Silgará o son más fragmentarias o están menos cuidadosamente cartografiadas, que las de la quebrada Silgará o Pescadero-Aratoca.

Quebrada Silgará

En el área de la quebrada Silgará las rocas son pizarra, filita, meta-limolita, cuarcita de grano fino, de color verde oscuro, gris verdoso y gris y meta-waca marrón a gris. Todas

están dentro de la facies del esquisto verde del metamorfismo regional. La estratificación es típicamente laminar a delgada y cíclica, particularmente en las rocas de grano fino. En algunas cuarcitas; por ejemplo, las láminas oscuras son de unos 0.5 mm de grueso y los estratos silíceos grises alternantes son de 2 a 3 mm. Los estratos de meta-waca son más gruesos, pero raramente exceden un metro; una secuencia de estratos de meta-waca con intercalaciones filíticas puede alcanzar mayor espesor. La estratificación gradada es común en la meta-waca y las bases de los estratos son conglomeráticas.

Las filitas del área de la quebrada Silgará son típicamente cuarcíticas. En orden creciente de abundancia, están compuestas de clorita, sericita y cuarzo. En la meta-limolita y meta-limolita-filítica, el cuarzo usualmente excede el 50 %, la plagioclasa oscila alrededor de 5 a 10 % y el resto, es moscovita y clorita, con moscovita 5 a 10 veces más abundante que la clorita. Las rocas más pelíticas contienen cerca de 25 % de cuarzo y de 75 % de moscovita y clorita con algo de biotita. La moscovita nuevamente es normalmente mucho más abundante que la clorita. La filita gráfica está compuesta de cuarzo y moscovita, trazas de clorita, y grafito de grano fino uniformemente distribuido. Alguna filita contiene pequeños porfiroblastos de clorita y magnetita. Los porfiroblastos de magnetita son relativamente abundantes en filita cuarzo moscovita pobre en clorita o libre de ella.

Alguna filita gris verdosa contiene láminas de calcita; pero ningún estrato definido de caliza o mármol se observó en esta área. Pizarra gráfica gris oscura a negra con piritita se encuentra en algunos sitios. Filita cuarzo sericítica clara a gris verdoso claro, está presente en otros. Alguna meta-limolita filítica blanca con cuarzo y sericita muestra poco metamorfismo aparente en afloramiento; pero la fábrica metamórfica es clara en sección delgada.

Las láminas oscuras en la cuarcita delgadamente laminada son ricas en sericita, clorita, magnetita y biotita. La serie de minerales pesados en cuarcitas, meta-arenisca y meta-limolita consisten de turmalina, apatito, esfena, zircón, allanita (rara) y rutilo. Turmalina y zircón son las más abundantes. La turmalina verde azulosa es característica en todas las fajas de la Formación Silgará.

En la meta-waca, los fragmentos de cuarzo en forma de gravas y guijarros, comunmente exceden el 50 % de la roca. Los fragmentos de plagioclasa y feldespato de potasio también forman un componente apreciable. La biotita, la clorita y la moscovita, ocurren en la matriz y en parte pueden ser detríticas. Las meta-limolitas y las meta-areniscas de grano fino contienen pequeños fragmentos de feldespato potásico blanco así como también,

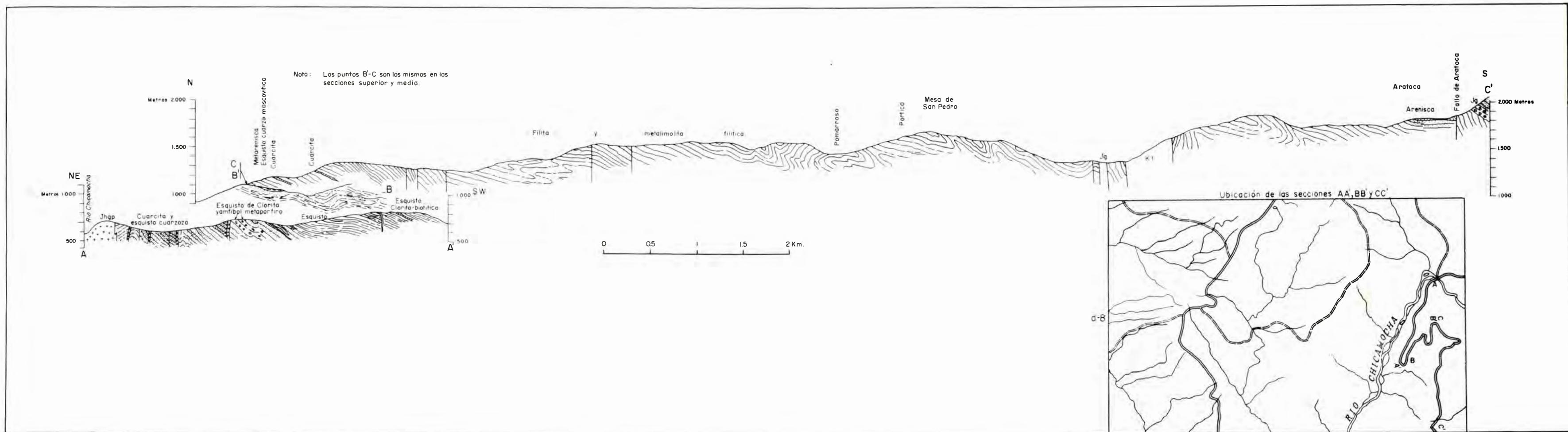


Figura 3- Secciones paralelas a la carretera de Pescadero a Aratoca, Santander Colombia

guijos de cuarzo de color gris azulado. Algunas meta-limolitas cloríticas no contienen ninguna moscovita; su composición es aproximadamente: 50% de cuarzo, 10% de clorita, 35% de feldespato y pequeñas cantidades de minerales opacos. Los estratos de meta-waca forman alrededor del 10% de la sección en el área de la quebrada Silgará.

El grado de metamorfismo en la faja del Silgará aumenta hacia el sur. Los estratos arenáceos muestran poco cambio con este aumento del metamorfismo, pero los más pelíticos son cambiados a filita porfiroblástica y esquistos. Los porfiroblastos en la filita son andalucita, cordierita; sillimanita como fibrolita, está presente cerca del contacto con el Neis de Bucaramanga. Al este del río Suratá los esquistos son de grano grueso y no porfiroblásticos. Ninguna estaurolita se observó en la zona del Silgará y trazas de granate se encuentran presentes únicamente en la parte sur. Se observó una capa de mármol de unos 2 m de espesor debajo de una gruesa sección de meta-arenisca en el área al suroeste de Matanzas.

Al este de la Falla Suratá-Matanzas, al sur de Matanzas, hay una gruesa sección con intercalaciones de meta-waca y esquistos de biotita-moscovita, de grano grueso, está localmente inyectada por ortoneis. Estas rocas pueden estar cerca de la base de la sección Silgará. Están bien expuestas a lo largo de la carretera de Bucaramanga a Suratá, 10 a 12 km al sur de Matanzas, al este del río Suratá.

Faja Piedecuesta - Aratoca

Las rocas de la faja Piedecuesta - Aratoca, son semejantes a las de la quebrada Silgará, excepto que los estratos de meta-waca, están ausentes. El metamorfismo en ésta, va desde la facies del esquistos verde a la más baja de la anfibolita (grado de la estaurolita). El granate y la estaurolita son relativamente comunes, en contraste con su ausencia en la faja del Silgará, lo que sugiere condiciones diferentes de metamorfismo entre las dos áreas. El grado de éste en la faja Piedecuesta-Aratoca, parece ser más bajo cerca de Aratoca.

La sección estratigráfica antes mencionada, a lo largo de la carretera de Pescadero a Aratoca, es ilustrativa de gran parte de la roca en esta faja (fig. 3). El sector más bajo de la sección (sección AA') es principalmente cuarcita de estratificación delgada a laminada, gris verdosa a gris marrón, con pequeñas cantidades de esquistos de cuarzo y mica. Estas rocas están intruídas por muchos diques del granito de Pescadero. Una zona de meta-pórfido ocurre en la parte superior de estos estratos. Al sur la sección es más pelítica. Las rocas son principalmente esquistos cuarzo micáceo con algún granate y estaurolita. Estratos menores de esquistos anfibólico verde a negro y esquistos clorítico

están presentes cerca de B'. El esquistos anfibolítico consiste de un 70% de hornblenda-tremolítica y 25% de plagioclasa saussuritizada, con cantidades menores de biotita, epidota y apatito. La sección BB' continúa arriba y atrás, hacia el norte. Aquí las rocas están estratigráficamente encima de aquellas de la sección AA'. En la sección BB' las rocas son principalmente intercalaciones de esquistos micáceo y meta arenisca, que se vuelven más moscovíticas y cuarzosas hacia B y el comienzo de la sección CC' en la próxima gran curva de la carretera. En la parte más baja de la sección BB' hay estratos delgados de "pseudo diorita", roca porfiroblástica portadora de hornblenda que representa estratos arcillo-calcáreos metamorfoseados. En el comienzo de la sección CC' y continuando por un kilómetro a lo largo de la carretera hay estratos abundantes de cuarcita blanca limpia y esquistos moscovítico plateado. Estratigráficamente encima de estas rocas, va una sección monótona de filita limosa gris verdosa, meta-limolita filítica y menores cantidades de meta-arenisca de grano fino, estratificación delgada a laminar, con estratificaciones cruzada y gradada, con brechas intraformacionales y estructuras de desplome en pequeña escala. Estas rocas continúan en el área de la Mesa de San Pedro. La parte superior de la sección, desde la zona de la Mesa de San Pedro al sur, es menos clara a causa de plegamiento y fallamiento. Filita gráfita negra cerca de esta mesa, está limitada aparentemente por fallas. Cerca de Aratoca, el grado de metamorfismo es menor, pero las rocas son semejantes a las del norte, excepto por la presencia de arenisca color canela y un conglomerado de grano fino que aflora en la carretera, en frente de Aratoca. La arenisca puede pertenecer a la Formación Floresta.

Una roca esquistosa gris oscura (metapórfido en la sección AA') con megacristales de feldespato bastante uniformes hasta de 3 mm de largo, es un meta-pórfido traqui-andesítico (?) consistente en racimos de plagioclasa y megacristales individuales, megacristales raros de hornblenda y una matriz de biotita de grano fino y plagioclasa, y minerales accesorios de apatito, epidota, allanita y rutilo. Una roca similar, pero de grano más grueso está presente en el Silgará, al sur de Matanzas (109-IV-D, A-8, NW).

La Formación Silgará observada al oeste y al norte de Pescadero, es semejante a la sección Pescadero - Aratoca a lo largo de la carretera antes descrita. Esquistos con granate y estaurolita de color plateado, subyace las rocas mesozoicas que coronan la Mesa de Los Santos. Estratos delgados de meta-waca fueron observados cerca del contacto con el granito de Pescadero en la carretera de Los Curos cerca a la Mesa de Los Santos.

Rocas de la faja Piedecuesta - Aratoca en

I-12 e I-13 y hacia el sur en el área de Mogotes, son parecidas a las descritas antes. Cerca de Mogotes, estratos de meta-waca se encuen tran nuevamente como en la faja de Silgará. Al este de Mogotes, hacia Onzaga, el grado de metamorfismo es otra vez más bajo y las rocas no son claramente distinguibles de la suprayacente Formación Floresta, que está ligeramente metamorfoseada en esta área. Es posible que parte del área cartografiada como Formación Silgará haya sido confundida con la Formación Floresta.

En la parte este de I-13, cerca de Covarachía, filita gris verdosa debajo de la Formación Floresta, está interestratificada con ortoneis; pero es demasiado delgada para mostrarla en el mapa. Más al norte, cerca de San Andrés y Guaca, el Silgará es de grado metamórfico medio y más fácilmente distinguible de la suprayacente Formación Floresta, de grado metamórfico bajo.

Faja Pamplona - Chitagá

En esta faja, la Formación Silgará consiste principalmente de esquistos micáceos con intercalaciones menores de meta-arenisca y meta-waca. Las rocas son de grado metamórfico medio a alto y parecidas a la Formación Silgará del área al sur de Matanzas. En el área de Cácuta, la Formación Silgará parece cubrir el Neis de Bucaramanga, aunque las rocas están separadas por ortoneis y granito de Durania.

Al este de Chitagá, en las planchitas 110-IV-C y 121-II-A, neis estratificado con cordierita y sillimanita del Neis de Bucaramanga está cubierto por esquistos sillimaníticos con menor cantidad de cuarcita. Un intervalo de cuarcita micácea en la base del esquistos forma un escarpe notorio. Esta cuarcita puede ser la base de la Formación Silgará, y ha sido cartografiada como tal en esta parte del Cuadrángulo H-13. La misma secuencia del esquistos, cuarcita y neis cordierítico, fué observada al norte de Berlín, al sur del Volcán Amarillo, 110-III-A, G-11, SW.

Área de Berlín - Silos - Mutiscua

La Formación Silgará del área Berlín-Silos-Mutiscua, se asemeja a la sección Pescadero-Aratoca con excepción de la presencia de estratos carbonatados; pero parece ser una parte diferente de la formación que se observa, al este, en la faja de Pamplona. Las rocas son cuarcitas y en menor cantidad conglomerado de cantos rodados de cuarzo, esquistos cuarzo moscovítico plateado a gris claro con granate, estaurólita o sillimanita, esquistos gris con granate-biotita-moscovita y cantidades menores de estratos calco silicatados, mármol gris oscuro y mármol estratificado blanco a gris claro hasta rosado y verde.

En el área de Mutiscua, el Silgará parece estar en un sinclinal que se hunde hacia el norte y cuyo limbo oriental, ha sido cortado

cerca del plano axial por una falla a lo largo del valle. Hacia el oeste de Mutiscua se descende aparentemente en la sección sobre el flanco oeste desde capas intercaladas de mármol blanco, gris y ante y esquistos de cuarzo y mica, pasando por una sección gruesa de esquistos micáceos, a cuarcita bastante pura y metaconglomerado con guijos de cuarzo. En algunos sitios el esquistos micáceo parece infrayacer a la cuarcita posiblemente en discordancia; pero esto no se pudo comprobar en el campo. La cuarcita o el micaesquistos infrayacente generalmente yace sobre ortoneis, relación observada en muchas travesías en el área Berlín - Silos - Mutiscua. Este contacto limita en el este la mayor parte de la masa de ortoneis que se extiende desde el río Caraba hacia el norte, sigue la nariz norte de esta masa y aparece nuevamente sobre el lado norte de la cuña de ortoneis al sureste de Morro Nevado. De la evidencia de unas pocas travesías, parece probable que la cuarcita está presente también en los lados sur y este de la gran masa de ortoneis al noreste de Morro Nevado. La cuarcita y el metaconglomerado en el grado de metamorfismo de la sillimanita, aflora sobre los lados norte y oeste del río Caraba, en la masa de ortoneis en el área del mismo. Estas rocas están expuestas sobre la carretera Bucaramanga-Pamplona, al norte del río Caraba.

Cuarcita y conglomerado con guijos de cuarzo se hallan también en la Loma Palencia al sur de Berlín. Desafortunadamente, el Batolito de Santa Bárbara casi encierra estos afloramientos, de modo que su relación espacial con el ortoneis no puede ser comprobada en estas áreas. Cuarcita blanca está presente en esquistos a lo largo de la carretera a Pamplona, al este de Berlín y cuarcita, ocurre a lo largo del borde sur del ortoneis al noreste de la misma ubicación. Repliegues de aparentemente la misma cuarcita están presentes dentro del ortoneis, inmediatamente al norte. Cuarcita similar aflora en el área de Vetas-California, todavía más al norte. Sin embargo, ninguna cuarcita o metaconglomerado, se observó cerca del contacto del Silgará con el ortoneis en el río Caraba, al oeste de Silos, o a lo largo del lado sur de esta masa.

Una cartografía cuidadosa probablemente revelaría la significación estratigráfica de esta cuarcita y metaconglomerado. Al comienzo de la cartografía se pensó que la cuarcita, el metaconglomerado y el esquistos infrayacente, representaban la base de la secuencia sedimentaria más joven que el ortoneis. Sin embargo, se comprobó que estas rocas no estaban siempre presentes cerca del ortoneis y además, que en algunos sitios éste era intrusivo en metasedimentos de los cuales la cuarcita parecía ser una parte. Sin embargo, pueden encontrarse ortoneises de dos edades diferentes.

La cuarcita y el metaconglomerado es posi-

ble que marquen la base de la Formación Silgará. El esquistos y el neis inferiores, son tal vez cuarcitas más antiguas; pueden todos pertenecer al Neis de Bucaramanga. Sin embargo, en la faja del Silgará y en el área al sur de Matanzas, no se observó ninguna cuarcita ni meta-conglomerado equivalentes a la cuarcita o al meta-conglomerado del área de Silos-Mutiscua. La cuarcita blanca de la sección Pescadero-Aratoca, parece estar dentro de la Formación Silgará.

Al sur de Berlín, en el Cuadrángulo H-13, la secuencia es algo semejante a la de Mutiscua. Al oeste del mármol fosilífero y de la cuarcita estéril de la Formación Floresta, hay una secuencia gruesa de filita limosa, verde gris, que pasa hacia el oeste a esquistos cuarzo moscovítico gris claro a blanco plateado y cuarcita intercalada. Hacia el contacto con el ortoneis del Alto El Purgatorio, hay filitas negras gráficas y granatíferas que contienen, en la parte inferior, mármol y cuarcita intercalados y de estratificación delgada, observados solamente en bloques sueltos. El contacto con el ortoneis no está expuesto. La lineación en el ortoneis infrayacente y los ejes de plegamiento de la filita tienen actitudes parecidas, sugiriendo probable deformación sincrónica. Aquí el tope de la Formación Silgará ha sido dibujado algo arbitrariamente hacia el oeste del mármol fosilífero y de la cuarcita asociada.

RELACION DE LA FORMACION SILGARA AL NEIS DE BUCARAMANGA

Existe una diferencia en la litología general entre la Formación Silgará y el Neis de Bucaramanga. La Formación Silgará tiende a ser más cuarcítica y de estratificación delgada a laminada con abundantes filitas limosas ricas en cuarzo, filitas cuarzo moscovíticas pobres en biotita y esquistos, particularmente en la parte superior. El Neis de Bucaramanga, por otra parte, es de estratificación más gruesa y contiene rocas abundantes en biotita y hornblenda. Sin embargo, entre las dos formaciones existe gran semejanza en los tipos de roca, particularmente en lo que pueda ser la parte inferior del Silgará, y no se encontró ningún horizonte distintivo persistente que indique un quebre estratigráfico cartografiable que marque el límite entre estas dos.

Las actitudes estructurales sugieren que la Formación Silgará descansa sobre el Neis de Bucaramanga, pero no está claro en todas partes y probablemente es necesaria una cartografía más detallada de estas áreas. Por ejemplo, en el distrito de Paujil, Cuadrángulo H-12, 3-d, al norte de Bucaramanga, meta-wacas del Silgará pueden seguirse a lo largo del rumbo en el Neis de Bucaramanga sin ninguna ruptura visible. Al este de Mutiscua, cuarcita y esquistos posiblemente de la base del Silgará, parecen pasar al oeste a paraneis

altamente metamorfoseado del Neis de Bucaramanga. Cuarcita y meta-pelita ocurren en ambos lados del ortoneis en el área de la Quebrada Los Salados - Quebrada Grande, Cuadrángulo H-13. Sin embargo, esto podría ser coincidencia, porque las rocas al este y encima de la cuarcita parecen una secuencia diferente de las rocas al oeste de la misma. Por ejemplo, capas de mármol presentes al este no se observaron al oeste.

El trazo del contacto coincide más exactamente con la isógrada. Secuencias de rocas de estratificación delgada, que contienen apreciable cantidad de cuarcita y meta-limolita cuarcítica, se asignan a la Formación Silgará y secuencias de rocas con meta-pelitas de estratificación gruesa y meta-arenitas, al Neis de Bucaramanga. Los primeros son típicos del grado bajo y medio y los últimos, del grado alto de metamorfismo.

Algunas de las meta-arenitas de grado medio y esquistos cartografiados como parte de la sección inferior del Silgará, por ejemplo al sur de Matanzas, son de estratificación más gruesa y litológicamente semejantes a los paraneis de alto grado del Neis de Bucaramanga. Estas rocas pueden ser Neis de Bucaramanga y el límite entre la Formación Silgará y el Neis de Bucaramanga, estar en un horizonte alto. Es posible también que este Neis represente la parte inferior y más metamorfoseada de una sola serie sedimentaria cuya parte superior y menos metamorfoseada es la Formación Silgará. El modelo de las isógradas podría dar apoyo a esta interpretación. Sin embargo, en la mayoría de los sitios donde el Neis de Bucaramanga y la Formación Silgará están separados por intrusión ígnea o fallas, las dos unidades pueden en general, distinguirse en base a su estratificación.

Edad y Correlación

Cerca de Floresta, Departamento de Boyacá, al sur del área cartografiada, la Formación Floresta sin metamorfosear, contiene fósiles del Devónico Medio y descansa discordantemente sobre rocas metasedimentarias semejantes a las de la Formación Silgará. Relaciones parecidas se observaron en el área de Mogotes y cerca de Covarachía. La Formación Silgará es, ciertamente, pre-Devónico Medio y un período de metamorfismo regional, levantamiento y erosión, debe haber ocurrido entre el tiempo de depositación del Silgará y la acumulación de la Formación Floresta. Ortoneis cuya edad mínima basada en datos radiométricos es Ordoviciano (Tabla 1), intruye la parte inferior de la Formación Silgará, indicando que éste no es más joven que ordoviciano. A causa de la incierta relación estratigráfica en algunos lugares con el subyacente, Neis de Bucaramanga, no puede decirse de manera inequívoca que todo el Silgará cartografiado es más joven que el Neis de Bucaramanga. Los datos radiométricos del

[Analistas: R. A. Hildreth y W. T. Henderson]

[Goldsmith y otros, 1971]

[Constantes de declinación: $Rb^{87}: \lambda\beta = 1.39 \times 10^{-11} / \text{año}$]

[Ubicación de las muestras en el mapa del área mostrada en la Plancha I]

MUESTRA No.	UBICACION DE LA MUESTRA		FORMACION O CUERPO INTRUSIVO	Rb	Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}^*	SR ⁸⁷ RADIOGENICO Sr ⁸⁷ TOTAL	EDAD Rb-Sr ^{1/2} (m.a.)
	LATITUD	LONGITUD		(ppm)	(ppm)				
IMN-12264	7°39'N.	73°16'W.	Granito Riebeckito	92.6	17.0	15.78	0.7406	0.048	160 ± 30
IMN-12256	7°15'N.	72°48'W.	Granito néisico (ortoneis)	190	90.2	6.13	0.7433	0.052	√ 450 ± 80
IMN-13199	7°16'N.	72°54'W.	Neis biotítico (Neis Bucaramanga)	186	152.0	3.54	0.7387	0.046	√ 680 ± 140

UBICACION DETALLADA DE MUESTRAS:

IMN-12264	Granito riebeckito, Departamento de Santander; canto rodado cerca al afloramiento, río Cáchira; Planchita 97-III-B, coordenadas E-12 NE, Cuadrángulo G-12.
IMN-12256	Granito néisico, Departamento de Norte de Santander; corte de la carretera quebrada El Picacho, Planchita 110-III-B, coordenadas H-4 NE, Cuadrángulo H-13.
IMN-13199	Neis biotítico (Neis Bucaramanga), Departamento de Santander; corte de carretera, Volcán Amarillo. Planchita 110-III-A, coordenadas G-11 SW, Cuadrángulo H-13.
IMN-10953	Riolita porfírica (área de Ocaña), Departamento de Norte de Santander; Planchita 76-III-D, coordenadas B-3, NW, Cuadrángulo F-12.
IMN-10894	Granodiorita porfírica, Batolito de Rionegro, Departamento de Santander; corazón de un canto rodado, carretera de Rionegro a Santa Cruz, Planchita 109 II-D, coordenadas F-4, Cuadrángulo H-12.
IMN-11547	Granito de Pescadero, Departamento de Santander, corte de la carretera a 41.7 km al sur de Bucaramanga, Planchita 121 III-C, coordenadas B-1, SW, Cuadrángulo H-13.
IMN-13201	Cuarzomonzonita, Batolito de Aguablanca, Departamento de Norte de Santander; canto rodado quebrada Aguablanca, Planchita 87-I-A, coordenadas J-13, SW, Cuadrángulo G-13.
IMN-10924	Cuarzomonzonita Santa Bárbara, Departamento de Santander; corte en la carretera 550 NW del BM 20707, Planchita 121-I-C, coordenadas J-5, SW, Cuadrángulo H-13.
IMN-11045	Cuarzomonzonita Santa Bárbara, Departamento de Santander, corte en la carretera quebrada La Judía, Planchita 121-III-A, coordenadas D-11, N, Cuadrángulo H-13.
IMN-13197	Cuarzomonzonita La Corcova, Departamento de Santander; cantera en la carretera Bucaramanga-Pamplona, 3 km al oeste de La Corcova, Planchita 109-IV-D, coordenadas J-8, Cuadrángulo H-12.
IMN-12255	Filita, Formación Silgará, Departamento de Santander, corte en la carretera, Planchita 121-IB, coordenadas D-3, NW, Cuadrángulo H-13.
IMN-12257	Filita, Formación Silgará, Departamento de Norte de Santander; corte en la carretera, Planchita 87-I-C, coordenadas c-2, 3, Cuadrángulo G-12.
IMN-13199	Paraneis biotítico, Neis Bucaramanga, Departamento de Santander; corte en la carretera Volcán Amarillo, Planchita 116-III-A, coordenadas G-11, SW, Cuadrángulo H-13 (ver Cuadro 1).
IMN-12262	Metadiorita, Departamento de Norte de Santander; corte de carretera, Planchita 76-III-A, coordenadas J-13, NW, Cuadrángulo F-12.
IMN-14362	Moscovita proveniente de pegmatita en el Neis Bucaramanga, Departamento de Norte de Santander; afloramiento en Canadá el Cardonal, Planchita 110-IV-C, Coordenadas G-10, Cuadrángulo H-13.
IMN-12263	Neis hornbléndico, Neis Bucaramanga (?), Departamento de Norte de Santander, corte en la carretera, Planchita 76-III-A coordenadas J-11, SE, Cuadrángulo F-12.

^{1/2} Potasio determinado con un fotómetro Perkin-Elmer de llama con patrón interno de litio. El valor del potasio inscrito es un promedio de dos o más análisis.

^{2/2} La separación de la biotita fue efectuada por Jaime Galvis y Milton Manrique.

^{3/2} La fracción de magnetita fue separada antes que la muestra fuese analizada.

^{4/2} Análisis efectuados por Isotopes, Inc. Westwood, N. J.

^{5/2} Análisis efectuados por Geochron Laboratories, Inc., Cambridge, Mass.

UBICACION, DATOS ANALITICOS Y EDADES CALCULADAS POR Rb-Sr EN MUESTRAS COMPLETAS COLECTADAS EN EL MACIZO DE SANTANDER, DEPARTAMENTOS DE SANTANDER Y NORTE DE SANTANDER, COLOMBIA

Neis de Bucaramanga corresponden al Precámbrico. La Formación Silgará se coloca tentativamente en el Paleozoico más bajo y es probablemente de edad equivalente al Ordoviciano o al Cámbrico.

Se han observado rocas de la Formación Silgará en varios lugares al norte del área cartografiada. Afloran al oeste de Durania, aparentemente continuas con la Formación Silgará al noroeste de Pamplona, en H-13 y en una faja en el lado occidental del Batolito de Aguablanca a través de la carretera de Sardinata a Ocaña, entre el Batolito y el Alto El Pozo (86-II-D, H-13, NW) y extendiéndose al sur hasta el área de Villa Caro. La Formación Silgará aflora con un grado metamórfico ligeramente más alto en una faja más al oeste a lo largo de la misma carretera en el área del río Tarra, al este de Abrego. La Formación Silgará de la faja de la quebrada Silgará, cerca de Cachirí continúa hacia el norte, más allá de los límites de la zona cartografiada, por lo menos tan lejos al norte como Cáchira, en el Cuadrángulo G-12. Pizarras posiblemente de la Formación Silgará, se observaron al este de la Falla de Bucaramanga cerca de Guamalito, Cuadrángulo F-12.

La Formación Silgará es equivalente quizá al Grupo Güejar de la Serranía de La Macarena descrito por Trumphy (1943, pp. 1281-1304). Sin embargo, este grupo, varía de no metamórfico a sólo ligeramente metamorfoseado y la sección es delgada. Hubach (1957, p. 162) cita espesores de 150 a 160 m sobre el lado oriental de La Macarena, pero dice que más al oeste se hallan 2.000 m del Güejar. El Grupo Güejar contiene fósiles del Cámbrico Superior y del Ordoviciano.

La Formación Silgará es probablemente equivalente al Grupo Quetame, que aflora en el área al este de Bogotá. El Quetame, según lo describe Campbell (1965), consta en parte o en su totalidad de estratos continentales ligeramente metamorfoseados y muy plegados, cubiertos discordantemente por estratos no metamorfoseados del Devónico Medio. Campbell estima en unos 2.750 m el espesor del Quetame.

En la cuenca de Barinas de Venezuela suroriental, la no fosilífera Formación Bella Vista y la suprayacente Formación Caparo, consideradas del Ordoviciano y del Cámbrico, tienen 3.000 m de espesor (Pierce, 1960, p. 217-221). La Formación Caparo es menos metamorfoseada y consiste de limolita ligeramente metamorfoseada, shale limoso y arenisca y contiene una fauna del Ordoviciano Medio (Leith, 1938, p. 337). La Formación Bella Vista, presenta metamorfismo de la facies de esquisto verde y consiste de esquistos, filitas y cuarcitas; su base no está expuesta pero se presume que se apoya sobre rocas metamórficas de grado más alto y edad más antigua en los adyacentes Andes de Mérida. En esta cordillera, los sistemas Ordoviciano y

Cámbrico están representados aparentemente por la Formación Sierra Nevada (Bass y Shagam, 1960). Un dato Rb/Sr en moscovita de esta formación, dió una edad de 410 m.a. (Bass y Shagam, 1960, p. 381).

La Formación Silgará es probablemente equivalente a meta-sedimentos no fosilíferos que son rocas de bajo grado de metamorfismo y yacen debajo de las no metamorfoseadas del Devónico en el flanco occidental de la Serranía de Perijá (Tschanz y Cruz, comunicación escrita, 1968; Trumphy, 1943; Radelli, 1962) y posiblemente parte de la Serie de Perijá de Sutton (1946) del flanco oriental de la misma. Hea y Whitman (1960, p. 354-355) restringen la Serie de Perijá a las rocas metamórficas de la facies del esquisto verde que suprayacen neises y esquisto de posible edad precámbrica (Serie de Perijá de Sutton). De acuerdo a su definición la Serie de Perijá, podría ser equivalente a la Formación Silgará; sin embargo, estos autores sugieren para las citadas rocas; una edad tentativa de Devónico Inferior.

ORTONEIS

DEFINICION

El neis cuarzo feldespático que vá en composición desde granito a tonalita, está ampliamente distribuido en las rocas metamórficas de alto y medio grado de metamorfismo de edad Pre-Devónico que forman el núcleo del macizo. Estas rocas son en general masivas, pero contienen tabiques de rocas metasedimentarias foliadas y cortinas delgadas de neis hornbléndico y anfibolita, algunas de las cuales parecen diques metamorfoseados. Solamente el neis diorítico fué cartografiado separadamente. El aspecto masivo de estas rocas, la falta general de estratificación excepto en escala total, la presencia de inclusiones endógenas en algunas y el hecho de que las composiciones correspondan a rocas magmáticas han conducido al uso del nombre *ortoneis* para estas rocas. Al sur de Matanzas y al oeste de Tona (cuadrángulos H-12 y H-13), el ortoneis forma silos y diques en las rocas de grado medio de la Formación Silgará.

Son evidentes dos estilos de emplazamiento del ortoneis. En uno, está íntimamente relacionado a migmatita, y consiste de masas no homogéneas que pasan a migmatita en la cual el neis aparece en tabiques y masas "como silos" de diferentes tamaños en paraneis de grado metamórfico alto. Este tipo es transicional con neis lit-par-lit que contiene cantidades casi iguales de paraneis y neis granitoide. Esta clase de ortoneis predomina y está bien manifiesta en el Páramo de Santurbán y en la extensa zona de migmatita que continúa hacia el norte y noreste, al borde norte del Cuadrángulo H-13. Área de migmatita con masas pequeñas de ortoneis fueron descritas

junto con el Neis de Bucaramanga.

El otro tipo de ortoneis forma las unidades grandes, descritas y cartografiadas. Estas tienen contactos bastante marcados, aunque en algunos sitios pueden pasar a migmatita, como lo hace la masa grande de ortoneis al noreste de Berlín. Este no está confinado a las rocas metamórficas de grado alto, sino que puede ocurrir en rocas de grado medio o aún en la facies del esquisto verde, por ejemplo, en el área de Onzaga, Cuadrángulo H-13.

El estilo de emplazamiento del ortoneis es probablemente función de la profundidad a la cual el emplazamiento o formación se verificó en la corteza. El ortoneis del área del Páramo de Santurbán es claramente una parte integral del complejo paraneis-ortoneis. Otras áreas de ortoneis, con excepción de las que forman migmatita, no son claramente parte de tal complejo. Entre más pequeña la masa su emplazamiento fué más alto y más tardío. Por consiguiente es probable que ortoneis con más de una edad esté presente en el macizo. Sin embargo, todo el ortoneis es claramente de edad pre-devónico; pero alguno puede ser más antiguo y otro más joven que la Formación Silgará. La sugerencia, que la cuarcita y el meta-conglomerado de la Formación Silgará podrían ser más jóvenes que algún ortoneis ha sido puesta de presente.

DISTRIBUCION

La distribución general del ortoneis se indica en la Figura 4. La mayor parte del ortoneis está en la porción norte del área cartografiada en el Cuadrángulo H-13 al suroeste, norte y noreste de Berlín. Cuñas angostas de ortoneis que se extienden al sur hasta la vecindad de Chitagá y Silos afloran en franjas falladas en una faja al oeste de Pamplona. Ortoneis aflora a lo largo del lado oriental de los batolitos de Santa Bárbara y Mogotes, hasta el extremo sur de la zona en la vecindad de Onzaga.

Las masas de ortoneis que afloran en la parte sur de la zona, al este de los batolitos, están intruídas y cortadas por granito más joven o parcialmente cubiertas por rocas sedimentarias o metasedimentarias más jóvenes, de modo que el tamaño actual de estas masas y sus contactos originales, son oscuros. En algunos sitios, sin embargo, parece que la naturaleza de sus contactos con las rocas meta-sedimentarias encajantes de grado medio y alto, es semejante a la observada en la parte norte del área cartografiada.

La presencia de zonas angostas de ortoneis que bordean el Batolito de Santa Bárbara en el área sur de Berlín, sugiere que el ortoneis fué bastante continuo con anterioridad a la intrusión de éste. La masa aislada de ortoneis cerca a Santa Bárbara, fué probablemente parte de la contigua a Tona anterior a la intrusión del batolito.

En algunos lugares durante la cartografía, rocas plutónicas cizalladas, más jóvenes, pueden haber sido confundidas con ortoneis. Sin embargo, el cizallamiento de las rocas plutónicas más jóvenes, está restringido a zonas angostas que tienen texturas cataclásticas pronunciadas, en tanto que el ortoneis, tiene una foliación de cristalización impuesta sin cataclasis evidente.

CONTACTOS

Los contactos de las masas grandes de ortoneis son concordantes en la mayoría de las localidades, con la foliación de la roca encajante. Esto puede verse claramente en el contacto del ortoneis con la Formación Silgará en el río Caraba al oeste de Silos y a lo largo de la carretera Bucaramanga-Pamplona debajo del Alto El Picacho, al oeste de Berlín, Cuadrángulo H-13. Cuerpos tabulares de ortoneis dentro de la Formación Silgará, en las áreas de Tona y río Suratá, tienen contactos que cortan suavemente las láminas de la roca encajante.

Alguna inyección de pegmatita y un ligero engrosamiento del tamaño del grano del esquisto en contacto con ortoneis es evidente en la confluencia del río Mataperros y la quebrada Pescadero, al este de Berlín, en el Cuadrángulo H-13. Al oeste de Silos en el río Caraba, la cantidad de pegmatita néisica y granito en esquisto y paraneis de la Formación Silgará, aumenta hacia el contacto con el ortoneis.

Al sureste de Covarachía, un silo de ortoneis con lineación ocurre en filita silíceas marcadamente cizallada de la Formación Silgará. La masa principal de ortoneis, por debajo, está completamente cizallada y ha sido convertida localmente a milonita laminada. El cizallamiento es posterior al emplazamiento del ortoneis y al metamorfismo de la Formación Silgará, pero es probablemente una fase dinámica final y localizada del metamorfismo. La Formación Floresta sin metamorfosarse, que está unos 50 m arriba, no muestra evidencia de deformación.

Las anteriores observaciones indican que algún ortoneis es por lo menos intrusivo en rocas tan jóvenes como la Formación Silgará y que éstas fueron metamorfosadas al mismo tiempo que las rocas que intruyeron. Se ignora si el emplazamiento ocurrió casi contemporáneamente con el metamorfismo o mucho más temprano. En la suposición de que el plutonismo y el metamorfismo regional son procesos correlacionados se presume que el ortoneis es sintectónico o casi contemporáneo con el metamorfismo regional de la Formación Silgará. Sin embargo, la evidencia no descarta la posibilidad de que algún ortoneis haya sido emplazado después del metamorfismo de la Formación Silgará y antes de la depositación de la Formación Floresta.

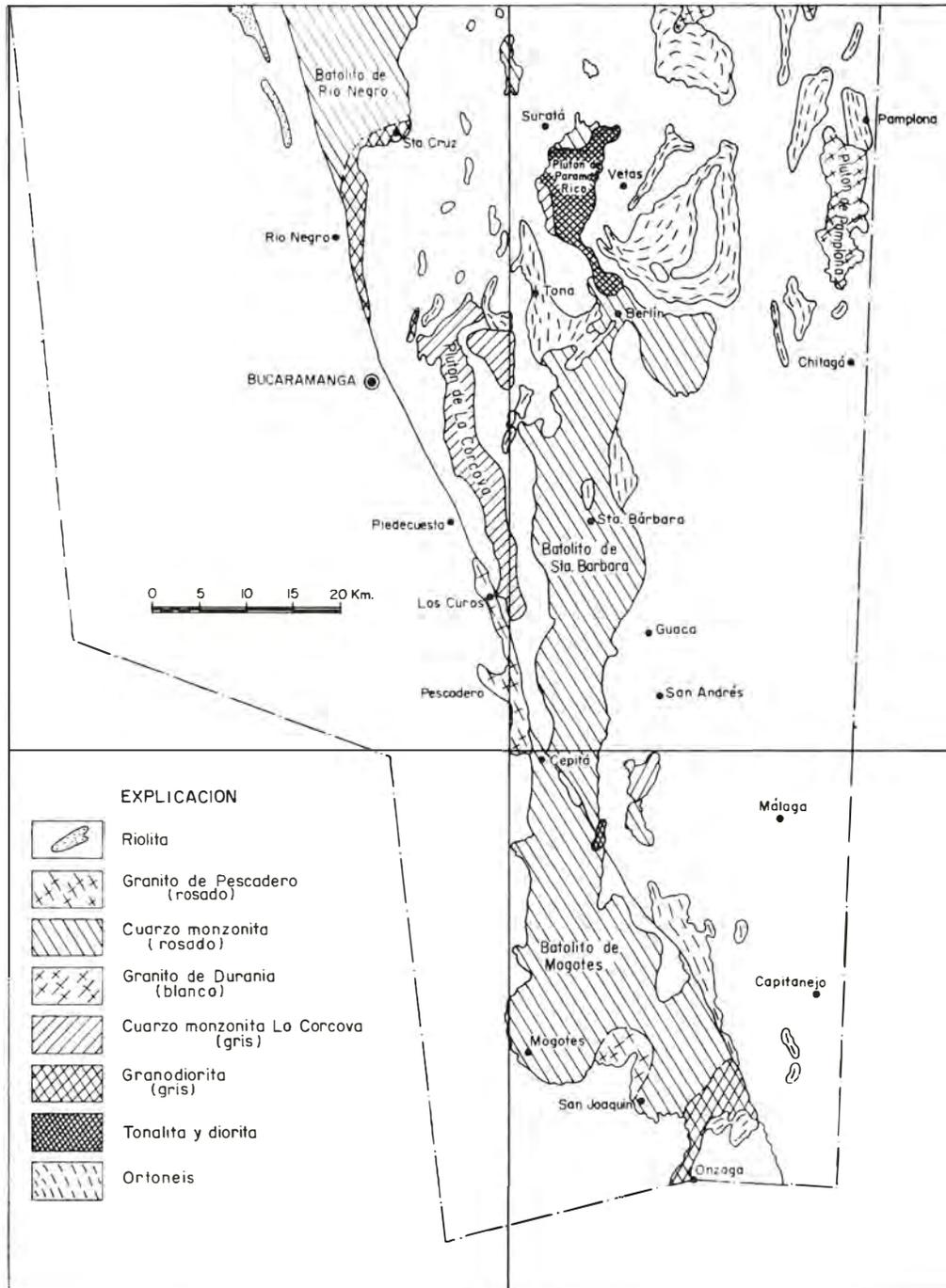


Figura 4– Distribución de las rocas ígneas en la mitad sur de la Zona III del Inventario Minero Nacional, Colombia

DESCRIPCION

El ortoneis exhibe una variación considerable de textura y de composición. Las rocas se reconocen principalmente por su composición cuarzo feldespática, su carácter no estratificado y su estructura néisica marcada; tiene generalmente lineación y foliación definidas. En algunos lugares predomina la lineación; en otros, la foliación. En composición, las rocas van desde granito a tonalita y diorita; predominan sin embargo, la cuarzomonzonita y la granodiorita. Los histogramas de los modos estimados en la Figura 5 indican la variación en composición. También muestran una distribución bimodal débil de la abundancia de plagioclasa, feldespato de potasio y moscovita.

Las diferentes clases de ortoneis no se separaron en la cartografía de campo y sus cantidades relativas se conocen sólo aproximadamente. Sin embargo, puede obtenerse una idea de éstas, de las descripciones que siguen.

El neis augen con biotita de grano grueso, compuesto de plagioclasa, cuarzo y biotita con ojos grandes de feldespato de potasio rosado, es la roca predominante en el lado oriental del Cuadrángulo H-13, al oeste de Pamplona. La cantidad de biotita difiere de un sitio a otro. El neis augen está también presente en la masa de ortoneis al noreste de Morro Nevado (fig. 4). También ocurre un tipo subordinado en la masa del río Caraba y en unos pocos lugares al sur del Alto El Picacho. Más al sur, en la faja del Neis de Bucaramanga que pasa hacia el sur a través de los ríos Manco y Umpalá, en la parte suroeste del Cuadrángulo H-13 y noroeste del Cuadrángulo I-13, contiene neis augen lit-par-lit. El neis augen también constituye parte del ortoneis a lo largo del lado oriental del Batolito de Santa Bárbara, en los cuadrángulos H-13 e I-13. Se observó cerca de Santa Bárbara y al este, oeste y sur de Molagavita. El neis "augen" está también presente en el Neis de Bucaramanga al oeste del río Suratá (Cuadrángulo H-12, Plancha 109-IV-D, b-7), aunque no se indica en el mapa.

El neis "flaser" biotítico, caracterizado por lentes pequeños a menudo planos, de feldespato y cuarzo colocados en una fábrica entre lazada de biotita, cuarzo y feldespato, es un tipo común; pasa a neis lineado hasta foliado con feldespato-cuarzo-biotita, en el cual la biotita es menos abundante y ocurre en cintas discontinuas. La composición es generalmente cuarzomonzonítica a granodiorítica. Estos neis son bastante comunes en la masa de ortoneis del río Caraba y ocurren también en la de Tona y en sitios al este del Batolito de Santa Bárbara.

Un neis granítico cuarzomonzonítico, gris rosado, equigranular hasta ligeramente inequigranular, débilmente foliado y fuertemente lineado con escasa biotita uniformemente

orientada, aflora en gran parte de las áreas del río Caraba y del Páramo de Santurbán; también al noroeste de Tona, en la parte sureste del Cuadrángulo H-12. Un raro neis asociado con moscovita y libre de biotita, ocurre localmente.

Un neis ampliamente distribuido, pero en pequeños cuerpos, es un neis granítico con lentes planos de cuarzo y con moscovita y biotita en hojas arqueadas subparalelas y discontinuas. Estas rocas contienen una plagioclasa sódica, oligoclasa o raramente albita. Los tipos graníticos de color claro son alaskíticos y con 1 a 2% de biotita. Algunos de éstos tienen lentes, barras de feldespato y cuarzo que imparten una textura "granulítica". No hay evidencia, sin embargo, de que estas rocas hayan sido alguna vez granulitas o de la facie metamórfica de la granulita. En el contacto del ortoneis con la Formación Silgará al oeste del Alto El Picacho y también al oeste de Tona, hay un neis alaskítico rosado pálido a crema, de grano fino, con marcada lineación. Una roca similar se observó asociada con cuarcita al suroeste de Mutiscua. En el campo es difícil diferenciar esta roca de meta-arenisca.

El ortoneis de Tona es un neis "flaser" de hornblenda-biotita, color gris a gris verdoso, de composición granodiorítica a tonalita. Parece ser menos máfico al este y sur. Contiene inclusiones gris oscuras, de grano fino, orientadas y lenticulares, del tipo generalmente considerado cognato. Un neis semejante ocurre al este de los batolitos de Mogotes y Santa Bárbara y cerca de Onzaga. Al sur de Molagavita y de Covarachía, en I-13 granodiorita y tonalita gris no foliada a ligeramente néisica ocurren en las mismas áreas, asociadas con roca néisica. Estas rocas menos foliadas se interpretan como rocas plutónicas sincrónicas con ortoneis, pero no experimentaron durante la cristalización el grado de deformación que sufrió el ortoneis.

En algunos lugares, el ortoneis biotítico predominantemente uniforme contiene bandas con moscovita. Estas bandas se interpretan como zonas locales de alta presión de vapor de agua, en las cuales se formó moscovita retrógrada a partir de feldespato durante la cristalización por metamorfismo. En estas rocas no están presentes silicatos de aluminio.

El neis diorítico, fuertemente cizallado en algunos sitios, ocurre en bandas falladas entre Silos y Babega (Cuadrángulo H-13). Esta roca fue cartografiada separadamente como una fase diorítica del ortoneis. Consta de hornblenda y plagioclasa con poco o ningún cuarzo.

Las bandas de ortoneis en neis lit-par-lit son de composición algo variable, aunque casi todas pobres en minerales máficos. Son de grano medio y granitoides, localmente peg-

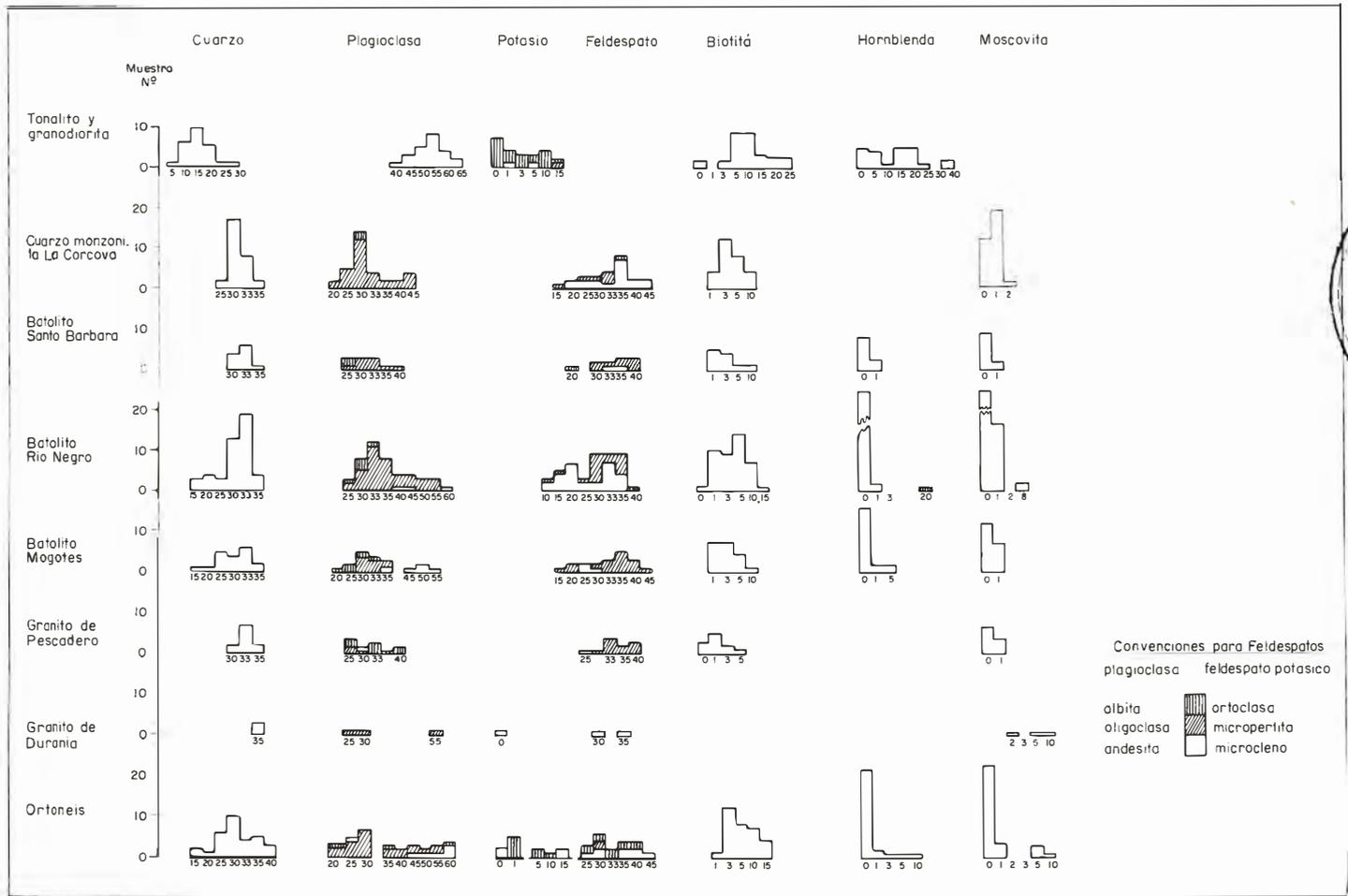


Figura 5 - Histogramas que muestran los modos estimados de los minerales importantes en las diferentes unidades, batolitos, plutones y rocas ígneas, en la mitad sur de la Zona III, Santander - Norte de Santander Colombia



matíticas e íntimamente mezcladas y plásticamente plegadas con el paraneis o bandas características de neis augen uniforme, neis flaser o neis de feldespato-cuarzo-biotítico, color gris y grano fino.

La composición general del ortoneis se muestra en la Figura 5. El neis augen consta de un 30 % de cuarzo, 25 % de oligoclasa, 40 % de microclina y un 5 % de minerales máficos, principalmente biotita y clorita. Los accesorios son apatito, óxido de hierro y zircón (fig. 6). Los productos de alteración, sericita y clorita.

Los neises flaser y granítico, difieren poco en composición. El cuarzo, la plagioclasa, la microclina y la ortoclasa, se hallan en casi iguales proporciones o con pequeña cantidad mayor del feldespato de potasio. La microclina es el mineral predominante del feldespato de potasio, como en el neis augen. Sin embargo, la micropertita está presente en algunos neises biotíticos y flaser biotíticos. La ortoclasa es común en otros. La plagioclasa generalmente es oligoclasa a albita. El neis granítico tiene menos de 5 % de biotita, mientras que el neis flaser que se acerca a la granodiorita puede tener hasta 15 % de biotita, pero normalmente contiene 10 % o menos. La hornblenda ocurre en cantidad apenas detectable en algunas muestras de neis granítico.

El neis granodiorítico como el de Tona contiene un 15 a 25 % de cuarzo, 50 a 65 % de andesina a oligoclasa cálcica y 0 a 5 % ortoclasa con biotita y hornblenda. Algun neis flaser se acerca a esta composición, con 5 a 15 % de oligoclasa o microclina, 30 % de cuarzo y 45 a 55 de oligoclasa o andesina.

La moscovita está presente en cantidades hasta de 5 % en algún neis granítico y sólo en cantidades pequeñas en alguna de las otras rocas. El esfeno es un mineral accesorio en el neis tipo Tona. La allanita está presente esporádicamente en todos los tipos. Trazas de granate ocurren en algunas de las rocas graníticas.

La textura del ortoneis es cristaloblástica en sección delgada, aunque la roca puede estar fuertemente lineada o foliada en la muestra macroscópica. Las texturas cataclásticas y cataclásticas resanadas están presentes en grados variables; pero en general en el neis dentro de las rocas de los grados más altos de metamorfismo, las texturas son de foliación por cristalización.

Algún neis augen tiene megacrístales sub-lenticulares de feldespato de potasio encerrados en envolturas de mica, cuarzo y feldespato, lo que sugiere que éste fué sometido a movimiento diferencial. Sin embargo, ninguno de los minerales parece estar triturado. En numerosas muestras el cuarzo forma mosaicos lenticulares, pero generalmente no está deformado. Las micas tienden a estar en láminas o pajuellas localmente desmenuzadas que se

entretejen en otras más grandes de moscovita sin doblar. En algunas muestras se observa cataclasis, pero éstas son de áreas de deformación tardía que afectan también a otras rocas.

La plagioclasa no está zonada o tiene solamente remanentes de una zonificación oscilatoria débil. En muchas rocas presenta inclusiones grandes de clinzoicita o zoicita, que sugieren una historia de saussuritización, seguida por recristalización y consolidación del componente de zoicita o clinzoicita en granos más grandes. Quizás esta reacción se verificó con alta actividad de H₂O, acompañada por cizallamiento. Plagioclasa con granos de epidota es típica del ortoneis tonalítico y granodiorítico. En algunas muestras de estas rocas la plagioclasa es albita, lo que sugiere condiciones de metamorfismo de la facies del esquisto verde. Alguna plagioclasa en migmatita es antiperitítica.

La microclina y la ortoclasa son los minerales comunes en el feldespato de potasio. La micropertita es rara, en contraste con las rocas batolíticas más jóvenes del Macizo de Santander que se discuten más adelante. La mirmekita en plagioclasa adyacente es común. En algunas muestras el feldespato de potasio es abundante, manchado y poikiloblástico.

En otras muestras, la moscovita parece provenir de minerales preexistentes en el neis, posiblemente de feldespato y como la epidota, recristalizó de sericita derivada de feldespato alterado. Los minerales máficos tienden a concentrarse en láminas. La biotita es típicamente marrón verdosa a verde marrón.

EDAD

El ortoneis está cubierto inconformablemente por la Formación Floresta, del Devónico Medio. Intruye la Formación Silgará, probablemente del Cambro-Ordoviciano y al Neis de Bucaramanga, que contiene rocas del Precámbrico. Con base en la evidencia de campo, el ortoneis podría abarcar desde el Devónico Inferior al Ordoviciano, o ser en parte del Precámbrico. Una determinación radiométrica Rb/Sr en roca total de una muestra de ortoneis de la masa del río Caraba al noroeste de Berlín (IMN-12256, Tabla 1), dió una edad de 450 ± 80 m.a., lo que indica una edad Ordoviciano para el neis. Otra determinación radiométrica K/Ar en hornblenda de la meta-diorita al noreste de Ocaña, al norte del área cartografiada en el Cuadrángulo F-12 (IMN-12262, Tabla 2), dió una edad de 413 ± 30 m.a. Esta roca se correlaciona con roca diorítica en el Neis de Bucaramanga. Edades radiométricas de 436 y 484 m.a. en biotita de pegmatita de la Serranía de La Macarena (Pinson y otros, 1962), confirman un episodio plutónico en Colombia alrededor de este tiempo. Sin embargo, queda un problema; que el ortoneis también está asociado íntimamente con paraneis de alto grado del Neis de

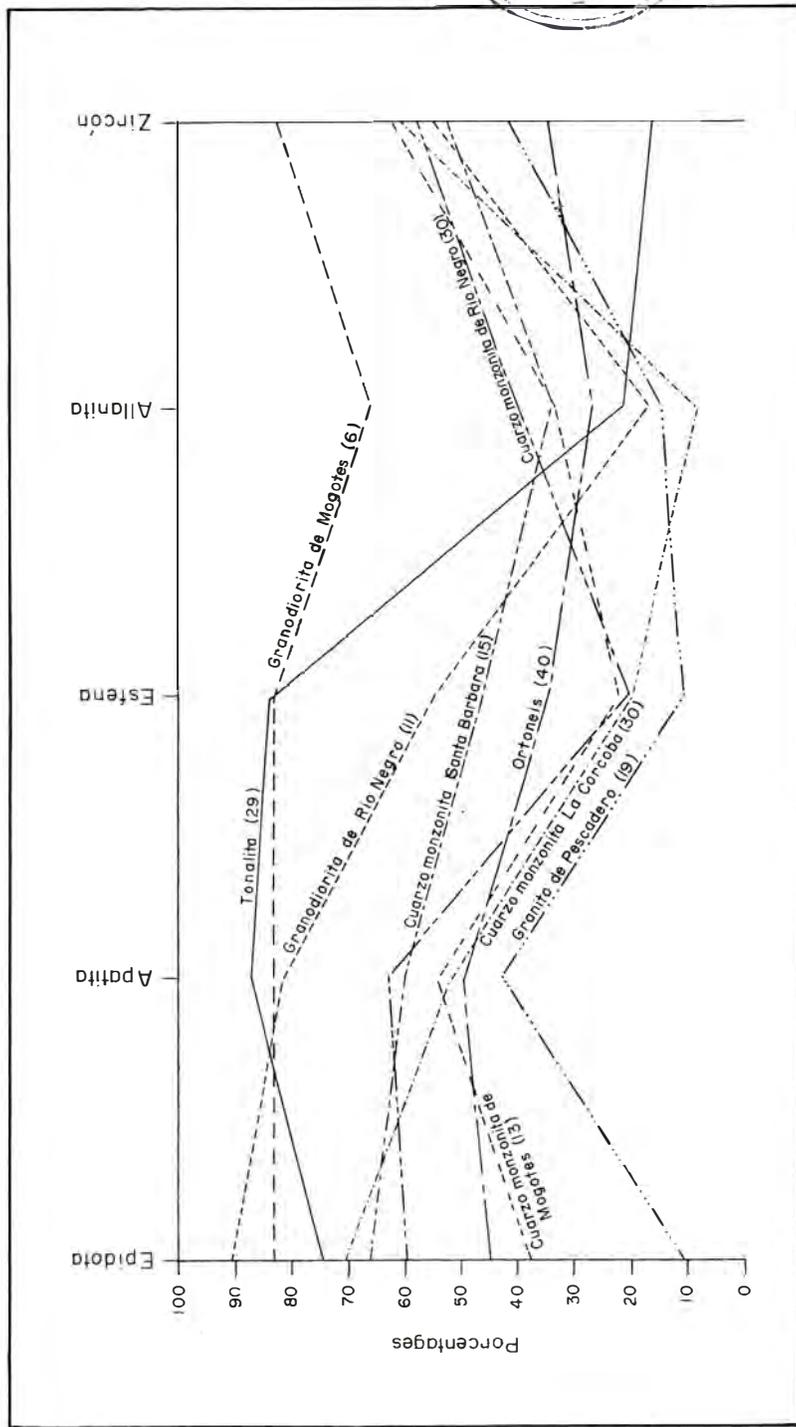


Figura 6 - Diagrama que muestra los porcentajes en secciones delgadas de epidota, apatita, esfe-
na, allanita y zircón que se encuentran en las rocas ígneas de la mitad sur de la Zona III
del Inventario Minero Nacional Colombia. El número de secciones se indica entre parentesis

Bucaramanga, de tal manera, que ambas rocas parecen haberse formado durante el mismo evento plutónico-metamórfico. Una determinación Rb/Sr en roca total de paraneis dió una edad Precámbrico (IMN-13199, Tabla 1) aunque se admite que la cifra es algo dudosa. Si este ortoneis fuese Precámbrico, significaría que durante el metamorfismo del Ordoviciano la roca no constituyó un sistema cerrado y que su edad fué refijada por este evento.

Otra interpretación sería que mientras el paraneis se formó durante el Precámbrico existió metamorfismo de alto grado y luego fué sometido a anatexis, un segundo metamorfismo de alto grado aconteció durante el Ordoviciano, tiempo durante el cual el ortoneis se emplazó. La estructura y textura de gran parte del ortoneis sugieren una historia de metamorfismo en dos etapas por lo cual se deduce que estos eventos ocurrieron en el Precámbrico y el Ordoviciano.

Como algún ortoneis está íntimamente asociado con las fases migmatíticas del Neis de Bucaramanga de alto grado metamórfico del cual se obtuvieron edades radiométricas precámbricas, se debe concluir, que alguna o mucha parte del ortoneis, es de edad Precámbrico. Esto pone en duda la observación de que el ortoneis intruye rocas de la Formación Silgará. O ésta no es Paleozoico Inferior sino Precámbrico o existe ortoneis de más de una edad. Esta última probabilidad es la más aceptable, considerando la evidencia presentada. Se sugiere que las diferentes masas grandes de ortoneis son las más jóvenes o del Paleozoico, mientras las más pequeñas íntimamente asociadas con neis migmatítico, son del Precámbrico. La otra alternativa es que las edades precámbricas del Neis de Bucaramanga son erróneas. Esto no parece probable.

RESUMEN

La composición del ortoneis, su carácter no estratificado homogéneo, la presencia de inclusiones innatas y los contactos discordantes locales, indican un origen ígneo intrusivo primario para estas rocas. Las texturas microscópicas, las estructuras y la paragénesis mineral indican que el ortoneis sufrió metamorfismo durante o después del emplazamiento. La foliación y la lineación del ortoneis y rocas adyacentes son aproximadamente concordantes indicando que el metamorfismo tuvo una extensión regional. La paragénesis mineral y el grado de recristalización del ortoneis concuerdan en modo considerable con el grado de metamorfismo de las rocas adyacentes. La mayor parte del ortoneis cartografiado es bien pre o sin-metamórfico, o ambos a la vez. Algunas rocas cartografiadas como ortoneis pueden ser en algunos sitios intrusivas más jóvenes cizalladas.

ROCAS IGNEAS

Numerosos batolitos, plutones y stocks del

Macizo de Santander están constituidos por rocas ígneas no foliadas (fig. 4). Estas varían desde diorita a granito. Las fases gradacionales, la semejanza de tipos de roca dentro y entre diferentes batolitos y plutones, las relaciones estratigráficas y las edades radiométricas (Tablas 1 y 2) indican que la mayoría de las rocas ígneas pertenecen a un solo intervalo plutónico. Los datos de edad demuestran contemporaneidad de las rocas de la mayor parte de los batolitos. Las rocas de los batolitos datados están suficientemente determinadas como para que los no datados, puedan correlacionarse con ellos con alguna seguridad. El nombre Grupo Plutónico de Santander es aquí propuesto como un término útil que incluye los batolitos mayores del Macizo de Santander. Este grupo puede dividirse en dos series: 1) granito rosado y cuarzomonzonita, y 2) cuarzomonzonita gris y granodiorita. Se sugiere así una diferencia de edad relativa entre las dos series, aunque las relaciones de campo y las determinaciones radiométricas de edad están en conflicto. Las rocas de ambas series se asignan al Jurásico y al Jura-Triásico en los mapas del cuadrángulo. Las plutónicas no claramente relacionadas al Grupo Plutónico de Santander, se colocan en el mapa en posiciones relativas inferidas.

Los batolitos más grandes son predominantemente cuarzomonzonita y granito rosado, con las únicas excepciones del granito blanco de Durania y la cuarzomonzonita gris de La Corcova, aunque ésta también tiene una fase local porfirítica rosada. Los colores grises están generalmente restringidos a masas más pequeñas que se componen de granodiorita, tonalita y diorita.

Las relaciones de los contactos indican que generalmente, las rocas más graníticas y rosadas son más jóvenes que las rocas más máficas y grises. Sin embargo, las determinaciones radiométricas de edad no en todas partes soportan esta opinión. Datos K/Ar en biotita de la granodiorita gris del Batolito de Rionegro, dieron una edad Jurásico Inferior o Medio, mientras que datos K/Ar en biotita de la cuarzomonzonita rosada de Santa Bárbara y del granito de Pescadero, dieron edades del límite Triásico-Jurásico. La cuarzomonzonita gris de La Corcova dió una edad K/Ar semejante a la de los granitos rosados (Tabla 2, especialmente 13197). Se cree que la edad Jurásico no es acertada tampoco y más bien refleja un espaciamiento en el tiempo del plutonismo.

Los granitos rosados incluyen: el granito de Pescadero, la cuarzomonzonita de los batolitos de Rionegro y Mogotes y la cuarzomonzonita de Santa Bárbara. La granodiorita gris del Batolito de Rionegro, a pesar de su edad radiométrica más joven y la granodiorita del Batolito de Mogotes, son consideradas casi contemporáneas, aunque las relaciones de campo sugieren que son ligeramente más an-

[Analistas: R. F. Marvin, H.H. Mehnert, Violet Merritt y Roberta Wilkey]
 [Constantes de declinación: K^{40} : $\lambda\beta = 4.72 \times 10^{-10}$ /año $\lambda_{\epsilon} = 0.584 \times 10^{-10}$ /año
 [Abundancia: $K^{40} = 1.22 \times 10^{-4}$ g/g K]
 [La ubicación de las muestras se indica en el mapa del área en la Pl. I].

[Goldsmith y otros, 1971]

MUESTRA No.	UBICACION DE LA MUESTRA LATITUD LONGITUD		ROCA TIPO DE LA FORMACION O CUERPO INTRUSIVO	MATERIAL ANALIZADO	K_2O PESO POR CIENTO	RADIOGENICO Ar ⁴⁰ (molos/gm)	RADIOGENICO Ar ⁴⁰ TOTAL Ar ⁴⁰	EDAD K-Ar $\pm \frac{(m.a.)}{2} \sigma$
IMN-10953	8° 17'N.	73° 23'W	Riolita porfirítica, área de Oraña.	Sanidina	14.76	28.71 x 10 ⁻¹⁰	0.95	127 ± 3
IMN-10894	7° 22'N.	73° 06'W.	Granodiorita porfirítica	Biotita	8.65	23.64 x 10 ⁻¹⁰	0.95	177 ± 6 ✓
			Batolito de Rionegro	Biotita	8.70	23.07 x 10 ⁻¹⁰	0.95	172 ± 6 ✓
IMN-11547	6° 48'N.	72° 59'W.	Granito de Pescadero, Batolito de Mogotes	Biotita ^{2/}	7.02	21.04 x 10 ⁻¹⁰	0.95	193 ± 6 ✓
IMN-13201	8° 09'N.	72° 54'W.	Cuarzomonzonita, Batolito Agua	Biotita	8.60	26.22 x 10 ⁻¹⁰	0.96	196 ± 7
IMN-10924	6° 55'N.	72° 56'W.	Cuarzomonzonita, Batolito Santa Bárbara	Biotita ^{2/}	9.16	27.29 x 10 ⁻¹⁰	0.94	192 ± 7
IMN-11045	6° 53'N.	72° 54'W.	id.	Biotita ^{2/}	7.40	22.29 x 10 ⁻¹⁰	0.96	194 ± 7
IMN-13197	7° 08'N.	73° 03'W.	Cuarzomonzonita La Corcova	Biotita	7.18	12.06 x 10 ⁻¹⁰	0.94	111 ± 4
				Moscovita	5.58	16.91 x 10 ⁻¹⁰	0.86	195 ± 7
IMN-12255	7° 07'N.	72° 52'W.	Filita, Formación Silgará	Roca completa	4.95	15.22 x 10 ⁻¹⁰	0.92	198 ± 8 ✓
IMN-12257	8° 04'N.	72° 57'W.	id.	Roca completa ^{3/}	6.36	21.98 x 10 ⁻¹⁰	0.98	221 ± 8 ✓
IMN-13199	7° 16'N.	72° 54'W.	Neis Biotítico, Neis Bucaramanga	Biotita	8.75	26.96 x 10 ⁻¹⁰	0.96	198 ± 7 ✓
				Biotita	9.12 ₅	26.77 x 10 ⁻¹⁰	0.98	189 ± 4 ^{4/} ✓
IMN-12262	8° 17'N.	73° 24'W.	Metadiorita, Neis Bucaramanga (?)	Hornblenda	0.39	26.61 x 10 ⁻¹⁰	0.93	413 ± 30 ✓
IMN-14362	7° 10'N.	72° 37'W.	Pegmatita en el Neis Bucaramanga	Moscovita	10.12	77.32 x 10 ⁻¹⁰	0.96	457 ± 13 ✓
				Moscovita	10.50 ₅	75.05 x 10 ⁻¹⁰	0.96	432 ± 8 ^{5/} ✓
				Moscovita	9.90 ₄	72.41 x 10 ⁻¹⁰	0.95	439 ± 12 ^{4/} ✓
IMN-12263	8° 17'N.	73° 25'W.	Neis hornbléndico	Hornblenda	1.11	20.08 10 ⁻¹⁰	0.99	945 ± 40 ✓

UBICACION, DATOS ANALITICOS Y EDADES CALCULADAS POR K-Ar EN MUESTRAS COLECTADAS EN EL MACIZO DE SANTANDER, DEPARTAMENTOS DE SANTANDER Y NORTE DE SANTANDER, COLOMBIA

TABLA No. 2



tiguas que las fases rosadas. La cuarzomonzonita de La Corcova ocupa una posición algo ambigua: relativamente más joven que la tonalita y granodiorita, pero equivalente en edad a los granitos rosados. No se ha determinado ninguna posición relativa para el granito de Durania.

Los batolitos de la parte norte de la Zona III, al norte del área cartografiada, cuyas rocas se correlacionan litológicamente con la serie de granitos rosados y cuarzomonzonitas de la mitad sur de la zona, son: el batolito al oeste de Sardinata, que se centra a lo largo de la quebrada Aguablanca (Batolito de Aguablanca) y las fases de grano más grueso del complejo ígneo de las áreas de Ocaña y Abrego (Batolito de Ocaña). Un batolito de granodiorita gris que se extiende principalmente al este del río Tarra, entre los de Aguablanca y Ocaña se correlaciona con las granodioritas grises de los batolitos de Mogotes y Rionegro. Una edad radiométrica K/Ar en biotita de la cuarzomonzonita del Batolito de Aguablanca (IMN-13201, Tabla 2) indica una edad Triásico-Jurásico semejante a la cuarzomonzonita de Santa Bárbara y al granito de Pescadero. Posiblemente los batolitos del río Tarra y de Ocaña son algo más jóvenes y corresponden a la edad inicial joven del Batolito de Rionegro.

Una compilación de los modos estimados y tipos de feldespato de las unidades mayores de roca plutónica, se muestra en histogramas en la Figura 5. Estos histogramas indican cualitativamente las cantidades absolutas y relativas de los minerales esenciales en las diferentes unidades de roca. La Figura 6 muestra la distribución de algunos minerales accesorios de algunas unidades de roca. Muestras de las fases cuarzomonzoníticas y granodioríticas de los batolitos de Rionegro y Mogotes, han sido combinadas en un haz de histogramas para cada uno, que explica la forma asimétrica y débilmente bimodal de éstos.

Se dispone de un número insuficiente de muestras de algunos tipos de roca para histogramas significativas y muchas rocas no típicas están incluidas en éstas; pero en conjunto las semejanzas y diferencias observadas en el campo y en las muestras macroscópicas de las diferentes unidades de roca, aparecen en los diagramas. A muchos de los detalles de las figuras se hará referencia posteriormente. Es de notar, sin embargo, la semejanza general en la forma de los histogramas y de las curvas de abundancia de minerales accesorios de la cuarzomonzonita de Santa Bárbara y las cuarzomonzonitas de los Batolitos de Mogotes y Rionegro, ignorando la parte granodiorítica de aquellos.

BATOLITOS Y PLUTONES

DIORITA Y TONALITA

Diorita del río Guaca

Un stock pequeño de diorita hornbléndica

aflora sobre el lado occidental de la confluencia de los ríos Guaca y Chicamocha, en la parte noroeste del Cuadrángulo I-13. La diorita está intruída por cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes, que cerca del contacto contiene hornblenda, lo que sugiere contaminación de la diorita. La Falla de Bucaramanga la corta sobre el lado oriental. La diorita es de grano medio, con alguna plagioclasa blanca irregularmente distribuída en una matriz oscura, compuesta de granos de hornblenda de tamaños variables. La roca está algo alterada y triturada cerca a fallas. En sección delgada presenta textura granular hipidiomórfica. Los minerales principales son plagioclasa extensamente sericitizada e indistintamente zonada y hornblenda verde azulosa. Los accesorios son esfena, apatito y epidota, más trazas de cuarzo y feldespato de potasio.

Sobre el lado oriental del río Guaca, a través de la diorita, hay una tonalita o diorita de grano fino, intrusiva en la Formación Silgará. No es claro si esta roca forma parte del mismo cuerpo de diorita al oeste. Superficialmente, se asemeja a diorita y tonalita de grano fino, que son comunes en masas pequeñas, distribuídas en toda la zona, y usualmente contienen algo de cuarzo. No se dispone de sección delgada. Determinar la posible equivalencia de estas rocas es difícil ya que la diorita y la diorita o tonalita de grano fino, están en lados opuestos de la Falla de Bucaramanga.

Diorita y Tonalita del Area del Río Suratá

Una masa pequeña de diorita y tonalita de casi 3 km de largo, en gran parte alterada y triturada por fallamiento, está expuesta en el río Suratá, justamente al norte de su confluencia con el río Tona, en la parte oriental del Cuadrángulo H-12. Hacia el oeste la tonalita está en contacto con neis rico en anfibolita y paraneis, y en el este, está limitada por una falla que en ciertos sitios convirtió la roca en esquistos cloríticos. En algunas partes, sin embargo, puede verse a la tonalita intruyendo esquistos y neis metasedimentarios.

La roca es equigranular de grano medio y de color verde grisáceo. Son comunes las inclusiones de diorita de grano fino. En sección delgada la textura es hipidiomórfica donde no está triturada. El cuarzo varía de 1 a 15% la andesina zonada de 40 a 60%, la biotita verde marrón de 0 a 25% y la hornblenda verde azulosa de 0 a 45%. Los accesorios son: feldespato de potasio, esfena, apatito, óxido de hierro; clorita y epidota secundarias.

Numerosas masas pequeñas de diorita y tonalita de composición y textura semejantes, a la vez que cortan el Neis de Bucaramanga al norte y al sur de la ciudad de este nombre, son atravesadas por cuarzomonzonita blanca

a rosada y granito. Una roca semejante se observó a lo largo de la Falla de Bucaramanga y cerca de Umpalá. Ninguna de éstas es de tamaño cartografiable. Se encuentran desde el área de Umpalá al Batolito de Rionegro y pueden estar relacionadas a la diorita del río Guaca y a las masas pequeñas de tonalita de grano fino esparcidas por toda la zona, como también a las más grandes cartografiables.

Una tonalita semejante en composición y textura, aflora al sur de Cachirí, en la parte noroeste del Cuadrángulo H-13, dentro de una intrusión pequeña de cuarzomonzonita. Otra semejante de tonalita, intruye el Neis de Bucaramanga unos 4 km al oriente.

Tonalita de Grano Fino

Esparcidas en las rocas ígneas y metamórficas de la mitad sur de la zona, hay masas de tonalita de grano fino, la mayor parte demasiado pequeña para aparecer en los mapas, compuestas principalmente de plagioclasa y hornblenda. Parecen ser diques o stocks pequeños y son más abundantes en las áreas de la cuarzomonzonita de La Corcova. Muchas masas pequeñas se encuentran en la carretera de Los Curos a Guaca, en el área del río Manco y en la carretera Bucaramanga-Pamplona, cerca y al este de La Corcova. Las fases más máficas de la cuarzomonzonita de La Corcova son semejantes en textura y se aproximan a la composición de la tonalita de grano fino. Estas rocas pueden representar una fase máfica de aquella unidad. Por otra parte, la tonalita de grano fino está claramente cortada por cuarzomonzonita que se correlaciona con la de La Corcova, unos 6 km al suroeste de San Andrés, en la parte norte del Cuadrángulo I-13.

La tonalita de grano fino tiene una textura sal y pimienta uniforme y generalmente no foliada, siendo la única excepción observada, una masa pequeña que aflora en la carretera Bucaramanga-Pamplona, debajo de Morro Negro, en la parte noreste del Cuadrángulo H-13. La roca típica está compuesta de un 50% de andesina zonada, 10 a 20% de cuarzo, 0 a 10% de feldespato potásico, 30 a 40% de biotita y hornblenda; como accesorios apatito, esfeno y óxido de hierro; epidota y clorita, secundarias.

Edad y Correlación

Se ignora si todas las tonalitas y dioritas tienen la misma edad. Estas rocas post-metamórficas, son probablemente más jóvenes que el metamorfismo de la Formación Silgará, pero alguna puede ser metamórfica tardía. Están cortadas por la cuarzomonzonita de La Corcova y podrían pertenecer al Triásico. Algunas tonalitas son semejantes a ciertas fases menos néisicas del ortoneis del área de Capitanejo y Onzaga y a la metadiorita del área Vetas-California-Cachirí. Otras podrían ser tan antiguas como el Ordoviciano por su

parecido a la metadiorita no foliada de cerca de Ocaña, que dió una edad radiométrica de 410 m.a. (Tabla 2).

TONALITA Y GRANODIORITA DEL PLUTON DE PARAMO RICO

El Plutón de Páramo Rico que cubre un área de cerca de 50 km² se encuentra en el centro del páramo del mismo nombre y al noreste del Cuadrángulo H-13. El apéndice sur al norte de Berlín (fig. 4) está limitado principalmente por fallas. El plutón está compuesto casi en su totalidad, por tonalita y granodiorita. Pequeños stocks de cuarzomonzonita, aplita y porfirita en las esquinas suroeste y noroeste respectivamente, no se consideran parte de este plutón. La granodiorita predomina en la parte sur y la tonalita, en la parte norte. El contacto con el Batolito de Santa Bárbara está cubierto. El Plutón consiste de tonalita gris de grano medio a grueso y granodiorita. Afloramientos recientes y accesibles se observan en la carretera Berlín-Vetas, unos 5 km al norte del primero y cerca de California, donde la roca fresca aflora en las orillas del río Vetas, debajo de esta población.

En el apéndice sur al norte de Berlín, la roca es de grano grueso, algo inequigranular, gris y no foliada. Cerca de los contactos y en apófisis es ligeramente néisica y de composición granodiorítica. Inclusiones oscuras de grano fino, interpretadas como autolitos, son comunes. Los minerales máficos tienden a ocurrir en grumos (gabarros). Esfeno es un accesorio prominente. La roca meteoriza esferoidalmente donde es masiva, produciendo notables cantos con núcleo rocoso.

El contacto de la tonalita y granodiorita con la cuarzomonzonita de Santa Bárbara no está expuesto. La primera de éstas intruye claramente al Neis de Bucaramanga en el área de Páramo Rico y está cubierto inconformablemente por la Formación Tambor, del Cretáceo Inferior. Diques de askita, aplita y de la cuarzomonzonita de La Corcova cortan la tonalita, pero no se observaron diques de la cuarzomonzonita de Santa Bárbara o del granito de Pescadero. Cerca de California, la tonalita está cortada por cuarzomonzonita, aplita y pórfido cuarzoso. Masas pequeñas de tonalita néisica están expuestas en los cortes de la carretera de Berlín-Vetas, al oeste de esta última. Estas son probablemente apófisis de la masa principal de tonalita. En la parte norte del plutón, la roca es de grano medio, algo más equigranular y predominantemente más tonalítica que granodiorítica.

En sección delgada la roca es hipidiomórfica y contiene plagioclasa tabular subhedral, no zonada hasta débilmente zonada, con maclamiento complejo; hornblenda en grandes subhedros; biotita de color verde marrón, cuarzo intersticial y feldespato de potasio puro las rocas de grano más fino carecen de éste.

Los modos estimados son: 10 a 15 de cuarzo, 45 a 60 de andesina, 5 a 15 de hornblenda, 5 a 20 de biotita y 0 a 10 de feldespato de potasio. Los minerales accesorios típicos son: esfeno, apatito, óxido de hierro y raramente allanita. Clorita y epidota son productos comunes de alteración. Se observaron trazas de augita en una sección delgada.

Esta roca, especialmente en su parte sur muestra semejanza en textura y composición; con la granodiorita de los batolitos de Rionegro y Mogotes. Es más antigua que la cuarzomonzonita de La Corcova, pero quizás no mucho. Es ciertamente pre-Girón y posterior al principal metamorfismo regional, que se considera Ordoviciano. La tonalita y granodiorita podrían ser tan antiguas como el Silúrico o tan jóvenes como el Triásico. Su edad está probablemente hacia el extremo superior de este intervalo.

CUARZOMONZONITA DE LA CORCOVA

Una cuarzomonzonita gris de grano fino a medio, que forma la masa principal del plutón de La Corcova (fig. 4), se llama aquí la cuarzomonzonita de La Corcova por sus afloramientos en la vecindad de la misma, situada sobre la carretera Bucaramanga-Pamplona. Cuadrángulo H-12. Este Plutón es notablemente lineal y limitado por fallas que siguen la dirección de su longitud que es de 15 km y cerca de 3 km de ancho. Diques de esta cuarzomonzonita son especialmente abundantes al norte del plutón, al este de Bucaramanga. Sin embargo, diques y masas pequeñas están distribuidos en toda la zona. Se hallan en el distrito de California, cerca de Vetas, en el stock de Páramo Rico y en la granodiorita del Batolito de Rionegro. Ningún dique de La Corcova se ha observado en el Batolito de Santa Bárbara, ni a la cuarzomonzonita de Santa Bárbara o al granito de Pescadero, cortar a La Corcova. Pequeños stocks de la cuarzomonzonita de La Corcova afloran al noreste de la masa principal en los cuadrángulos H-12 y H-13. Una roca parecida a la de La Corcova está presente en cuerpos pequeños en el Neis de Bucaramanga al este de Chitagá. Masas más pequeñas se encuentran cerca de Vetas y Morro Nevado, Cuadrángulo H-13. Una cuarzomonzonita gris al sur de San Andrés, en la parte norte del Cuadrángulo I-13, se correlaciona tentativamente con la cuarzomonzonita de La Corcova. Esta se presenta bien expuesta en la carretera de Los Curos a Guaca, en el Cuadrángulo H-12. Aquí pueden verse los afloramientos del contacto intrusivo de La Corcova con el Neis de Bucaramanga. Una fase porfirítica está bien expuesta al oeste de La Corcova y en la Carretera Tona, cerca del río del mismo nombre. Una fase menor de grano fino rica en biotita, con alguna hornblenda está expuesta al este de La Corcova.

La cuarzomonzonita típica de La Corcova es de grano fino a medio, principalmente equigranular y de textura sacaroiide, con biotita uniformemente diseminada. Es gris cuando fresca, pero meteoriza a gris claro o gris amarillento. En algunos sitios muestra una débil estructura fluidal. Cuando masiva, tiende a meteorizar esferoidalmente, formando cantos con núcleo rocoso. En sección delgada la textura es cenomórfica a subhidromórfica granular o aplítica. La roca está compuesta de 30 a 35% de cuarzo, 25 a 45% de plioclasa zonada, 30 a 45% de feldespato de potasio, predominantemente microclina, un 3% de biotita y trazas hasta 2% de moscovita. Los accesorios son: apatito, óxido de hierro y zircon; los productos de alteración, clorita, epidota y sericita. Las cantidades de epidota son anormalmente altas para una roca con contenido aparentemente bajo de calcio (figs. 5 y 6). La mayor parte de la epidota ocurre relativamente abundante y la moscovita presente en todas las capas sugieren alta actividad de agua en el estado deutérico. La oligoclasa es tabular a "cerdosa", con bordes irregulares y normalmente zonada. La microclina tiene un pronunciado modelo en celda; pero algún feldespato de potasio es peritítico. Micropegmatita se encuentra en algunas muestras. La biotita es verde marrón a marrón verdoso y tiende a ser fragmentada.

La composición de cuarzomonzonita típica de La Corcova es característica. Las cantidades de plioclasa y cuarzo son menores que en las otras cuarzomonzonitas y la de feldespato de potasio es ligeramente mayor (fig. 6). La abundancia de éste no se puede determinar en la muestra macroscópica porque su color aparece blanco y no rosado. Se anota que la microclina es el feldespato de potasio común, en vez de la micropertita, que generalmente se encuentra en las cuarzomonzonitas rosadas. La de La Corcova contiene menor cantidad de allanita que cualquiera otra roca.

La fase porfirítica que forma la masa cerca de Tona (Cuadrángulo H-12), contiene fenocristales de feldespato de potasio rosados en una matriz de grano fino a medio, idénticos, aunque de grano ligeramente más grueso, a los de la cuarzomonzonita normal de La Corcova. En sección delgada, la textura es semejante a la de la fase normal, excepto que la microclina es grande y psikilitica. La plioclasa es ligeramente más abundante que la microclina y es cálcica en vez de oligoclasa sódica. La biotita también es ligeramente más abundante.

Una fase rica en biotita, con textura sacaroiide similar, de fino grano, se encuentra localmente en masas demasiado pequeñas para ser gradacional en composición con la de La Corcova y con las tonalitas de grano fino que se describieron previamente. Afloramientos de este tipo de roca pueden verse en la carre-

tera de Los Curos a Guaca, al sur y al este del río Manco y en unos pocos lugares en la carretera Bucaramanga-Pamplona, al este de La Corcova. Parte de la roca es ligeramente porfirítica, con fenocristales de plagioclasa blanca. La textura es similar a la de La Corcova, pero tiende a ser hipidiomórfica con oligoclasa cálcica tabular a andesina. El feldespato de potasio tiende a ser micropertita más bien que microclina. Las cantidades de cuarzo y del feldespato de potasio son menores, mientras que las de plagioclasa y biotita son mayores que las de La Corcova. La hornblenda está presente y el eseno es un accesorio. Falta la moscovita. La inclusión de los modos estimados de estas rocas en los histogramas de la Figura 5, les da probablemente a estos su carácter algo bimodal y asimétrico.

Una edad K/Ar en moscovita de La Corcova normal (Tabla 2, muestra 13197) es semejante a edades K/Ar en biotita de rocas de los batolitos principales del macizo. La edad de la cuarzomonzonita de La Corcova en relación con otras rocas del Grupo Plutónico de Santander, es incierta. Diques de La Corcova cortan granodiorita del Batolito de Rionegro y tonalita y granodiorita del stock de Páramo Rico, lo mismo que la granodiorita de grano fino. En un afloramiento de la carretera a Tona, cuarzomonzonita rosada de la fase porfirítica de La Corcova corta la cuarzomonzonita gris normal. No se observaron relaciones intrusivas de La Corcova con la cuarzomonzonita de Santa Bárbara, el granito de Pescadero o la cuarzomonzonita rosada de los batolitos de Rionegro y Mogotes. Así, la de La Corcova parece ocupar una posición intermedia en el tiempo entre las rocas ígneas granodioríticas grises y las ígneas rosadas más graníticas. El argumento más fuerte que demuestra la casi contemporaneidad de la de La Corcova y las rosadas de los batolitos, es que fases transicionales en textura y composición parecen ocurrir entre ellas. La textura de La Corcova se observa en rocas de grano medio en vez del típico de La Corcova y en rocas con feldespato de potasio más rosados que en los de ésta. Por lo tanto, la roca típica de La Corcova pasa a rocas de grano medio y porfiríticas, como las que forman el conjunto del Grupo Plutónico de Santander. Esto es particularmente notorio cuando se comparan muestras, por ejemplo, de las fases porfirítica de La Corcova con granodiorita porfirítica de los batolitos de Rionegro y Mogotes o la fase normal de La Corcova con la más biotítica de las cuarzomonzonitas de los mismos. Sin embargo, no parece existir una clara transición del granito rosado al blanco rosáceo, pobre en máficos, tal como el de Pescadero.

CUARZOMONZONITA, GRANITO Y PORFIDO CUARZOSO

Intrusiones pequeñas de cuarzomonzonita,

granito, pórfido cuarzoso y escasas de granodiorita, de colores gris rosado a gris claro y ante claro, están distribuidos en la Formación Silgará y en el Neis Bucaramanga en la parte norte de los cuadrángulos H-12 y H-13. Muchas de éstas se hallan al este del Batolito de Rionegro; otras intrusiones y masas como silos, ocurren al norte y noreste del cuerpo principal de la cuarzomonzonita de La Corcova. Pequeños stocks están localizados en el área de la gran curva del río Suratá, al suroeste de Matanzas contienen roca porfirítica. La mayor parte de estas se encuentran profundamente meteorizadas y es difícil obtenerlas frescas. Una intrusión aislada de cuarzomonzonita de color claro, 11 km al nor-noroeste de Mutiscua (Cuadrángulo H-13), parece ser semejante a las del área de Matanzas.

Las citadas intrusiones de cuarzomonzonita y granito difieren algo entre sí en textura y composición. Algunas rocas color ante a gris claro se asemejan a la cuarzomonzonita de La Corcova porque tienen la misma textura sacaroide y la biotita uniformemente diseminada, aunque son de grano medio más bien, que de grano fino. Algunas masas contienen moscovita y se parecen a ciertas rocas de borde del Batolito de Rionegro. Unas pocas son de color rosado como alguna cuarzomonzonita del mismo batolito.

Cuarzomonzonita, aplita y pórfido forman un stock compuesto cerca de California, en el Cuadrángulo H-13 y presentan alguna semejanza con fases color rosado pálido de la cuarzomonzonita, granito y pórfido cuarzoso. Gran parte de la roca de esta área ha sido extensamente fracturada, lixiviada e impregnada con sílice y sulfuros, principalmente pirita aurífera; contiene afloramientos de roca del tipo de La Corcova y diques de radiodacita y pórfido dacítico.

La masa principal de roca cerca de California, es granito o cuarzomonzonita rosado pálido a blanco, de grano fino, localmente de grano medio, con fenocristales característicos, de cuarzo bipiramidal. Se han observado dos fases: una porfirítica con fenocristales de cuarzo y de feldespato y otra aplítica, de grano uniforme. Alguna roca fresca contiene biotita diseminada de grano fino semejante a la de la cuarzomonzonita de La Corcova. En sección delgada la textura es aplítica con cantidades iguales de oligoclasa no zonada y feldespato de potasio pertítico.

Las intrusiones antes descritas, parecen diferir lo suficiente para sugerir que no son tobas de la misma edad u origen. Algunas parecen estar relacionadas a la cuarzomonzonita de La Corcova; otras, a la cuarzomonzonita del Batolito de Rionegro y otras, no están claramente relacionadas a ninguna de las unidades plutónicas mayores. Todas ellas, sin embar-

go, se han asignado a una sola unidad en los mapas geológicos. El conglomerado de la Formación Bocas, del Triásico, contiene guijarros de rocas de esta unidad. Parte o toda la cuarzomonzonita, el granito y el pórfido, son por consiguiente, del Triásico o de una edad más antigua, posiblemente Pérmico.

GRANITO DE DURANIA

Este es un granito blanco moscovítico que forma plutones pequeños e intrusiones en una faja norte-sur que se extiende desde el área de Pamplona, en la parte oriental del Cuadrángulo H-13 al norte, hasta más allá de las poblaciones de Durania y Villa Sucre en Norte de Santander, fuera de los límites del área cartografiada. El granito toma el nombre de la población de Durania, cerca de la cual una sección típica está bien expuesta.

La masa mayor del granito de Durania de 17 km de largo por 4 de ancho, forma el plutón de Pamplona, ubicado al sur de esta ciudad, en la parte nororiental del Cuadrángulo H-13 (fig. 4). Una masa más pequeña aflora al sur de ésta, cerca de la carretera Silos-Chitagá y otra también pequeña, está parcialmente en el cuadrángulo al noreste de Pamplona. Pegmatitas blancas ricas en moscovita, con los mismos minerales que el granito, abundan en las rocas metasedimentarias que rodean el granito de Durania y están obviamente relacionadas con él. Algunas de estas pegmatitas se han explotado para mica y feldespato cerca de Bochalema, al norte del área cartografiada. De otra parte, el granate y la turmalina son prominentes.

El granito de Durania es blanco, equigranular, de grano medio a grueso y ligeramente néisico en algunos sitios. Meteoriza rápidamente por disgregación en fragmentos. Los constituyentes principales son cantidades casi iguales de cuarzo, microclina y plagioclasa (albita y oligoclasa sódica). La plagioclasa se indica como oligoclasa en la Figura 5. La moscovita se encuentra, generalmente en cantidades hasta el 5%, raramente el 10%. Los accesorios incluyen granate, turmalina, óxido de hierro y zircón. En una muestra no típica no se halló feldespato de potasio; sólo se obtuvieron tres muestras adecuadas para secciones delgadas y dos de ellas, procedían de la parte norte del área cartografiada.

No se conoce la edad del granito de Durania. Las rocas más jóvenes que corta, son las de la Formación Silgará. Es post-metamórfico o metamórfico tardío y está cubierto por la Formación Tibú del Cretáceo Medio bajo. El intervalo de edades posibles de esta roca va del Ordoviciano al Cretáceo Medio. Es más probable, sin embargo, que esté entre el Devónico y el Jurásico. A causa de la incertidumbre en la edad de este granito y debido a su litología diferente, no se incluye en el

Grupo Plutónico de Santander sino que se coloca arbitrariamente debajo de él en la leyenda del mapa geológico.

Una determinación K/Ar en moscovita colectada por Raúl Durán, de una pegmatita que corta el Neis de Bucaramanga al este de Chitagá que se supone está relacionada al granito de Durania, dió una edad 461 ± 10 m.a. (Tabla 2, muestra 14362). Esto indica, o que la pegmatita no está relacionada al granito de Durania. La edad de 461 ± 10 m.a. esta en el rango de las edades radiométricas mostradas por el ortoneis (Tablas 1 y 2).

CUARZOMONZONITA DE SANTA BARBARA

Es una cuarzomonzonita biotítica, bastante uniforme inequigranular, de grano grueso que forma la masa principal del Batolito de Santa Bárbara y que toma el nombre del caserío de Santa Bárbara, que está cerca del centro de la masa (fig. 4).

La cuarzomonzonita del Batolito de Santa Bárbara, se extiende desde cerca de Berlín, en la parte este-central y del Cuadrángulo H-13, y hacia el sur hasta la Falla de Bucaramanga cerca de la confluencia de los ríos Chicamocha y Guaca. El batolito tiene cerca de 60 km de longitud y su anchura varía entre 5 y 12 km. Su forma es lineal y sus bordes están fallados solamente en algunos sitios. Dos intrusiones pequeñas del granito de Pescadero, se encuentran en el extremo norte cerca a Berlín.

Las rocas dentro del batolito se presentan de una manera muy uniforme como cuarzomonzonita rosada de grano grueso.

Aunque la cuarzomonzonita de Santa Bárbara está principalmente localizada en el batolito del mismo nombre, la cuarzomonzonita aflora en áreas pequeñas al este del río Angosturas, en el sur de la parte noreste del Cuadrángulo H-13 y en un área cerca de la Laguna de Ortices al sur de San Andrés, en el Cuadrángulo I-13. La Cuarzomonzonita ha sido reconocida en algunos sitios dentro del batolito, al norte de Mogotes y cerca de San Joaquín.

La cuarzomonzonita de Santa Bárbara es macroscópicamente de grano grueso, algo inequigranular, rosado naranja a gris violáceo y contiene feldespatos de potasio rosado naranja a rojo grisáceo, plagioclasa blanca, cuarzo gris y 2 a 3% de biotita. En fases menos equigranulares, el feldespato de potasio forma fenocristales hasta de 20 mm de tamaño. En fases más equigranulares el feldespato de potasio alcanza hasta 15 mm de largo, plagioclasa 12 mm y el cuarzo 5 mm. Los minerales máficos tienden a formar nidos pequeños en algunas partes hasta de 5 mm de diámetro. El cuarzo, el feldespato de potasio y la plagioclasa están presentes en canti-

dades casi iguales, pero generalmente el feldespato de potasio es ligeramente más abundante que la plagioclasa (fig. 5).

Macroscópicamente, la cuarzomonzonita típica es inequigranular hipidiomórfica, oligoclasa y albíta cálcica ligeramente zonadas, subtabulares a equidimensionales. Los centros están usualmente saussuritizados, mientras que los bordes permanecen frescos. El feldespato de potasio es microclina empolvada y pertita en forma de barras y cordones finos. La biotita es marrón verdosa y generalmente alterada a clorita y formando nidos con apatito, óxido de hierro, zircón y allanita. Los productos de alteración son clorita y epidota. Se observaron unos pocos granos de hornblenda en la cuarzomonzonita del área de Berlín. Las cantidades relativas de los minerales accesorios son más o menos semejantes a las de cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes (fig.6), con excepción de un número mayor de muestras que contienen esfeno.

En la fase más máfica, con colores más oscuros, la plagioclasa es tabular y bien zonada. La plagioclasa cálcica es oligoclasa y la hornblenda accesoria puede estar presente con biotita. La plagioclasa es más abundante que el feldespato de potasio.

La cuarzomonzonita meteoriza produciendo fragmentos que forman un suelo poroso y en consecuencia, con nivel hidrostático bajo. Las pendientes de la saprolita en un sitio cercano a Santa Bárbara, midieron 40°

La roca está bien expuesta aunque muy meteorizada en la carretera de Los Curos a Guaca, que cruza el batolito a lo ancho. Accesibles afloramientos meteorizados se encuentran al suroeste de Berlín en la carretera de esta localidad a Baraya y Guaca.

Una fase de color más oscuro, de grano medio, con 5 a 10 % de biotita y trazas de hornblenda aflora en algunos sitios. Esta roca está expuesta en la carretera Los Curos-Guaca, al este de la quebrada El Retiro y al oeste del río Umpalá (cuadrángulos H-13, 12-I-C, J-5). En algunos lugares se encuentran diques de aplita rosada en la cuarzomonzonita. Estos son más resistentes a la meteorización y forman resaltos lo cual puede verse en la carretera Los Curos-Guaca al oeste de la vuelta hacia Santa Bárbara (cuadrángulos H-13, 12-I-C, J-6, J-7 y J-8).

El conglomerado y la arkosa de la Formación Girón, del Jurásico, contienen detritos de la cuarzomonzonita de Santa Bárbara; el desmantelamiento y la erosión del Santa Bárbara deben haber tenido lugar antes del tiempo del Girón. Dos datos radiométricos K/Ar en biotita de la cuarzomonzonita de Santa Bárbara dieron edades de 192 ± 7 y

194 ± 7 m.a. (Tabla 2). Estas edades están en armonía con una edad radiométrica obtenida de una fase biotítica (similar a la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes) del granito de Pescadero situado al oeste (Tabla 2). Además, una determinación K/Ar en una roca total de una muestra de filita tomada al sur de Berlín, 1 km horizontal y probablemente menos de 1 km vertical del contacto con el batolito dió una edad de 198 ± 7 m.a. Estas edades están aproximadamente en las cercanías del límite Triásico-Jurásico. Considerando las probables tasas de enfriamiento lento de un batolito de este tamaño (Winkler, 1969, p.83; Hamilton, 1965, p.71) es probable que la edad real del desplazamiento sea Triásico Superior, en vez de Jurásico Inferior, sin embargo, la designación de edad aquí adoptada es Jura-Triásico.

GRANITO DE PESCADERO

Este es un granito leucocrático rosado naranja, de grano fino, llamado así por los afloramientos en la vecindad de Pescadero, municipio de Umpalá (H-12). Constituye un plutón alargado de forma algo irregular, al oeste de la Falla de Bucaramanga. Al oeste, el granito intruye metasedimentos de la Formación Silgará. En esta área podría ser considerado como parte del Batolito de Mogotes, porque la masa principal del Mogotes hacia el sur, contiene roca como la de Pescadero y una fase biotítica en el granito de Pescadero es similar a la cuarzomonzonita con biotita del Mogotes.

El granito de Pescadero está cubierto inconformablemente por la Formación Jordán del Jurásico, cuyo conglomerado basal contiene fragmentos de roca tipo Pescadero. Los diques de riolita que cortan el Jordán al sur de la población de Los Santos son aparentemente más jóvenes. Hacia el norte, el granito de Pescadero pasa a pórfido riolítico expuesto a lo largo de la carretera al sur de Piedecuesta. Esta roca, que es semejante a los diques dentro de la masa principal, no se ha cartografiado separadamente.

El granito de Pescadero meteoriza a un suelo arenoso, poroso, de color claro. Cerca de Los Curos, está apreciablemente brechado y meteorizado. Sin embargo, hacia el sur, en el cañón del río Manco, está fresco aunque intencionalmente diaclasado y fallado debido a su proximidad a la Falla de Bucaramanga.

Una zona de contacto, en la cual numerosos diques de pegmatita y aplita del Pescadero cortan la Formación Silgará, está bien expuesta a lo largo de la carretera Bucaramanga-Bogotá, 1.4 km al sur del puente sobre el río Chicamocha en Pescadero.

El contacto intrusivo original de Pescadero

con el Neis Bucaramanga, situado al este, está a lo largo de la Falla de Bucaramanga. Esto se sugiere por afloramientos en bandas falladas al noroeste de Umpalá, en tributarios del río Manco, que exponen contactos aparentemente intrusivos bastante marcados entre granito y neis.

El granito típico de Pescadero es rosado naranja, de grano fino a muy fino, equigranular a ligeramente porfirítico, con fenocristales de feldespatos potásico sólo ligeramente más grandes que el grano medio de la roca y unos pocos nidos dispersos de minerales máficos. alguna roca tiene cavidades rellenas de cuarzo, pero se cree que están relacionadas con el fallamiento. La roca es típicamente leucocrática. La albita o plagioclasa sódica, la ortoclasa, la micropertita y el cuarzo, están presentes desde cantidades casi iguales hasta una relación de 40 a 25 del feldespato potásico a la albita-oligoclasa (fig.5). Los accesorios son escasos, generalmente con menos de 1% de óxido de hierro, moscovita, biotita, zircón y apatito. La micropertita varía desde un tipo de barra y cordón a pertita ramificada. La micropertita es común. La moscovita es tabular y contiene granos pequeños de óxido de hierro exudados. alguna moscovita (?) se encuentra en agregados radiales. La plagioclasa es generalmente no zonada. Las fases porfiríticas contienen fenocristales de albita y raramente cuarzo; el resto del cuarzo está en micropegmatita o textura gráfica.

Un granito y cuarzomonzonita con biotita color rosado naranja y de grano medio, similar a cierta cuarzomonzonita biotítica del plutón de Mogotes, situado al sur, aflora en algunos sitios al noreste de Pescadero, a lo largo del río Manco. Fue de esta roca de donde se obtuvo la biotita para la determinación de la edad K/Ar del granito de Pescadero (Tabla 2). Es de grano ligeramente más grueso y contiene más biotita que el típico Pescadero, pero está en apariencia relacionado genéticamente a él. Esta roca es inequigranular e hipidiomórfica en sección delgada. Las cantidades relativas de minerales son casi las mismas como en el Pescadero típico, con excepción de que la biotita o biotita cloritizada es más abundante y ocurre en cantidades hasta el 3%. La plagioclasa es tabular, zonada, está constituida por albita cálcica u oligoclasa sódica. Muchos granos de cuarzo y particularmente de ortoclasa, contienen inclusiones de la plagioclasa tabular. La ortoclasa es ligeramente pertítica; el cuarzo tiende a tener un hábito equidimensional o bipiramidal. La allanita es un accesorio escaso, en adición a la serie normal en el Pescadero.

Los diques del granito de Pescadero incluyen pegmatita, aplita, riolita porfirítica y riodacita. Los de riolita porfirítica tienen fenocristales de albita u oligoclasa sódica y fenocrista-

les menos abundantes de cuarzo, ortoclasa y clorita (aparentemente derivada de biotita). La matriz es microcristalina, con feldespatos y cuarzo subesféricos, nebuloso o esferulitas características de cuarzo y de feldespato potásico. Algunas muestras de riodacita tienen una textura de fieltro con pequeños feldespatos euedrales. Las texturas son similares a las de la riolita porfirítica al sur de Piedecuesta.

Dos masas en forma de "plug" del granito de Pescadero, cortan la cuarzomonzonita de Santa Bárbara y las rocas metasedimentarias al sur de Berlín, en el noroeste del Cuadrángulo H-13. Otra masa poco conocida, está ubicada en el río Cucutilla, en el borde norte del mismo cuadrángulo. El granito de Pescadero, con un poco de moscovita, aflora en el Neis de Bucaramanga al noreste de Chitagá, Cuadrángulo H-13. Un área con abundantes cuerpos pequeños del granito de Pescadero está ubicada cerca de San Joaquín en el Cuadrángulo I-13. Aflora aquí y allá, en cuerpos demasiado pequeños para ser cartografiables, en el Batolito de Mogotes y en la cuarzomonzonita de Santa Bárbara.

Una determinación radiométrica K/Ar en biotita de la roca biotítica del granito de Pescadero, dió una edad de 193 ± 6 m.a. (Tabla 2). Está comprendida entre las edades obtenidas de la biotita del Batolito de Santa Bárbara y coloca al Pescadero y por extrapolación a la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes, en el mismo grupo. Ellos son, por lo menos, casi contemporáneos, si no de edad idéntica.

BATOLITO DE MOGOTES

Este batolito es uno de los más grandes en la parte media sur de la zona ubicada en el Cuadrángulo I-13, al suroeste de la Falla de Bucaramanga (fig.4). Tiene cerca de 40 km de largo y 15 de ancho en su parte más amplia, con un promedio aproximado de 10 km.

Consiste de varias características. La masa principal la constituye cuarzomonzonita biotítica de color rosado grisoso claro rosa-blancuzco y granito predominantemente equigranular de grano medio. Las fases de grano grueso semejantes a la cuarzomonzonita de Santa Bárbara y las de grano fino y rosado similares a las del granito de Pescadero, afloran dentro de la masa principal. El granito de Pescadero al norte del cuerpo se ha considerado como parte del batolito. Una parte cartografiable de éste se halla ubicado cerca de San Joaquín. En dirección de Onzaga la roca es una granodiorita porfirítica y granodiorita. Diques de riolita, riolita porfirítica, aplita, cuarzo-latita y lamprofiro, son comunes particularmente en la parte sur, cerca a Mogotes. Una intrusión pequeña de riolita vecina a Onzaga, se encuentra justamente al sur del mapa.

La mayor parte de la margen este del batolito está alinderada por la Falla de Bucaramanga. Las rocas de este mismo, están intruídas en cuerpos tabulares y en techos pendientes en algunos sitios del Neis de Bucaramanga al oeste de la falla; en otros, el batolito intruye las formaciones Silgará y Floresta o el ortoneis.

CUARZOMONZONITA DEL BATOLITO DE MOGOTES

La cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes es rosada naranja, gris rosáceo o blanca rosácea, equigranular a subporfirítica, con un tamaño de grano de 1 a 3 mm. Las rocas subporfiríticas tienen granos de feldespatos potásico sólo ligeramente mayores que el tamaño de grano promedio de la roca. Esta meteoriza fácilmente en fragmentos y origina un suelo color crema a ante que se vuelve naranja profundo donde se deriva de rocas más biotíticas.

La roca típica es leucocrática y contiene cantidades casi iguales de oligoclasa blanca, feldespatos de potasio rosado, cuarzo gris (fig.5) y menos de 3% de biotita. Las variedades menos biotíticas contienen más feldespatos de potasio que plagioclasa y las variedades más biotíticas contienen menos. Debería anotarse que los histogramas (fig. 5) incluyen modos de muestras de la granodiorita cerca de San Joaquín.

En sección delgada, la textura de la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes, es hipidiomórfica y ligeramente inequigranular. La oligoclasa es tabular y normalmente zonada. El feldespatos de Potasio es una barra o rosario en micropertita. El cuarzo ocurre en granos casi iguales o es intersticial. La biotita marrón verdosa está en listones, comunmente con inclusiones de apatito. Los accesorios son: apatito, óxido de hierro, zircón y allanita con clorita, epidota y sericita secundarios. El esfeno está presente sólo en rocas relativamente ricas en biotita que se aproxima en composición a granodiorita. Algunas variedades de grano fino son blancas y aplíticas en textura. Contienen albita u oligoclasa sódica y la textura micrográfica o micropegmatita es común, como en algunas del granito de Pescadero. Las variedades porfiríticas difieren sólo en que tienen fenocristales de micropertita

Roca similar a la cuarzomonzonita de Santa Bárbara y al granito de Pescadero, aflora dentro de la masa principal de la cuarzomonzonita. Los diques rosados del área de Mogotes, tienen las texturas gráfica y esferulítica común en los diques en el Pescadero. La biotita se encuentra en escamas muy delgadas similares a las del granito de Pescadero, de moscovita con óxido de hierro exudado. Los diques de pórfido tienen una matriz en mo-

saico de cuarzo, plagioclasa y ortoclasa, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, ortoclasa y biotita.

Los histogramas de la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes (fig. 5) se acercan a los del granito de Pescadero con el cual está asociada. La influencia de las muestras parecidas al Pescadero e incluídas en los modos, probablemente explica las ligeras diferencias en la forma de los histogramas de las del Batolito de Rionegro.

GRANODIORITA DEL BATOLITO DE MOGOTES

Al este y sureste de San Joaquín, hay una granodiorita gris inequigranular a granular, similar en apariencia y composición a la del extremo sur del Batolito de Rionegro. Como en este batolito, el contacto de la granodiorita con la cuarzomonzonita no es claro, puede ser gradacional.

La granodiorita del Batolito de Mogotes es gris a gris rosáceo, de grano medio a grueso, con escasos fenocristales grandes de ortoclasa rosada naranja y grano más pequeños de cuarzo gris, plagioclasa blanca y biotita negra. Fases equigranulares con tamaño de grano que varía entre 2 mm y 2 cm, forman un apreciable porcentaje de las rocas en esta área. Se asemejan a gran parte de la roca del Batolito de Mogotes al noroeste, pero con algo más de biotita y menos pero mayor tamaño de feldespatos de potasio. En sección delgada, el tipo porfirítico es hipidiomórfico con fenocristales de ortoclasa peritítica relativamente grandes y más pequeños de andesina y oligoclasa tabular y zonada. El cuarzo es anhedral hasta intersticial. La biotita, el óxido de hierro, el esfeno, el apatito y raramente la hornblenda tienden a estar en nidos. Esfeno, allanita, zircón, apatito, óxido de hierro, epidota y clorita, son minerales accesorios y secundarios. La oligoclasa y la andesina son más abundantes que el feldespatos de potasio. Los minerales máficos constituyen del 5 al 10 de la roca. La biotita verde marrón típicamente posee numerosas inclusiones de apatito; las fases equigranulares de la biotita, tienen una composición semejante. Aunque se dispuso de relativamente pocas muestras de la granodiorita del Batolito de Mogotes, las rocas parecen contener más allanita que la granodiorita del Batolito de Rionegro a la cual, por otra parte, se asemeja. En algunos lugares aflora granodiorita gris sin feldespatos rosados; se parece a las fases granodioríticas menos foliadas del ortoneis adyacente. Es posible que algunas áreas de éste hayan sido cartografiadas como granodiorita del Batolito de Mogotes.

EDAD DE LA CUARZOMONZONITA Y DE
LA GRANODIORITA DEL BATOLITO
DE MOGOTES

La cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes, está probablemente relacionada al granito de Pescadero y la cuarzomonzonita de Santa Bárbara, basados en la semejanza general de la litología de las tres rocas, sus facies gradacionales y sus relaciones estratigráficas y estructurales con las rocas sedimentarias más jóvenes y más antiguas. La muestra del granito de Pescadero de la cual se obtuvo la edad radiométrica K/Ar Jura-Triásico (Tabla 2), es litológicamente muy semejante a la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes. Esta es entonces, probablemente también de edad Jura-Triásico. Se considera que la granodiorita es de la misma edad porque parece ser una fase del mismo batolito.

BATOLITO DE RIONEGRO

La masa en el extremo sur del Batolito de Rionegro consiste de cuarzomonzonita, granito y granodiorita, y yace al este de la Falla de Bucaramanga en el noreste del Cuadrángulo H-12 (fig. 4). El lado oeste del batolito obviamente está cortado por esta falla. El extremo sur es una cola delgada que se proyecta en la misma dirección siguiendo la falla hacia el río Suratá. El plutón tiene por lo menos 50 km de largo y se extiende hacia el norte por una distancia desconocida. Dentro del cuadrángulo, el batolito tiene una anchura de 14.5 km; más hacia el norte fuera del área del mapa, el batolito alcanza 20 km de ancho. Lo anterior da lugar a la duda acerca de que éste sea la continuación del Batolito de Ocaña en el área Ocaña-Abrego.

El batolito está compuesto de cuarzomonzonita y granito rosado pálido en su parte norte. Al norte del cuadrángulo a lo largo del río Cáchira se encontró una fase gris al oeste de La Vega y otra rosada al este de la misma población. Cerca de Rionegro y al sur de Santa Cruz, la granodiorita es gris a gris rosada. La cola sur de este batolito está compuesta de granodiorita con cantidades apreciables de tonalita; ambas cortadas por cuarzomonzonita rosada a blanca, de grano medio que predomina hacia el río Suratá. Un cuerpo pequeño aislado de cuarzomonzonita rosada similar a la anterior e intruída dentro de la tonalita, está expuesto en el área de los Jardines y Pan de Azúcar al este de Bucaramanga.

GRANODIORITA DEL BATOLITO
DE RIONEGRO

El extremo sur de este batolito, en la vecindad de Rionegro y a lo largo y al sur del río Santa Cruz, consiste de granodiorita gris, generalmente porfirítica y de tonalita subordi-

nada equigranular, parecida a la tonalita del Plutón de Páramo Rico. La granodiorita de esta área tiene muchas inclusiones y tabiques del Neis de Bucaramanga y su borde sur es una extensa zona mezclada. La de Falla de Bucaramanga forma el límite oeste de la granodiorita. Al norte del río Santa Cruz, la granodiorita está en contacto con cuarzomonzonita y granito más félsicos rosados a blancos. Poco se conoce acerca de este contacto, que puede ser gradacional. El contacto nororiental es una zona mezclada con el Neis de Bucaramanga y la Formación Silgará. El contacto suroriental está bien delineado y es casi recto con el Neis de Bucaramanga.

Pueden verse afloramientos esparcidos de la granodiorita del Batolito de Rionegro, en la carretera de Rionegro a Santa Cruz y en el ramal al sureste de Sardinias, desde la confluencia del río Santa Cruz con la quebrada Guayana.

La granodiorita típica es gris, de grano medio a grueso, subporfirítica, con fenocristales grandes, dispersos de feldespato de potasio color rosado naranja y de plagioclasa blanca, ligeramente más pequeños, colocados en una matriz de cuarzo gris, biotita y granos más pequeños de feldespato. La roca es no foliada a ligeramente néisica. En sección delgada, su textura es hipidiomórfica. Está compuesta de un 10 a 20% de cuarzo; 45 a 60% de andesina zonada, euhedral a subhedral 10 a 20% de feldespato potásico, principalmente microclina; y 5 a 10% de biotita. La hornblenda está presente sólo en unas pocas rocas tonalíticas. El cuarzo y el feldespato potásico, a excepción del punto donde éste forma fenocristales, tienden a ser intersticiales. Los accesorios comunes son esfeno, apatito, allanita y raramente zircón; los secundarios, clorita y epidota. La presencia de la fase granodiorítica puede detectarse fácilmente en la naturaleza asimétrica y bimodal de los histogramas del Batolito de Rionegro (fig.5). La distribución de los minerales accesorios en la granodiorita, es semejante a la de la tonalita excepto por la diferencia en el contenido de esfeno (fig. 6).

Masas pequeñas de tonalita en la granodiorita muestran semejanzas texturales y de composición con las de tonalita y de diorita de grano fino antes descritas. Estas rocas son oscuras, de grano fino, equigranulares a ligeramente porfiríticas y consisten de un 10% de cuarzo; 65% de andesina zonada y tabular, que localmente forma fenocristales; 0 a 5% de microclina, 10 a 25% de hornblenda verde azuloza y 5 a 15% de biotita verde marrón. Los minerales accesorios y secundarios, son idénticos a los de la granodiorita. Esta se halla cortada por diques raros de diabasa y de aplita gris que se asemejan a la cuarzomonzonita de La Corcova.

CUARZOMONZONITA DEL BATOLITO DE RIONEGRO

Es una cuarzomonzonita biotítica, de grano medio, equigranular a subporfirítica, rosada a gris claro, que consiste de un 5% de biotita negra y cantidades aproximadamente iguales de cuarzo gris, plagioclasa blanca y feldespato potásico rosado naranja a rosado pálido. Las fases porfiríticas tienen fenocristales de feldespato potásico rosado y localmente también de plagioclasa. La roca está generalmente muy meteorizada y los afloramientos frescos no son fácilmente accesibles, pero pueden verse a lo largo de algunas de las corrientes al este de la Falla de Bucaramanga. La cuarzomonzonita meteoriza a un suelo gris claro amarillento, localmente naranja donde la roca es más máfica.

En sección delgada, la textura de la cuarzomonzonita es hipidiomórfica. La roca está compuesta de 25 a 35% de cuarzo, 25 a 45% de oligoclasa subhedral, indistintamente zonada, 20 a 40% de microclina y micropertita anhedral y 1 a 10% de biotita. Los accesorios son zircón, esfeno, allanita, apatito y óxido de hierro; y los secundarios, clorita, epidota y sericita. La abundancia y distribución de los minerales accesorios son similares a las de la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes (fig.6).

Granito blanco a rosado pálido ocurre cerca de los contactos con la Formación Silgará. La composición y la textura de esta roca, son semejantes a las de la masa principal, con excepción de su contenido de albita más bien que oligoclasa y hasta 5% de moscovita, mientras que la biotita y el óxido de hierro juntos, son menores del 2%.

En comparación con la cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes, la del Batolito de Rionegro es menos rosada, algo más biotítica y el feldespato de potasio es microclina en vez de micropertita.

Dos determinaciones K/Ar en biotita de la granodiorita cerca a Santa Cruz (IMN-10894, Tabla 2) dieron edades de 172 ± 6 m.a. y 177 ± 6 m.a., o sea Jurásico Inferior a Medio. Esta edad es cerca de 20 m.a. más joven que las edades de los otros batolitos datados en la zona, junto con los cuales el Batolito de Rionegro se ha pensado sea aproximadamente contemporáneo. Por lo tanto, el Batolito de Rionegro se muestra como el Jurásico en el mapa del Cuadrángulo H-12. La cuarzomonzonita es presumiblemente casi contemporánea con la granodiorita, aunque las relaciones de campo sugieren que podría ser ligeramente más joven. A pesar de la edad dada por la biotita, las rocas del Batolito de Rionegro, se incluye en el grupo plutónico de Santander a causa de la semejanza petrográfica con otras rocas del mismo grupo.

RIOLITA DE LA FORMACION BOCAS

Cuerpos tabulares de riolita aparentemente intrusiva, granófiro, y brecha se encuentran dentro de la Formación Bocas en la parte norte del Cuadrángulo H-12, al oeste de la Falla de Bucaramanga.

Las rocas son de color blanco verdoso, ante pálido, gris claro, gris violáceo a gris rosáceo y afaníticas, porfiríticas a fragmentadas. Las brechas contienen fragmentos rojos, gris verdosos gris rosáceos. Algunas de las rocas contienen prominentes esferoides grises con bordes blancos en una matriz afanítica blanca grisácea con escasos máficos rosados. Cristales pequeños diseminados de pirita, se encuentran presentes en algunas muestras. Otras rocas presentan bandas de flujo.

En sección delgada, muchas de las rocas riolíticas tienen textura esferulítica similar a fases del granito de Pescadero; otras son aplitas de grano fino, compuestas de plagioclasa, cuarzo y ortoclasa, pocos minerales opacos y trazas de zircón. Núcleos pequeños de biotita naranja, están presentes en algunas muestras. Las variedades porfiríticas tienen fenocristales de cuarzo y ortoclasa. Muestras de brecha poseen fragmentos de la roca descritas anteriormente. Algunos fragmentos contienen esferulitas, otros son apliticos. Otros contienen minúsculos listones de plagioclasa. La abundancia de los minerales máficos difiere de fragmento a fragmento en las brechas. Algunos parecen ser roca sedimentaria con granos de cuarzo clásticos; gran parte del material opaco presente es óxido de hierro marrón rojizo. Los fenocristales de ortoclasa son peritíticos, donde se hallan presentes. La plagioclasa tiene relieve bajo y parece ser albita u oligoclasa sódica. El zircón es casi el único mineral accesorio identificable. En algunas muestras, las fracturas están rellenas con cuarzo y menos comúnmente con biotita de grano fino.

ROCAS DE DIQUE

Los diques félsicos, máficos y lamprófiros, son comunes en los batolitos y plutones del Macizo de Santander y en las rocas adyacentes. La mayor parte parecen ser diferenciaciones o están genéticamente relacionados a las rocas de los batolitos y plutones mayores, porque muestran semejanzas mineralógicas y texturales con ellos. Los diques de aplita, pegmatita y pórfido felsítico, semejantes en composición a la roca encajante, son comunes en la cuarzomonzonita y rocas graníticas lo mismo que los diques lamprófiros. Los de tonalita, diorita de grano fino o de pórfido andesítico, predominan en rocas granodioríticas y tonalíticas. Diques de un pórfido dacítico distintivo, basalto y diabasa, tienen ocurrencias más restringidas y no parecen estar relacionados a la serie batolítica.

Algunos se muestran en los mapas geológicos, pero la mayoría son demasiado pequeños o están agrupados estrechamente para ser mostrados y se han omitido.

DIQUES FELSICOS

Los diques félsicos distintos de aplita y pegmatita, algunos de los cuales han sido ya brevemente descritos o mencionados (véase granito de Durania, por ejemplo), van de pórfido riolítico o vitrófiro a dellanita (cuarzo latita). Las riolitas son blancas a rosado pálido, gris claro o negro grisáceo a verde grisáceo, donde son afaníticas. Los fenocristales de albita a oligoclasa sódica, cuarzo redondeado y menos comunmente ortoclasa, están colocados en una matriz criptocristalina, esferulítica o granular, compuesta de cuarzo y feldespato, además de material semiopaco no definido. La textura gráfica se encuentra en algunas muestras. Unas pocas escamas de biotita se hallan normalmente, así como también óxido de hierro y productos de alteración. En las dellanitas, los fenocristales son predominantemente oligoclasa, con algún cuarzo y poca ortoclasa. La matriz es similar a la de las riolitas, pero es generalmente microaplítica en vez de criptocristalina o esferulítica. Los diques de dellanita son particularmente prominentes en la cuarzomonzonita de Santa Bárbara al sureste de Berlín, pero también ocurren en áreas menos bien expuestas de ésta y de otros batolitos y plutones cuarzomonzoníticos. Los diques félsicos son comunes cerca de Pescadero y Aratoca, pero sólo unos pocos de los cercanos a la primera localidad, pudieron ser mostrados en el mapa geológico.

DIQUES MAFICOS

Diques de andesita de grano fino, gris a verde oscuro, equigranular a localmente porfirítico y de diorita de grano fino, son comunes en la granodiorita del Batolito de Rionegro, así como también en el de Mogotes y en las áreas de cuarzomonzonita de La Corcova. En los diques porfiríticos, los fenocristales son andesina subhedral generalmente zonada o cristales euhedrales de hornblenda más pequeños que la plagioclasa, colocados en una matriz diabásica de plagioclasa y hornblenda. Existen trazas de cuarzo en algunas muestras y se encontró pigeonita en una. Los accesorios son esfeno, óxido de hierro, apatito, biotita, los productos de alteración incluyen clorita, epidota y calcita.

LAMPROFIROS

Estos son comunes en los batolitos de Mogotes y Rionegro. Son de grano fino, gris oscuros y ligeramente porfiríticos, con fenocristales pequeños de hornblenda. La textura de la pasta es subdiabásica, con escamas de plagioclasa principalmente saussuritizada y de hornblenda marrón verdosa comunmente alterada a clorita; el cuarzo, en cantidades de 10 a 15 %, se halla como granos intersticiales, lo mismo que escasa ortoclasa. La biotita está generalmente cloritizada. Los accesorios comunes son apatito, esfeno, allanita, óxido de hierro, epidota y clorita. El Zircón es raro. Normalmente, la plagioclasa euhedral y zonada forma fenocristales pequeños en algunas muestras.

Los diques de pórfido dacítico son comunes en el distrito de California. Estas son las únicas rocas ígneas en la zona que cortan las del Cretáceo. Al este y sureste de Cachirí estos diques cortan la formación Girón, del Jurásico y la suprayacente Formación Tambor, del Cretáceo Inferior.

PORFIDO DACITICO

Los diques de pórfido dacítico son comunes en el distrito de California. Estas son las únicas rocas ígneas en la zona que cortan las del Cretáceo. Al este y sureste de Cachirí estos diques cortan la formación Girón, del Jurásico y la suprayacente Formación Tambor, del Cretáceo Inferior.

El pórfido dacítico es gris, de grano fino a afanítico, con fenocristales prominentes euhedrales de plagioclasa hasta de 2 cm de largo y escasos fenocristales más pequeños de cuarzo redondeado y anfíbol. La plagioclasa es andesina zonada y complejamente maclada u oligoclasa cálcica.

Los minerales máficos están generalmente alterados, pero alguna clorita es pseudomorfa de hornblenda. Hornblenda preservada en una muestra es verde jade; y fué la única con feldespato de potasio como granos irregulares en la pasta. En sección delgada, la matriz está compuesta de un mosaico de cuarzo de grano fino y plagioclasa. Los minerales accesorios son esfeno, apatito, óxido de hierro y escasa allanita. Los productos de alteración son sericita, calcita y clorita. Una roca semejante con fenocristales de plagioclasa más pequeños (7 mm) se observó justamente al este de la Falla de Bucaramanga, cerca de Rionegro. Esta contiene anfíbol verde brillante como fenocristales raros y granos más pequeños en la pasta.

BASALTO Y DIABASA

Unos pocos diques de basalto y de diabasa de color negro a verde gris intenso, afaníticos hasta de grano fino, se encuentran principalmente a lo largo del frente de Bucaramanga, a cada lado de la falla del mismo nombre. Cortan paraneis de alto grado al este de Bucaramanga y rocas del Batolito de Rionegro al norte de la población; ocurren en el área de la riolita intrusiva al este de la Falla de Bucaramanga, en la parte norte del Cuadrángulo H-12 y cortan la Formación Jordán como diques y silos cerca de Rionegro y la Mesa de Los Santos. Diques similares están ampliamente esparcidos, aunque escasos en otras partes de la zona y cortan rocas casi tan altas en la sección estratigráfica como el límite Girón-Tambor. Algunos de

ellos, particularmente los de las rocas sedimentarias, están tan alterados que su composición original no se puede determinar.

Las rocas más frescas tienen una textura diabásica con escamas de labradorita y augita diopsídica o pigeonita intergranular. Los productos de alteración son clorita, óxido de hierro, calcita y epidota. Los silos y diques máficos alterados de las formaciones Bocas y Jordán al oeste del frente de Bucaramanga, tienen características y productos de alteración similares a las rocas frescas y son probablemente también diabasas. Un silo de la Formación Jordán, cerca de Rionegro, contiene feldespato de potasio intersticial.

Los diques alterados, quizás originalmente diabasa, tienen escamas de plagioclasa alterada en una matriz clorítica o con piroxeno intergranular. Las escamas más pequeñas de clorita son pseudomorfos de fenocristales de minerales máficos.

EDAD DE LOS DIQUES

Las aplitas, pegmatitas, riolitas y dellénitas, lo mismo que los lamprófiros y diques máficos, son todos probablemente contemporáneos con las rocas de los batolitos mayores y por lo tanto, corresponden al Jura-Triásico.

El pórfido dacítico del área de California es posterior al Cretáceo Inferior y puede correlacionarse con el pórfido del área de Ocaña que ha sido datado como de 127 ± 3 m.a. o sea, Cretáceo Inferior (IMN-10953, Tabla 2). Otros diques félsicos asignados al Triásico podrían ser también del Cretáceo Inferior. El basalto y la diabasa son del Jurásico o más jóvenes. Si el emplazamiento de estas rocas fue controlado por movimiento en la Falla de Bucaramanga (véase el capítulo sobre geología estructural), su edad puede ser mucho más joven.

ESTRUCTURA DE LAS ROCAS IGNEAS

Los batolitos y plutones de la mitad sur de la Zona III, tienen un alineamiento pronunciado norte-sur (fig. 4 y Pls. I-III). Los más notables a este respecto son el Batolito de Santa Bárbara y el Plutón de La Corcova. El Batolito de Mogotes tiene un borde occidental notablemente recto y el de Rionegro muestra segmentos bastante rectos a lo largo de su borde oriental. Las irregularidades en los contactos orientales y occidentales del Plutón de La Corcova y del Batolito de Santa Bárbara, se deben en gran parte al desplazamiento lateral sobre fallas de rumbo noreste. El Plutón de Pamplona y algunas de las intrusiones más pequeñas tienen un alineamiento general norte-sur.

Los contactos orientales y occidentales de los batolitos y plutones son relativamente definidos, con pocas apófisis. Son excepciones la cuarzomonzonita de La Corcova y el granito de Durania. La primera, está aparentemente rodeada por un enjambre de diques y el segundo, tiene muchos diques de pegmatita en una ancha zona de contacto. Lo rectilíneo de los contactos norte-sur sugiere que éstos son bastante empinados.

Algunos de los contactos son fallas. La Falla de Bucaramanga corta los batolitos de Rionegro en el oeste, el de Mogotes en el este y también el extremo sur del de Santa Bárbara. Parte del contacto oriental del Plutón de La Corcova es una falla y a lo largo de su contacto occidental ocurre milonita en una distancia de unos 10 km cerca de su extremo sur. Al este de Los Curos, sobre el río Manco también aflora milonita en su contacto oriental.

Los extremos norte y sur de los batolitos, que no están cortados por fallas, son menos rectos. La ancha zona de contacto en la cual la granodiorita del Batolito de Rionegro, ha intruído el Neis de Bucaramanga cerca de Santa Cruz (Cuadrángulo H-12), está localizada en un lugar donde el contacto del batolito tiene un rumbo aproximadamente este-oeste. El extremo norte de la cuarzomonzonita de La Corcova es de igual modo, completamente irregular. El contacto sur del Batolito de Mogotes tiene un patrón irregular, lo que sugiere que el contacto buza hacia el sur con un ángulo bajo. Esta opinión se sustenta por la observación de que esta parte del batolito y las rocas metasedimentarias adyacentes, están colmadas de diques. Dicha zona de contacto con las rocas metasedimentarias, sin embargo, no tiene más de 1.500 m de ancho. El extremo norte del Batolito de Santa Bárbara se ensancha cerca de Berlín, donde un techo pendiente de rocas metamórficas parcialmente separa la masa principal de un área equidimensional de cuarzomonzonita al sureste de esta localidad. La presencia de cuarzomonzonita unos 3 km al sureste de El Portillo (121-I-3, c-11, NW), en un pequeño afloramiento rodeado por acarreo de esta roca en la base de la Formación Girón, sugiere que el granito está a una profundidad no muy grande debajo de gran parte de esta área norte. El patrón general del extremo norte del Batolito de Santa Bárbara, indica que su superficie tiene forma de cuchara, cabecea hacia el sur y está inclinada hacia el este, de modo que su contacto occidental es más fuerte que el oriental. La forma del batolito en profundidad es desconocida. Posiblemente el contacto norte buza hacia el sur, siguiendo la estructura de las rocas metamórficas. Sin embargo, un pequeño "plug" de cuarzomonzonita litológicamente semejante a la del Batolito de Santa Bárbara, aflora unos 10 km al norte de Berlín, rela-

ción que sugiere un buzamiento hacia el norte en vez de hacia el sur.

El alineamiento de los batolitos indica un fuerte control estructural norte-sur del emplazamiento. Como el Grupo Plutónico de Santander es Jurásico hasta Triásico, este control tiene que ser Triásico o más antiguo. Los sedimentos del Jurásico que contienen material derivado de los batolitos, fueron depositados en fosas alargadas de dirección norte-sur, posiblemente limitadas por fallas (véase p.253). El control estructural de estas fosas es posiblemente heredado de/o es una continuación del mismo que guió el emplazamiento del Grupo Plutónico de Santander. Estas relaciones implican la presencia de una dirección estructural fundamental norte-sur para esta parte de la Cordillera Oriental durante el Triásico. Tal dirección estructural parece haber prevalecido en el Terciario y en el Cuaternario, como lo evidencia la posición de la Cuenca del Magdalena.

Se dispone de poca información sobre los rasgos estructurales dentro de los batolitos. Los enjambres de diques en el extremo sur del Batolito de Mogotes generalmente tienen rumbo este-oeste, aunque algunos con rumbo norte se han observado. En el área de Pescadero, los diques están orientados aproximadamente este-oeste o norte-sur hasta norte-noreste-sur-sureste. Cerca del extremo norte del Batolito de Santa Bárbara, los diques se orientan norte-noreste y noroeste. Las bandas de flujo y otros rasgos estructurales primarios dentro de los batolitos no se cartografiaron.

ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas de los sistemas Cretáceo y Terciario son las mejor conocidas debido a que constituyen la fuente del petróleo y del gas natural del país y las unidades cartografiadas durante el presente estudio, son las que se han reconocido en las áreas petrolíferas de las cuencas del Magdalena Medio al oeste y de Maracaibo al noreste. Las rocas del pre-Cretáceo que son consideradas como rocas del "basamento" por la industria petrolera son menos conocidas y por lo mismo, han sido el motivo de la mayoría de los problemas y se han estudiado intensivamente durante las investigaciones que aquí se relatan.

Las rocas sedimentarias del post-Paleozoico no ofrecen alteraciones notables en sus características sedimentarias por procesos metamórficos, lo que contrasta con las rocas del Paleozoico, en las cuales, según la edad, el carácter sedimentario ha sido alterado a filitas, esquisto y neis por metamorfismo dinámico regional. Las rocas del Devónico son las más antiguas y conservan bastante su carácter sedimentario para ser reconocidas

con alguna facilidad como una unidad formacional con límites definidos.

SISTEMA DEVONICO

FORMACION FLORESTA

El nombre "Floresta Series" fue introducido en la literatura por Caster (1939, p.10) para designar estratos del Devónico por A.A. Olson y Teófilo Ramírez en 1935 (Dickey, 1941, p.1789) en la vecindad de la población del mismo nombre, en el Departamento de Boyacá. El trabajo de Caster fue el primer estudio detallado de los fósiles de los estratos de esta formación. Otras investigaciones se han llevado a cabo desde entonces por Mc Nair (1940), Caster (1942), Royo y Gómez (1942) y un estudio de Floresta y áreas adyacentes por Botero R. (1950), quien introdujo el nombre Formación Floresta para los estratos del Devónico que suprayacen esquistos y neises y que están cubiertos a su vez, por pizarras arcillosas y argilitas de la Formación Cucho, de edad Pérmico y Carbonífero, que afloran al parecer únicamente en el área de Floresta. Con base en los abundantes fósiles, la edad de los estratos de la citada formación ha sido reconocida generalmente como Devónico Medio. Desde que los estratos del Devónico se hallaron en Floresta, algunos con fauna y litología semejantes, se han encontrado ampliamente en la Cordillera Oriental de Colombia, incluyendo el área que aquí se estudia. Un resumen del conocimiento actual de las faunas del Devónico fue publicado por Morales (1965).

En el área a que se refiere este escrito, Hubach (1957, p.70) mencionó que capas infra-yacentes a los estratos del Cretáceo al norte de Guaca podían ser del Devónico. Durante el curso del presente trabajo, capas del Devónico se hallaron unos pocos kilómetros al norte de Bucaramanga, donde rocas del pre-Mesozoico están expuestas en una pequeña área al oeste de la Falla de Bucaramanga. No fue posible medir y describir una sección debido a lo limitado de los afloramientos y lo complicado de la estructura. Sin embargo, las descripciones hechas en diferentes lugares tales como la carretera vieja Bucaramanga-Rionegro, la quebrada Lomera, revelan el carácter general de la formación en un estado relativamente poco metamorfoseado.

En la sección tipo cerca de Floresta, 145 km al sur de Bucaramanga, el espesor de la formación, se estima entre 600 y 700 m (Botero, 1950, p.259). La formación no es muy resistente a la meteorización y tiende a formar topografía ondulada sin relieve sobresaliente.

El contacto normal de la Formación Floresta con las rocas infrayacentes se desconoce en

el área de Bucaramanga; pero unos 2 km al oeste de San Joaquín, donde la formación presumiblemente cubre rocas metamórficas del pre-Devónico (plancha 136-III-C, H-13, $\frac{V}{2}$), capas masivas de conglomerado con guijarros subredondeados de cuarzo blanco, forman una sección basal de 20 m o más, de grueso.

Al norte de Bucaramanga, el límite entre el Floresta y la suprayacente Formación Diamante, no está bien expuesto o definido, aunque este contacto es aparentemente una inconformidad. Sin embargo, las capas de grano fino del Floresta son principalmente argilíticas, pizarrosas o filíticas, en contraste con las limolitas y arcillolitas del Diamante. Las rocas de grano fino de la Formación Floresta tienden a desplegar texturas superficiales filíticas y esto es generalmente observable al este de la Falla de Bucaramanga.

La capa fosilífera encontrada en la quebrada El Santuario está mal expuesta, pero 600 m al norte, capas altamente fosilíferas afloran en las pendientes superiores al oeste de la quebrada La Lomera (109-IV-C, C-15, NW). Aparentemente los fósiles calcáreos el cemento han sido lixiviados de una limolita calcárea y dura, dejando una roca marrón amarillenta clara, porosa y blanda con abundantes moldes y rellenos de fósiles que están en su mayor parte fragmentados. Los briozoarios son muy abundantes; los braquiópodos comunes; y los corales, trilobites y gasterópodos relativamente escasos.

Nueve muestras de esta localidad fueron estudiadas e identificadas por J.T. Dutro, Jr. del U.S. Geological Survey como Devónico Inferior alto, posiblemente equivalente al intervalo Schoharie de la parte oriental de los Estados Unidos de Norte América con el siguiente contenido fosilífero:

- Briozoarios: fenestrados y ramosos, indeterminados.
- Braquiópodos: chonetides indeterminados.
schuchertelides indeterminados.
rhipidomelides indeterminados.
Austrolospirifer sp.
Austrolospirifer cf. *A. Antarcticus* Morris y Sharpe.
Atrypa? sp.
Athyris sp.
Elytha colombiana Caster.
Cynostrophia? sp.
Eodevonaria imperialis Caster.
Leptaena boyaca Caster.
Megastrophia sp.
Schellwienella? sp.
Pholidops sp.

- Dictyostrophia* cf. *D. cooperi* Caster.
- Corales: tabulados indeterminados.
rugosos indeterminados.
syringoporoides indeterminados.
- Trilobites: *Phacopina* sp. (mejilla libre).
Phacops? sp.
- Echinodermos: fragmentos indeterminados.
- Ostracodos: no determinados.
- Gasterópodos: espiras altos, no determinados.

De acuerdo con Dutro la mayoría de las especies identificables son las mismas descritas por Caster (1939) del área de Floresta. Las propiedades litológicas de las capas fosilíferas son también muy semejantes.

Capas fosilíferas que se cree sean del Devónico, se han encontrado también en los siguientes sitios del área de este estudio:
A

Al norte de Guaca, plancha 121-III-B, C-2, NE.

Al este de Guaca, plancha 121-III-B, F-5, SE.
Al noreste de San Andrés, plancha 121-III-D, C-4, SE.

Al sureste de Mogotes, plancha 136-III-C, G-10, G-12, SW, H-12 N $\frac{1}{2}$.

Con excepción de algunos briozoarios, la deformación de las capas ha distorsionado los fósiles hasta volverlos inidentificables.

En la mitad norte de la Zona III, se encontraron capas del Floresta durante la verificación de campo de los mapas fotogeológicos elaborados por Geophoto Services, Inc. En la plancha 76-I-D, las capas están expuestas al norte de Las Mercedes, a lo largo de las carreteras a Convención y Las Mercedes a Teorama. Fueron recolectadas muestras fosilíferas cerca de 1 km al norte de Las Mercedes (plancha 76-I-D, G-7, SW) que aparentemente son idénticas en contenido fosilífero y litología a las remitidas para estudio al norte de Bucaramanga.

Formación Floresta Metamorfoseada

La Formación Floresta, ligeramente metamorfoseada, cubre la Formación Silgará cerca de Mogotes y de San Joaquín, en la parte suroeste del área cartografiada, cuadrángulos I-12 e I-13. Debido a que el metamorfismo en esta área, es de grado bastante bajo es difícil por ausencia de afloramientos de los estratos basales, distinguir las dos formaciones.

R. Calpa (comunicación escrita, 1968), indicó que aproximadamente 750 a 1.000 m de la Formación Floresta están presentes cerca de Mogotes. Los horizontes fosilíferos se encuentran en mármol gris oscuro a una distan-

cia máxima estimada entre 250 a 300 m encima de la arenisca y conglomerado basal y de argilitas filíticas gris a gris oscuro y metalimolitas calcáreas. En el mármol gris claro asociado no existen fósiles. Briozoarios del Floresta, fueron identificados por la geóloga Diana Gutiérrez P., del Servicio Geológico Nacional, Bogotá, como tipos comunes del Devónico.

La Formación Floresta ocupa una faja extensa a lo largo de los lados orientales de los batolitos de Mogotes y Santa Bárbara. En los cuadrángulo I-13 y H-13; rocas probablemente de la Formación Floresta, afloran en la parte norte del área cartografiada al norte de Mutiscua. La misma formación en la parte sur de esta faja muestra un grado muy bajo de metamorfismo que aumenta hacia el norte, aunque aparentemente el grado más alto alcanzado, se conserva todavía dentro de la facies del esquistoso verde en el área al sureste de Berlín y sureste de Silos.

La Formación Floresta en la faja de Covarachía a Silos está bien expuesta al oeste de Guaca en las carreteras de ésta a Los Curos y al norte de la Guaca en la carretera de ésta a Berlín al oeste de Baraya y noreste de El Portillo. La sección completa no se ha observado en forma absoluta en ninguna parte, aunque la base de la formación puede hallarse al suroeste de Molagavita y de San Andrés. En algunos lugares ocurren, en la parte baja de la sección, filitas pizarrosas grafíticas de color oscuro asociadas con mármol y estratos fosilíferos. La sección que se muestra en la Figura 7 es probablemente representativa de esta faja. El mármol, gris oscuro a gris claro es semejante al del área de Mogotes.

Conglomerado y cuarcita están presentes en las pendientes al oeste de San Andrés y pueden ser basales. Más alto en la sección, hay meta-arenisca gris verdosa a ante, meta-limolita y filitas limosas. Localmente se encuentra argilita gris púrpura. Mármol gris claro a gris oscuro semejante al del área de Mogotes aflora cerca de Molagavita, unos pocos kilómetros al norte de Guaca, al norte de El Portillo, en el área de Silos y cerca de Mutiscua. Fueron hallados fósiles en la zona de Covarachía (136-III-D, E-15), en el área de Molagavita (136-I-D, D-2, E-2) al norte de Guaca (121-III-B, C-2) y al norte de El Portillo (121-I-B, E-4, F-3). Las asociaciones constan principalmente de briozoarios y fragmentos de crinoideos.

Es casi imposible estimar el espesor de la formación en esta faja del lado oriental del macizo, a causa del plegamiento y del fallamiento. La anchura del afloramiento sugiere que la formación podría ser más gruesa aquí que en el área de Mogotes o en la de Bucaramanga. El contacto con la subyacente Formación

Silgará es claro en algunos sitios, pero a través de la mayor parte de la faja es confuso, particularmente en el área desde el norte de Guaca a Silos. El contacto en esta zona se traza algo arbitrariamente para incluir los estratos fosilíferos de mármol y de filita negra asociada, que se considera estén cerca de la base de la sección. En la vecindad de El Portillo, pizarras negras filíticas y grafíticas con intercalaciones menores de meta-arenisca color ante y pizarra gris que se hallan al oeste de los horizontes fosilíferos de mármol, parecen interdigitarse con la Formación Diamante, del Pérmico. En esta área, así como también en la de Mutiscua, la caliza del Diamante está algo recristalizada.

SISTEMAS CARBONIFERO, PERMICO Y TRIASICO

GRUPO SURATA

Este nombre se usa aquí en vez del de "Suratá Series" que Dickey (1941, p. 1790) usó para designar capas fosilíferas del Paleozoico que están expuestas entre el río Suratá y Puente de Tierra, en la antigua carretera de Bucaramanga a Bocas. Las capas fueron cartografiadas y una sección fue medida y descrita por Navas (1962). El término Suratá se conserva como nombre del grupo de las dos unidades definidas aquí como formaciones Diamante y Tiburón.

Formación Diamante

Este término designa aquí la parte inferior de la serie Suratá descrita brevemente por Dickey (1941, p. 1970) e incluye la parte inferior de la sección que fue medida y descrita por Navas (1962). El nombre se deriva de las canteras de Cementos Diamante S.A., que obtiene caliza para la fabricación de cemento de las capas superiores de esta formación, a unos pocos kilómetros al norte de Bucaramanga. La sección tipo está en estas canteras y hacia el noroeste a lo largo de la antigua carretera Bucaramanga-Rionegro, donde ésta se extiende a lo largo del lado oriental de la quebrada La Mona por una distancia aproximada de 2 km. Esta sección está descrita más adelante.

Un total de 440 m del Diamante fue medido en la localidad tipo. De éste, los 139 m inferiores son areniscas de grano fino a medio, color púrpura oscuro a gris púrpura oscuro de dureza variable y con intercalaciones de arcillolita de color semejante. Algunas de las areniscas son feldespáticas y micáceas y otras de la parte media, de grano grueso a conglomeráticas, con guijos de cuarzo hasta de 7 mm de diámetro. Una sección media de 97 m tiene shale gris oscuro con intercalaciones de caliza del mismo color en la mitad inferior y arcillolita limosa gris verdoso en la

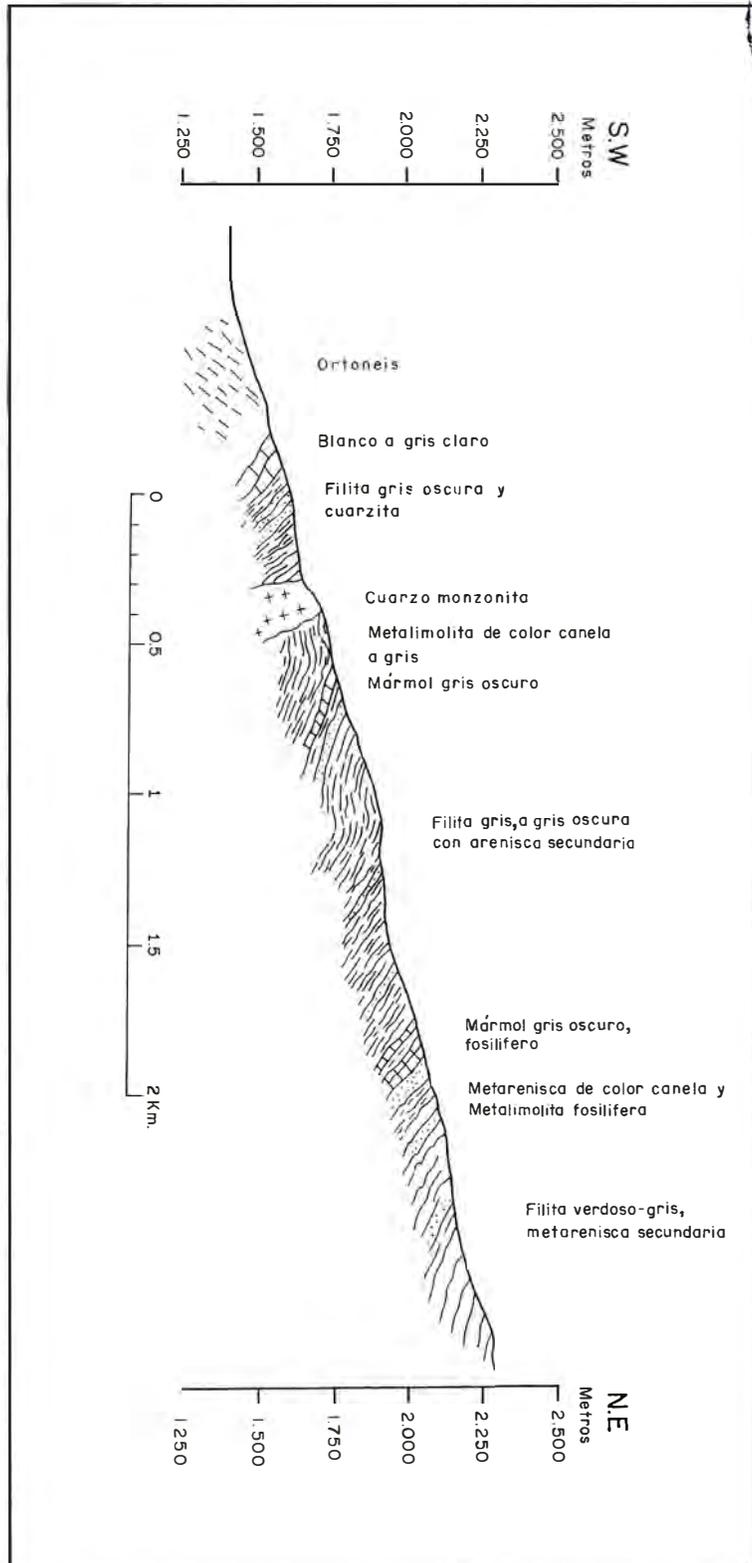


Figura 7 - Sección a lo largo de la colina de Alto El Portachuelo, Molagavita, Santander. Planchita 136-1-D, F-1 a - 32

superior. La sección superior de 204 m es caliza cristalina de grano fino a medio, ligeramente arcillosa, color gris oscuro, con pequeñas cantidades de arcillolita limosa o arenisca arcillosa intercaladas en algunos niveles.	<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, de grano fino a medio; en capas de 25-30 cm de grueso; contiene fragmentos de fósiles. N3° E, 62° SE</i>	15.60
<i>Sección estratigráfica tipo de la Formación Diamante del Grupo Suratá en las canteras de Cementos Diamante S.A. (plancha 109-IV-D, E-I, SW) y a lo largo de la carretera antigua Bucaramanga-Rionegro (plancha 109-IV-C, D-15, SE y E-15, NE), Municipio de Bucaramanga, Departamento de Santander. (Medida y descrita por A. Castro en septiembre de 1968).</i>	<i>Caliza gris clara, dura, masiva, fosilífera, con fragmentos de braquiópodos y crinoideos</i>	7.00
	<i>Chert gris claro, duro, muy calcáreo, en capas hasta de 40 cm de grueso. La calcita disuelta superficie meteorizada porosa.</i>	1.00
	<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, fina a media, ligeramente arcillosa, en capas de 20-60 m de grueso separadas por delgadas capas de arenisca gris, friable, calcárea, arcillosa. Contiene pirita en granos diseminados y rellenando pequeñas fracturas. N6° W, 78° NE.</i>	28.00
	<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, fina a media, ligeramente arcillosa, en capas de 0.4 - 1.2 m de grueso.</i>	
	<i>Los planos de estratificación tienen delgadas películas de material grafitico. N2° W, 72° NE</i>	52.00
	<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, fina a media, ligeramente arcillosa, en capas de 10-20 cm de grueso. N10° W, 76° NE.</i>	14.00
	<i>Arcillolita gris verdosa, de dureza media, limosa ligeramente calcárea, en capas de 5-12 cm de grueso. N2° E, 58° SE</i>	51.00
	<i>Shale gris oscuro a negro, de meteorización marrón rojiza y caliza arcillosa gris oscura, dura, en el primer metro basal.</i>	12.00
	<i>Shale (50) gris oscuro a negro y caliza (50) dura, gris oscura en capas hasta de 1 m de grueso. El shale es más abundante en la parte superior, la caliza en la inferior. N10° E, 78° SE.</i>	29.00
	<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, de grano fino a medio, ligeramente arcillosa en la base. N9° E, 79° SE.</i>	4.80
	<i>(La sección anterior está principalmente en las canteras de caliza; la que sigue empieza 500 m al norte a lo largo del rumbo y continúa a lo largo de la antigua carretera Bucaramanga-Rionegro).gro).</i>	
	<i>Parcialmente cubierto, arenisca púrpura oscura a gris verdosa en la parte basal, de grano fino a medio, arcillosa, feldespática micácea; gris amarillento</i>	
Espesor (m)		
<i>Formación Tiburón (Capas inferiores solamente):</i>		
<i>Conglomerado gris oscuro, duro, masivo; guijos subredondeados de caliza y dolomita de la subyacente Formación Diamante y unos pocos chert, de 2 a 6 cm de diámetro, en una matriz de caliza arenosa gris clara</i>		19.40
<i>. Inconformidad</i>		
<i>Formación Diamante:</i>		
<i>Caliza gris claro, arcillosa, ligeramente dura, con delgadas intercalaciones de arcillolita limosa, calcárea, gris verdosa. La unidad está fuertemente cizallada y fracturada. N15° W, 36° NE.</i>		18.40
<i>Arcillolita gris, arenosa, calcárea, de dureza media, de estratificación delgada, con capa basal de 1.2 m de grueso y otras capas más delgadas, lenticulares, de caliza dura, densa, gris clara</i>		12.30
<i>Arcillolita, gris, arenosa, calcárea, de dureza media, de estratificación delgada, con capas lenticulares de caliza arcillosa, dura, gris oscura, hasta de 15 cm de grueso. Arenisca arcillosa y micácea, calcárea, de estratificación delgada, gris marrón claro, ocurre cerca de la mitad y en el tope. N45° E, 61° SE</i>		11.50
<i>Intervalo cubierto (aprox.)</i>		17.50
<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, fina a media, fosilífera, en capas de 2.0 a 3.5 m de grueso, con lentes delgados de chert calcáreo gris; olor ligeramente gaseoso en las fracturas frescas. N4° W, 58° NE.</i>		16.00
<i>Intervalo cubierto (aprox.)</i>		11.00

claro, micácea y más arcillosa en la parte media, que lleva intercalaciones de caliza gris violeta dura en capas hasta de 15 cm de grueso. En el tope hay arcillolita ligeramente micácea, de estratificación delgada, verdosa a gris amarillenta. N5° E, 35° SE	16.20	no fino a muy fino, de estratificación contiene intercalaciones de limolita arcillosa púrpura, friable, de dureza media	14.00
Parcialmente cubierto, arenisca gris púrpura oscura, de dureza media, de grano fino a medio, feldespática, micácea, en capas hasta de 30 cm de grueso; la parte media y superior contienen delgadas capas de arcillolita arenosa, micácea, púrpura oscura. N2° E, 31° SE	17.20	Espesor total de la Formación Diamante	440.00
Arenisca gris amarillento clara, dura, de grano medio, micácea, en capas masivas hasta de 3 m de grueso.	14.60 Inconformidad	
Arcillolita gris amarillenta, de dureza media de estratificación delgada; arenosa, micácea, con las capas más gruesas cerca del tope. N26° E, 39° SE	8.20	Formación Floresta (capas superiores solamente):	
Arenisca gris amarillento clara, dura, de grano fino, ligeramente micácea, en capas hasta de 50 cm de grueso; arcillosa, feldespática, altamente micácea, gris verdosa cerca del tope en capas hasta de 1 m de grueso.	9.50	Argilita verde púrpura, dura, silícea, de estratificación delgada	11.00
Arenisca púrpura oscura, dureza media, de grano fino a muy fino, arcillosa, feldespática, micácea; capas más gruesas de grano medio a grueso en el tope son conglomeráticas con guijos de cuarzo hasta de 5 mm de diámetro	11.00	Arenisca gris verdosa, dura, de grano medio, micácea, en capas hasta de 50 cm de grueso. N3° E, 67° SE	7.50
Arenisca púrpura oscura, dureza media, de grano fino a muy fino, arcillosa, feldespática, micácea, con intercalaciones de arcillolita arenosa, friable, púrpura, en la parte inferior y conglomerática en la mitad y con pequeños guijos de cuarzo. N21° E, 34° SE	22.00	La Formación Diamante está aparentemente inconforme sobre la Formación Floresta, pero el límite no está definido con claridad. Las capas del Floresta muestran un carácter ligeramente filítico en comparación con las del Diamante. En el tope de ésta, el conglomerado con guijos calcáreos de la Formación Tiburón marca un contacto neto de inconformidad.	
Arenisca púrpura oscura, dura, de grano medio a grueso, feldespática, micácea; conglomerática en las capas superiores, con guijos de cuarzo hasta de 7 mm de diámetro; arcillolita púrpura oscura, limosa, friable en la mitad. N20° E, 35° SE	16.20	La sección tipo de la Formación Diamante no está lejos de la falla regional de Bucaramanga al este y pequeñas fracturas rellenadas con calcita son comunes en muchos de los estratos calcáreos de buzamiento fuerte. Hacia el norte de la sección tipo, está en contacto con la Falla de Bucaramanga en un risco bajo que se extiende por unos 8 km. Hacia el sur de ésta, se halla cubierta por depósitos no consolidados del Cuaternario de la terraza de Bucaramanga y no reaparece más allá excepto por una pequeña área fallada expuesta en la Plancha 120-II-B, D-5, SW y E-5, NW.	
Arcillolita púrpura, limosa, ligeramente micácea, friable	5.50	Las capas fosilíferas son pocas y delgadas, en contraste con las calizas cretáceas de la región, que contienen muchos estratos fosilíferos. Los fósiles recolectados de los afloramientos de caliza en el área general de la sección tipo fueron identificados por R.E. Grant, J. Pojeta, J.T. Dutro y R.C. Douglass paleontólogos del U.S. Geological Survey. Las edades que pudieron ser asignadas más estrechamente van desde el Pensilvaniano medio al Pérmico medio, con el siguiente contenido fosilífero:	
Arenisca púrpura, grisácea, dura, de grano medio micácea, en capas de 15-40 cm de grueso; contiene intercalaciones de limolita arcillosa N20° E, 41° SE	5.50	Braquiópodos: <i>Kochiproductus</i> sp. <i>Neospirifer</i> sp. <i>Wasgenocconcha</i> sp. <i>Linoproductus</i> sp. <i>Cancrinella?</i> aff. <i>C. villiersi</i> (D'Orbigny) <i>Anthracospirifer</i> aff. <i>A. opimus</i> (Hall)	
Arenisca púrpura oscura y gris, dura, limosa, ligeramente micácea, de gra-			

	<i>Composita</i> aff. <i>C. subtilita</i> (Hall)
	<i>Cleiothyridina</i> cf. <i>C. barbata</i> Chronic
Crinoideos:	Numerosas columnas y algunas placas indeterminados.
Equinoideos:	Fragmentos indeterminados.
Pelecípodos:	<i>Myalina</i> sp. <i>Aviculopecten</i> sp. Formas nuculanídeo del tipo. <i>Phestia - poliderecia</i>
Corales tabulados	<i>Chaetetes?</i> sp.
Foraminíferos:	<i>Monodiexodina</i> sp. <i>Climacamina</i> sp. <i>Bradya</i> sp. <i>Fusilinella</i> sp.
Briozoarios y tubos de gusanos	no determinados.

Los foraminíferos se mencionan aquí por primera vez en la Formación Diamante. Los otros fósiles, principalmente braquiópodos, fueron estudiados por J.S. Williams y mencionados por Trumpy (1943, p. 1294) como del Misisipiano o del Pensilvaniano Inferior.

La sección de caliza de la parte superior de la Formación Diamante indica que por lo menos esta parte de la unidad fue originalmente extensa, pero la erosión subsiguiente la removió dejando sólo remanentes limitados en el área cartografiada. Calizas gris oscuras que se cree son parte de esta sección, afloran intermitentemente a unos 40 km al este de la sección tipo, en una faja del Cuadrángulo H-13 que se extiende aproximadamente 35 km al norte-noreste, desde El Portillo en b-5, SW a Mutiscua y más allá en b-2 E/1/2. La unidad cubre rocas del Devónico y a su vez está cubierta por estratos del Triásico (Formación Bocas), del Jurásico (Formación Tambor). Las dos únicas muestras de braquiópodos que se hallaron fueron identificadas por R.E. Grant del U.S. Geological Survey como *Meekella* sp. y cf. *Orthotichia* sp. con una edad de Pérmico (edad Leonard en el suroeste de U.S.).

Las calizas muestran evidencias de recristalización a calcita más gruesa que tiende a ocultar los rasgos más finos de los fósiles. Cerca de Mutiscua, la recristalización es más fuerte y la roca muestra texturas parecidas a las del mármol. En algunos sitios al norte de Mutiscua, ocurren shales filíticos en el tope del Diamante que infrayacen las rocas del Cretáceo.

En El Portillo, algunas de las capas del Diamante contienen dolomita. Mineralización de barita ocurre en venas suficientemente grandes para ser explotadas en pequeñas canteras superficiales en una de tales zonas. Otra zona con dolomita de unos 10 m de grueso ocurren más abajo en la sección y está expuesta por una distancia de uno 100 m. Con base en las semejanzas de fósiles y de litología, parece claro que la Formación Diamante correlaciona con rocas del Carbonífero y Pérmico del norte de Colombia. Tschanz (comunicación escrita), describe rocas fosilíferas cerca del Manaure; en el Río Seco, al norte de Valledupar y en las montañas de Chundúa, todas asignadas al Carbonífero. Esto confirma la primera mención en la Serranía de Perijá de rocas del Carbonífero por Trumpy (1943, p. 1295) y de rocas del Carbonífero y Pérmico por Miller (1962, p.1571).

Fusulinas del Pérmico se han mencionado en Manaure, en la Serranía de Perijá, Departamento del Magdalena (Thompson y Miller, 1949) que son de una edad equivalente al Wolfcamp, Leonard y Guadalupe de Texas occidental. Otros fósiles son abundantes, entre ellos crinoideos, braquiópodos, gasterópodos y cefalópodos (Trumpy, 1943, p. 1295; Miller y Williams, 1945).

Formación Tiburón

La Formación Tiburón a la cual aquí se le da el nombre, corresponde a la parte superior de la serie Suratá de Dickey (1941, p.1790) e incluye principalmente capas masivas de conglomerado con guijos de caliza de la infrayacente Formación Diamante, incluidos en una matriz calcárea, gris, de grano fino. Corresponde a los conglomerados calcáreos de la parte superior de la sección media y descrita por Navas (1962). El nombre se deriva del Club Tiburones, que dista unos 2 km al norte de Bucaramanga, cercano a los mejores afloramientos de la unidad.

Esta sección tipo como se describe a continuación fue medida y descrita por A. Castro, septiembre 1968 a lo largo del lado sur del río Suratá, y parcialmente a lo largo la carretera Bucaramanga. Suratá (Plancha 109-IV-D, H-1, N1/2). La parte basal está a continuación de la sección tipo de la Formación Diamante (plancha 109-IV-D, F-1, N-E) Municipio de Bucaramanga, Departamento de Santander.

Espesor
(m)

(Las capas superiores del Tiburón y las de la unidad superyacente, que es probablemente la Formación Bocas en esta área, están cubiertas por depósitos cuaternarios de la Terraza de Bucaramanga).

Formación Tiburón

Conglomerado gris, duro, con abundantes guijos de caliza gris, algunos de dolomita y pocos de arenisca, de 3-18 cm en su dimensión más larga, firmemente empotrados en matriz de caliza cristalina de grano fino a medio, en capas hasta de 1 m de espesor 8.50

Limolita gris a gris oscura, de dureza media, calcárea, arcillosa, en capas hasta de 12 m de grueso. N12°E, 62°SE 4.20

Intervalo cubierto ?

Caliza gris oscura, dura, ligeramente arcillosa, cristalina, de grano fino a medio; 5 m de conglomerado duro con guijos de caliza gris cerca de la mitad. N22°E, 47°SE 23.00

Limolita gris clara, de dureza media, arcillosa, calcárea, ligeramente micácea, conglomerática cerca de la base, con guijos de caliza hasta de 12 cm de diámetro; cerca a la parte media hay lentes irregulares de conglomerados semejante hasta de 0.8 m de grueso, con abundantes guijos de caliza y pocos de dolomita y arenisca hasta de 6 cm de diámetro 25.00

Intervalo cubierto ?

Conglomerado gris oscuro, duro, masivo, con guijos de caliza, pocos de arenisca y muy pocos de chert calcáreo, negro, de 1-4 cm de diámetro, principalmente 2-5 cm, en matriz de caliza cristalina de grano fino a medio; cerca de la mitad hay 7.5 m de caliza gris clara, ligeramente arcillosa, de dureza media, en capas de 1.0 - 1.5 m de grueso 28.00

Intervalo cubierto ?

Caliza gris oscura a clara, de dureza media, arcillosa, ligeramente micácea, en capas de 30 - 45 cm de grueso. N4°E, 64°SE 6.00

Conglomerado gris oscuro, duro, masivo, con guijos principalmente de caliza, pocos de dolomita y arenisca de 1 - 8 cm de diámetro en matriz de caliza cristalina gris clara, de grano fino. 8.00

Intervalo cubierto ?

Conglomerado gris oscuro, duro, masivo, con guijos de caliza gris, dura, que alcanzan hasta 22 cm de grueso cerca de la base, en matriz de caliza gris clara de grano fino; algunos guijos contienen fragmentos de crinoideos. N2°E, 65°SE (aprox.) 30.00

Intervalo cubierto ?

Conglomerado gris oscuro, duro, masivo, con guijos principalmente de caliza de 2 - 12 cm de diámetro, en su ma-

yoría de 3 - 5 cm en matriz de caliza gris clara de grano fino; cerca de la mitad hay 8 m de caliza arcillosa gris clara de grano fino; cerca de la mitad hay 8 m de caliza arcillosa gris clara a oscura, de dureza media, en capas de 0.8 - 1.5 m de grueso. N6°W?, 56°NE. . . 27.50

Intervalo cubierto ?

(La parte basal del Tiburón descrita abajo, está encima de la sección tipo de la Formación Diamante en la plancha 109-IV-D, F-1, NE).

Conglomerado gris oscuro, duro, masivo; los guijos son principalmente de caliza gris de 0.5 - 8.0 cm de diámetro, en su mayoría de 1 - 3 cm, en matriz de caliza gris clara, de grano fino; algunos guijos son fosilíferos, con fusulinas y fragmentos de braquiópodos y crinoideos 4.00

Intervalo cubierto (aprox.) 10.00

Conglomerado gris oscuro, duro, masivo; guijos abundantes de caliza gris y dolomita, muy pocos cherts, de 2 - 6 cm de diámetro, firmemente empotrados en matriz de caliza gris clara de grano fino; el tamaño y el número de los guijos de dolomita aumenta en la parte superior, donde algunos fragmentos de arenisca están presentes; los de caliza hasta de 16 cm de diámetro predominan en el tope 19.40

. Inconformidad

Formación Diamante (capas superiores solamente).

Caliza gris clara, ligeramente dura, arcillosa, con delgadas intercalaciones de arcillolita limosa, calcárea, gris clara, intensamente fracturada 18.40

A causa de los intervalos cubiertos, no fue posible medir una sección continua. El espesor de las capas expuestas suma 212 m. Con base en los buzamientos y rumbos medidos en la faja de afloramientos, que tiene unos 600 m de ancho, la Formación Tiburón se estima que alcance 450 a 500 m de espesor en la localidad tipo.

Aunque hay variaciones notables en el tamaño de los guijos y en las proporciones del material de los mismos, de estrato a estrato, los conglomerados muestran notable uniformidad a través de la formación. Predominan los guijos de caliza, con colores de gris oscuro a claro y raramente rosado. Los guijos de dolomita son numerosos en algunos de los estratos inferiores y tienen un aspecto altamente fracturado. Unos pocos están presentes a través de la Formación. Algunos de arenisca y escasos de chert también están presentes. En las superficies meteorizadas, los guijos de caliza y la matriz meteorizan uniformemente dejando una superficie suave,

mientras que los guijos de dolomita, arenisca y chert más resistentes sobresalen en relieve.

En la mayoría de los estratos de conglomerado, los guijos subangulares a subredondeados están empotrados y firmemente cementados por la matriz calcárea de grano fino. Esta es semejante en textura y color a algunos de los guijos de caliza y sugiere que se originó principalmente de los materiales finos derivados por erosión de los estratos de caliza que suministran los guijos. Granos de cuarzo localmente hasta guijos de 5 mm de diámetro, se hallan en la matriz de algunos conglomerados.

Los guijos de caliza son tan fosilíferos como debería esperarse de los provenientes de las capas no muy densamente fosilífera de la Formación Diamante. Algunos de los conglomerados de la parte inferior, tienen aparentemente mayor concentración de guijos con fusulinas, pero aún allí probablemente no presentan más del 5% Tres de estos fueron estudiados e identificados por R. C. Douglass del U. S. Geological Survey como Pérmico (equivalente al Leonard de Texas occidental) con los siguientes fósiles:

- Guijo A: Foraminíferos: *Parafusulina* sp.
Forma de concha gruesa.
Briozoarios: Raro indeterminado.
- Guijo B: Foraminíferos: *Chimacamina* sp. común.
Parafusulina sp. forma de concha delgada.
- Guijo C: Foraminíferos: *Parafusulina* sp.
Ostracodos Común, no determinado.

El límite de la Formación Tiburón con la infrayacente Formación Diamante no está bien expuesto; pero el cambio de litología a través de este límite es muy notorio y evidentemente es una inconformidad. En el área de la sección tipo el sur del río Suratá, el contacto con la suprayacente Formación Bocas está cubierto por depósitos del Cuaternario de la terraza de Bucaramanga. Al norte del río, la inversión de buzamientos en la Formación Bocas, comparados con los del Tiburón, sugiere que el contacto allí es una superficie de fallas.

La distribución superficial de la Formación Tiburón está virtualmente limitada al afloramiento angosto que se extiende 2 km hacia el norte de la mayor porción de la sección tipo, sobre el lado sur del río Suratá. En su extremo norte, este afloramiento termina contra la Falla de Bucaramanga, de dirección norte-noroeste. Otro pequeño cuerpo lenticular de aproximadamente 400 m de largo

aflora adyacente a la misma falla, unos 2 km más al norte (plancha 109-IV-C, D-15, NE).

En el Departamento del Magdalena, capas del Pérmico con fusulinas, han sido mencionadas de la Serranía de Perijá, cerca de Manauare (Thompson y Miller, 1949) y más al sur, en el río Mula, guijarros de caliza en conglomerado contienen fusulinas del Pérmico (Trumpy, 1943, p. 1297). Los conglomerados están en capas rojas que contienen material volcánico y fueron asignadas al Triásico Superior (Trumpy, 1943, p. 1294).

La edad de la Formación Tiburón puede indicarse sólo aproximadamente como más joven que la Diamante, de edad Carbonífero y Pérmico, de la cual se deriva y más antigua que la Formación Bocas, cuya edad es probable pero no definitivamente, Triásico.

La litología de la Formación Tiburón, su relación a la subyacente Formación Diamante y su posición inmediata al oeste de la Falla de Bucaramanga, parecen indicar que se derivó casi en forma exclusiva de los estratos del Diamante en las áreas más altas, justo al este de la falla. El material erodado se depositó bruscamente sobre los estratos del Diamante, al oeste de la falla. El origen, transporte y depositación de los sedimentos constituyentes pueden haberse sucedido dentro de un área de menos de 100 km².

Formación Bocas

La Formación Bocas fue designada primero como "Bocas Series" por Dickey (1941, p. 1970) para incluir "la serie menos fosilífera desde Puente de Tierra a Bocas" que cubre la "Suratá Series" a lo largo de la carretera al norte de Bucaramanga. Se pensó que estos estratos eran del Paleozoico.

Como solo una breve descripción de la Formación Bocas se había dado en la literatura, el área tipo recibió un estudio cuidadoso. El área de afloramiento entre Puente de Tierra y Bocas muestra estructura aproximadamente sinclinal, con muchos pliegues menores y fallas que complican el panorama general, particularmente en la parte media de la formación. La sección que se presenta aquí, tiene dos partes: la inferior incluye una secuencia de estratos que cubren la Formación Diamante y la superior, una secuencia de capas que subyacen a la Formación Jordán. No parece haber repetición entre las dos, pero algunos estratos de la parte media de la formación pueden no estar incluidos.

El espesor aproximado de la Formación Bocas, tal como posteriormente se describe, es de 590 m. El límite inferior con la Formación Diamante se indica como normal, pero la condición fracturada de la caliza y de la arenisca de la base de la sección del Bocas,

indica posible fallamiento, que puede ser una continuación hacia el norte de la falla entre las formaciones Bocas y Floresta, unos 600 km al sur. Al norte de la sección tipo, el contacto con el Diamante puede ser normal, pero la sección parece estar invertida. El contacto del Bocas con la suprayacente Formación Jordán es transicional e incluye notorio cambio en el color desde estratos gris verdoso del Bocas a marrón rojizo del Jordán.

La limolita oscura, el shalé y la arcillolita del Bocas no son muy resistentes a la meteorización y erosión; por consiguiente, la topografía resultante, está bien disectada pero no ofrece gran relieve. Los suelos son de color amarillento a marrón anaranjado y son característicos en algunas áreas.

Sección estratigráfica tipo de la Formación Bocas, la parte inferior medida a lo largo de la carretera Bucaramanga-Rionegro; desde la Calera-San Luis a la quebrada Santa Elena (Plancha 109-IV-A, J-14, S 1/2) y la superior al sur del pueblo de Bocas, a lo largo de la carrilera, hasta el contacto con la Formación Jordán (Plancha 109-IV-C, A-12, E 1/2 y B-12, NE), municipios de Bucaramanga y Girón, Departamento de Santander. (Medida por E. Aya, septiembre de 1968).

Espe-
sor
(m)

Formación Jordán (Capas inferiores solamente)

Arenisca marrón rojiza y gris verdosa, dura, de grano muy fino a limosa, ligeramente calcárea, en capas hasta de 1 m de grueso. N45°E, 35°SE. 5.00

Formación Bocas

Limolita gris verdosa a marrón rojiza, arcillosa, micácea, ligeramente calcárea, en capas hasta de 1.1 m de grueso; altamente fracturada normalmente a la estratificación. N30°E, 38°SE; N46°E, buzamiento 33°SE. 120.00

(El cambio de rumbo indica posible fallamiento)

Limolita gris verdosa ligeramente calcárea, masiva; contiene nódulos calcáreos grises hasta de 4 mm de diámetro; aflora más o menos paralela al rumbo, N15°W, 43°NE; N22°E, 40°SE; N5°E, 43°SE. (aprox.) 65.00

Intervalo cubierto (El cambio de rumbo indica posible fallamiento) 50.00

Arenisca y limolita gris verdosa, dura, calcárea, masiva, conglomerática, con

guijos de shale gris oscuro. N86°E, 50°SE. 12.00

Conglomerado gris verdoso, duro, masivo, con guijos subangulares de caliza gris, shales gris oscuro y cuarzo en matriz arenosa, calcárea, N65°E, 38°SE. 20.00

Shale gris oscuro y gris, calcáreo a no calcáreo; nódulos calcáreos, piritíferos, hasta de 20 mm de diámetro y 5 mm de grueso. 8.00

Arcillolita gris oscura, calcárea, ligeramente micácea, de estratificación delgada; contiene fracturas rellenadas con calcita. N36°E, 78°SE. 10.00

Intervalo cubierto que probablemente incluye shale gris oscuro y arcillolita. (aprox.). 85.00

(La sección anterior termina en una probable falla que se extiende al norte-noreste a través del pueblo de Bocas y hacia arriba del valle del Rionegro. La sección que sigue fue medida a lo largo de la carretera Bucaramanga-Rionegro, desde cerca del horno de caliza de San Luis por unos 500 m hacia el noroeste hasta la quebrada Santa Elena).

Arcillolita gris verdosa, ligeramente dura, con intercalaciones de shale gris oscuro, algo derrumbada. N40°W, 75°SW. 31.00

Limolita gris verdosa, de dureza media, ligeramente micácea, N-S, 30°W. 30.00

Limolita gris verdosa, dura, calcárea, micácea, en capas hasta de 10 cm de grueso. N12°E, 54°NW. 16.00

Shale gris oscuro, ligeramente duro; contiene fragmentos de plantas fósiles. 8.00

Limolita gris verdosa, dura, calcárea, azulosa en el tope. 6.00

Shale gris oscuro, meteorizado. 5.80

Limolita gris verdosa, dura, calcárea, ligeramente micácea, N43°W, 51°SW. 7.00

Shale gris, micáceo, meteorizado. 4.00

Shale gris oscuro, arenoso, calcáreo. 2.40

Arenisca gris verdosa, dura, de grano fino, ligeramente calcárea. N5°W, 34°SW. 2.60

Shale gris oscuro, meteorizado. 1.00

<i>Arcillo-lita gris verdosa, blanda, masiva</i>	17.70
<i>Limolita gris verdosa, dura, calcárea, en capas de 25 - 75 cm de grueso</i> . . .	19.50
<i>Arenisca gris verdosa, durq. de grano medio, feldespática. N32°E, 67°NW</i>	1.00
<i>Limolita gris verdosa, arcillosa, de dureza media</i>	4.00
<i>Arenisca gris clara, dura, feldespática</i>	1.80
<i>Shale negro, carbonáceo, con lentes de arenisca oscura</i>	2.20
<i>Limolita gris oscura, de dureza media con intercalaciones de shale negro en la parte superior. N25°E, 45°NW</i>	3.10
<i>Arenisca gris oscura a negra, dura, de grano medio, calcárea, micácea; contiene fragmentos de shale negro, impresiones de escamas de peces? y plantas fósiles. N5°E, 55°NW</i>	9.50
<i>Limolita gris verdosa, calcárea, de dureza media</i>	44.00
<i>Arenisca gris verdosa, dura, de grano grueso, feldespática, fracturada. N50°W, 42°SW</i>	3.00
<i>Espesor total de la Formación Bocas</i>	589.60
. Contacto de falla? .	

Formación Diamante (capas superiores)

<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina de grano fino, altamente fracturada, ligeramente fétida; contiene pocos fragmentos de conchas de fósiles y abundantes venitas de calcita blanca. N10°W, 76°W</i>	40.00?
<i>Arcilla marrón rojiza, altamente meteorizada (probable zona de falla)</i>	20.00?

Cuarzomonzonita rosada, de grano grueso.

Las muestras fosilíferas de la formación Bocas fueron estudiadas por E. L. Yochelson como Paleozoico Superior para todas las muestras con el siguiente contenido fosilífero:

Edmondia, Stroebeus, Schizodus? y Gasterópodos, Conchostracanos y Ostrácodos no determinados. Los Conchostracanos según el informe son probablemente indicadores de agua dulce más bien que de condiciones marinas.

Las determinaciones de los Ostrácodos fueron en su mayor parte negativas. Únicamente con base a un molde incompleto de Ostrácodos I.G. Sohn del U.S. Geological Survey sugiere la posibilidad que corresponda al grupo Theriosynoecum del Cretáceo Inferior o posiblemente Tunghuania del Triásico.

También afirma que la presencia de Conchostracanos, la forma de nido de bivalvas en los Ostrácodos y sus secciones transversales lisas sugieren, pero no prueban un ambiente no prueban un ambiente no marino no marino y una edad del post-paleozoico para la caliza en la cual ocurren los fósiles.

También las muestras estudiadas pueden representar a la vez, rocas marinas del Paleozoico del post-paleozoico.

Los conchostracanos son los fósiles más comunes en la Formación Bocas, donde ocurren en algunos de los shales y limolitas de color oscuro. La mayoría se asemejan al género *Cyzicus* anteriormente llamado *Estheria*) comprendido entre el Devónico y el Holoceno con amplia distribución en el mundo. Unos pocos son semejantes a la *Estheria costata* del Triásico Inferior de Alemania (Moore y otros, 1952, p. 545).

Fósiles vegetales son escasos en la Formación Bocas. En el área de la sección tipo, Langenheim (1961, p. 107) colectó y describió fragmentos de fósiles encontrados en shales y limolitas gris oscuro en el corte de la carretera del extremo oriental del puente que cruza el río de Oro con destino a la población de Bocas (Plancha 109-IV-C, A-12, NE). Este autor afirma que los fósiles provienen de cerca del tope de la formación; pero nuestras investigaciones indican que provienen de la parte media. Con base en la identificación de dos géneros, *Cordaites* sp. y *Mesocalamites* sp., Langenheim (1961) postula una edad Pensilvaniano Inferior a Medio para el Bocas. Probablemente Pensilvaniano Inferior. No se conocen otras identificaciones de fósiles vegetales del Bocas.

En la quebrada Santa Helena (Plancha 109-IV-A, J-14, SW) del área de la sección tipo, se hizo un intento de desarrollar un manto carbonífero de la Formación Bocas por medio de un túnel en la falda de la montaña. Este se encuentra derrumbado y la capa carbonífera no pudo observarse. Según los habitantes del área, nunca se produjo carbón de valor comercial.

Hacia el norte del área de la sección tipo, el afloramiento del Bocas continúa en una faja angosta entre la Falla de Bucaramanga en el este y un contacto de falla con el Girón, en el oeste. Esta faja se amplía en un área grande afloramiento de la parte norte-central del

Cuadrángulo H-12, donde está bien expuesta a lo largo del carretable hacia el suroeste de la carretera principal a Cuestarrica (plancha 109-II-A). Los 230 m superiores del Bocas en esta área, están descritos en la sección de la sección de la Formación Girón suprayacente. Riolita y brecha intrusiva intruyen esta área de los estratos del Bocas en una faja al oeste de la Falla de Bucaramanga y paralela a la misma falla. Entre la Falla de Bucaramanga y la brecha intrusiva, el Bocas contiene una sección central de cuarcita limpia, gris clara, altamente fracturada. La faja de cuarcita constituye más de 1 km de ancho en el extremo norte del Cuadrángulo H-12 y se angosta gradualmente hacia el sur, hasta que se desvanece al suroeste de Rionegro. No está presente en el área de la sección tipo.

Unos 15 km al noreste de Bucaramanga, en un bloque de rocas sedimentarias que está tectónicamente hundido contra rocas del pre-Devónico en el noroeste, la Formación Bocas cubre estos metasedimentos del pre-Devónico de la Formación Silgará. En la parte sur-central del Cuadrángulo H-13, el Bocas superyace la Formación Floresta en varios sitios. Está generalmente cubierto por estratos de la Formación Girón, pero en algunos sitios lo está por la Formación Jordán.

Ha sido necesario reevaluar asignaciones previas de edad de la Formación Bocas a la luz de la nueva información presentada aquí. Una edad Triásico aparece ahora más probable que carbonífero antes indicada, cambio que se hace por las siguientes razones:

1. Fósiles invertebrados de la más antigua Formación Diamante, que originalmente se pensó fuera del Misisipiano y del Pensilvaniano, se cree ahora sean del Pensilvaniano Medio al Pérmico Inferior. Este cambio se refuerza por el hallazgo de *Foraminíferos* fusulinidos de edad similar, que se mencionó aquí por primera vez.
2. Los gruesos guijos de caliza de los conglomerados de la Formación Tiburón, que suprayacen la Formación Diamante, se derivan de los estratos de ésta y pueden por consiguiente, no ser más antiguos que Pérmico Medio a Superior.
3. Los ostracodos de la Formación Bocas, aunque no identificables con certeza, muestran características que son más sugestivas de formas del post-Paleozoico que el Paleozoico y uno de los conchostacranados presentes, se parece notablemente a una forma del Triásico.

Al considerar las semejanzas de litología y contenido fosilífero (gasterópodos, bivalvos, ostracodos y conchostacranados o esteridios

pobremente preservados) de la Formación Bocas y de la Formación Los Indios cerca a Fundación, en el Departamento del Magdalena (C. Tschanz, comunicación escrita), la Formación Bocas parece ser correlativa con Los Indios. La correlación que se ha sugerido es reforzada por la semejanza litológica de las formaciones superyacentes, la Formación Jordán en el área de Bucaramanga y la Guatapurí que superyacen Los Indios.

SISTEMA JURASICO

FORMACION JORDAN

La Formación Jordán fue primeramente reconocida por Cediel (1968, p. 66) en su estudio de la Formación Girón del área de Bucaramanga. La sección tipo está 1 km al oeste del pueblo de Jordán, sobre la pendiente norte del cañón del río Chicamocha (Plancha 135-II-B, D-3 y E-3). El Jordán incluye dos facies (Cediel, p. 67), separada por una zona transicional de aproximadamente 10 m que no indica interrupción de la depositación:

Facies superior: (200 m) - limolita de color uniforme marrón rojizo y arenisca de grano muy fino, bien estratificada en capas de 30 - 80 cm de espesor.

Facies inferior: (\pm 100 m) - principalmente arenisca de grano grueso, gris verdosa, en capas hasta de 1 m de grueso y unas pocas de shales gris verdoso hasta de 2 m de espesor; algunas capas gruesas, con estratificación cruzada contienen zonas conglomeráticas con guijos hasta de 2 cm de diámetro.

La base de la sección no está expuesta, pero en otras partes del área, el Jordán suprayace rocas metamórficas, filíticas y esquistosas.

Rocas volcánicas silíceas asociadas con el Jordán en el área de la sección tipo, son llamadas tobas soldadas (Cediel, 1968, p. 67). Una capa de 30 cm de grueso en la facies superior de la sección tipo está compuesta principalmente de fragmentos angulares hasta de 1 cm de diámetro de rocas volcánicas ácidas y metamórficas. Dos km al noreste, sobre el camino de Los Santos a Jordán, están expuestas dos capas más gruesas de esta toba, separadas por 80 m de limolita y arenisca.

Para los estratos suprayacentes al Jordán en el área de la sección tipo, Cediel (1958, p. 58) ha propuesto el nombre de Formación Los Santos en lugar de Formación Tambor, con la sección tipo de Los Santos en la misma área que la del Jordán. El halló discordancias angulares hasta de 30° entre las dos en el área de las secciones tipos. En este escrito, los estratos conglomeráticos inmedia-

tamente encima del Jordán en la sección tipo, son cartografiados como una sección delgada de la Formación Girón que a su vez están cubiertos por la Formación Tambor (Formación Los Santos, de Cediell).

La Formación Jordán se incluyó anteriormente en la Formación Girón y en los mapas del área de mesas al sur de Bucaramanga, elaborados por Julivert y otros (1964) y Téllez (1964); el miembro inferior de shale del área de la Mesa de Los Santos corresponde aproximadamente a la Formación Jordán. Al norte de la mesa, el Jordán está cubierto por el Girón.

En la parte occidental de la Mesa de Los Santos, la Formación Jordán está expuesta en una área grande donde la erosión ha removido las formaciones suprayacentes Girón y Tambor, que constituyen la cobertera de la mesa. En la abrupta pendiente occidental de la quebrada del Angelino (o quebrada Grande en la plancha 120-IV-B, H-1 e I-1), la sección del Jordán puede tener más de 800 m de grueso. La base no está expuesta.

En el área de Bucaramanga, la Formación Jordán está bien expuesta en el cañón del río de Oro, al sur de Bocas, donde cubre la Formación Bocas.

Una sección medida y descrita por E. Aya, septiembre 1968 a lo largo de la línea férrea sobre la margen oeste del cañón del río de Oro al sur de Bocas (plancha 109-IV-C, B-12, B-13, C-13 y D-13) municipio de Bucaramanga, Departamento de Santander es como sigue:

	Espesor (m)		
<i>Formación Girón (capas inferiores solamente)</i>			
<i>Conglomerado, gris, masivo, con guijos subangulares de cuarzo blanco y pocos guijos de rocas volcánicas, chert negro y shale en una matriz gruesa, arenosa, micácea y ligeramente calcárea, N25° E, 43° SE.</i>	10.00	<i>Arenisca, marrón-rojiza, clara, de grano fino a muy fino, ligeramente calcárea, en capas de 1-3 m de espesor, horizontal.</i>	15.30
..... <i>Inconformidad</i>		<i>Limolita, en bandas marrón-rojizas y gris-verdosas, dura, ligeramente calcárea y micácea, N60° E, 14° SE.</i>	40.00
<i>Formación Jordán</i>		<i>Limolita, gris verdosa, dura, ligeramente calcárea y micácea</i>	5.00
<i>Limolita, marrón-rojiza y gris-verdosa, dura, ligeramente con intercalaciones de arcillolita marrón-rojiza, ligeramente calcárea.</i>	26.00	<i>Arenisca, gris verdosa, ligeramente calcárea, conglomerática con gránulos de cuarzo blanco, N20° W, 5° SW.</i>	2.50
<i>Arenisca, marrón-rojiza, dura, de grano fino a muy fino, ligeramente calcárea y micácea, en capas de 1.0 - 2.5 m de espesor, N32° E, 18° SE.</i>	15.00	<i>Arenisca, marrón-rojiza, dura, de grano fino a muy fino, ligeramente calcárea y micácea, interestratificada con limolita de color y dureza similar, N20° W, 10° SW.</i>	37.50
<i>Arenisca, marrón-rojiza, dura, de grano</i>		<i>Arcillolita, gris oscura, ligeramente calcárea y micácea, intensamente fracturada, N30° W, 23° SW.</i>	7.00
		<i>Limolita, marrón-rojiza, arcillosa, ligeramente calcárea: interestratificada con shale marrón-rojizo y arenisca de grano fino en capas delgadas, N25° W, 25° SW.</i>	21.00
		<i>Arcillolita, gris-verdosa, de dureza media masiva, ligeramente calcárea, con intercalaciones delgadas de arcilla arenosa; contiene pequeñas concreciones calcáreas</i>	23.50
		<i>Arenisca, gris-verdosa, dura de grano fino a medio, ligeramente calcárea, con intercalaciones de arcillolita masiva, ligeramente calcárea, N25° W, 20° SW</i>	18.00
		<i>Arenisca, gris-oscura a negra, dura, de grano grueso, ligeramente calcárea, algo feldespática, conglomerática en los 5 m inferiores con pequeños guijos de shale negro; contiene granos esporádicos de calcopirita, N80° E, 17° SE</i>	21.00
		<i>Cubierto por vegetación</i>	55.00
		<i>Arcillolita y limolita, de dureza media, ligeramente calcáreas y micáceas.</i>	3.90
		<i>Arenisca, gris-verdosa, dura, de grano medio, ligeramente calcárea y micácea, en bancos mayores de 1 m de espesor, N65° E, 40° SE</i>	20.00
		<i>Arenisca marrón-rojiza, dura de grano fino a ligeramente arcillosa y calcárea, micácea, N60° E, 40° SE</i>	4.50

Arenisca, marrón-rojiza, dura de grano fino a muy fino, ligeramente calcárea y micácea, con intercalaciones blandas de arcillolita marrón-rojiza, N65°E, 58°SE 65.80

Arenisca, marrón-rojiza, de dureza media, de grano muy fino, algo micácea, con secciones gruesas de arcillolitas blandas, marrón-rojizas; la arenisca contiene venillas mayores de 5 mm de ancho rellenas con calcita, N50°E, 33°SE 104.00

Arenisca marrón-rojiza, dura de grano muy fino, ligeramente calcárea algo micácea en algunas capas, en bancos mayores de 1 m de espesor; contiene, a través de toda la sección, concreciones calcáreas pequeñas, gris-verdosas, y en la parte media guijos pequeños de shale negro, N33°E, 30°SE. 54.00

Arcillolita, marrón-rojiza, de dureza media, ligeramente calcárea, masiva N30°SE. 15.00

Arenisca gris-verdosa, dura, de grano muy fino, ligeramente calcárea. 5.00

Arcillolita, marrón-rojiza, de dureza media, con intercalaciones más duras de limolita marrón-rojiza y arenisca de grano fino, N45°E, 40°SE. 18.50

Arenisca, marrón-rojiza, dura, de grano fino a medio, ligeramente calcárea, micácea, con intercalaciones de arcillolita blanda, marrón-rojiza, N46°E, 70°SE. 28.50

Cubierto por vegetación; probablemente arenisca y arcillolita similares a la anterior 35.00

Arenisca, marrón-rojiza y gris-verdosa, dura, de grano muy fino, ligeramente calcárea, en bancos mayores de 1 m de espesor, N45°E, 35°SE. 5.00

Espesor total de la Formación Jordán. 657.00

Formación Bocas (capas superiores solamente):

Limolita, principalmente gris-verdosa, a veces marrón-rojiza, arcillosa, micácea, ligeramente calcárea, en capas mayores de 1.1 m de espesor, fracturada intensamente normal a la estratificación, N30°E, 38°SE 120.00

La sección del Jordán descrita en casi uniforme a través de toda su longitud en el grano fino y en el color marrón-rojizo. Al sur de

Piedecuesta, donde la formación suprayace filitas pre-Devónicas, los 50 m inferiores contienen conglomerados con fragmentos de rocas ígneas porfiríticas que son derivados de una fase del granito de Pescadero el cual aflora en las cercanías. Esta sección conglomerática inferior del Jordán puede trazarse hacia el sur hasta el filo biselado de la formación en la pendiente este de la Mesa de Los Santos. Hacia el norte los conglomerados cambian gradualmente a areniscas feldespáticas. Una descripción de la sección conglomerática inferior del Jordán se da a continuación, medida por R. Vargas, octubre 1968 a lo largo de la cresta de una pequeña cima 2 km al suroeste de Piedecuesta (Plancha 120-II-D, N-10, NE), Municipio de Piedecuesta, Departamento de Santander.

**Espesor
(m)**

Formación Jordán (capas inferiores solamente)

Limolita marrón rojiza, blanda. 11.00

Arenisca gris a marrón rojiza pálida, de grano medio a grueso, feldespática, algo conglomerática, con guijos de cuarzo y filita gris verdosa hasta 5 mm de diámetro 3.50

Limolita marrón rojiza blanda 9.00

Conglomerado marrón rojizo pálido, con abundantes guijos angulares de pórfido biotítico rosado hasta de 8 cm de diámetro y otros pocos más pequeños de cuarzo blanco 0.80

Limolita marrón rojiza, blanda. 3.60

Conglomerado marrón rojizo pálido, con abundantes guijos angulares de pórfido hasta de 20 cm de diámetro y unos pocos pequeños de cuarzo blanco. 0.50

Limolita marrón-rojiza, blanca. 6.80

Conglomerado marrón rojizo pálido con guijos subangulares a subredondados de pórfido hasta 8 cm de diámetro y unos pocos más pequeños de cuarzo blanco, en cuatro capas principales. 3.30

Limolita marrón rojiza, blanda. 3.50

Conglomerado marrón rojizo pálido, con guijos subangulares a subredondados de pórfido rosado hasta de 15 cm de diámetro y unos pocos más pequeños de cuarcita gris. 1.50

Limolita marrón rojiza, blanda. 4.90

Conglomerado marrón rojizo pálido, con guijos de pórfido rosado y cuarcita gris rosada hasta de 2 cm de diámetro 0.60

Limolita marrón rojiza, blanda 9.60

Conglomerado marrón rojizo pálido, con guijos subangulares de pórfido rosado hasta de 3 cm de diámetro y en menor cantidad de cuarzo blanco y cuarcita gris en una capa lenticular que cambia lateralmente a arenisca feldespática de grano grueso; los guijos de pórfido contienen fenocristales de cuarzo y biotita 0.60

Limolita marrón rojiza a marrón rojiza pálida; contiene granos de feldespato rosado hasta de 1 mm de diámetro 8.70

Conglomerado marrón rojizo, meteorizado, con guijos subangulares de pórfido biotítico rosado y de roca ígnea silicea afanítica hasta de 12 cm de diámetro; otros son de cuarcita rosada, de conglomerado feldespático con guijos de filita gris verdosa y cuarzo blanco 2.20

Limolita marrón rojiza, blanda; contiene granos de feldespato rosado 2.30

Conglomerado marrón rojizo pálido, con guijos de filita amarilla clara, marrón rojiza y gris verdosa hasta de 2 cm de diámetro 0.60

. Inconformidad

Formación Silgará (metasedimentos del pre-Devónico)

Filita amarilla clara a marrón rojiza y gris verdosa, sericitica, meteorizada

La sección basal conglomerática descrita anteriormente está ligeramente invertida y las capas buzanan fuertemente hacia el este. Hacia el oeste y más arriba en la sección, los buzamientos son normales y fuertes hacia el oeste. La sección consta principalmente de limolita marrón rojiza e incluye unidades de arenisca feldespática más dura, de grano muy fino a medio, hasta de 11 m de espesor.

Un kilómetro al norte-noroeste de la sección conglomerática descrita, las capas inferiores del Jordán son menos conglomeráticas. Unos 800 m estimados de la formación están parcialmente expuestos desde el contacto basal con filita pre-devónica hacia el oeste, a lo largo de un filo bajo hacia la carretera principal (plancha 120-II-D, G-10, NW y G-9, NE). En la carretera y hacia el oeste del río de Oro, las capas están tapadas por material aluvial en una distancia de unos 250 m. De río de Oro hacia el noroeste, unos 300 m de arenisca de grano fino, color marrón rojizo y limolita, en la parte superior de la formación, están parcialmente expuestos a lo largo del filo que se extiende hasta el tope de la colina que está situada inmediatamente al oeste de Piedecuesta (plancha 120-II-D, G-9 NW, G-8 NE y F-8 1/2). En el tope de esta colina, el Jordán está cubierto con ligera dis-

cordancia angular por estratos de conglomerados débilmente consolidados de la Formación Girón. Así, la Formación Jordán puede tener más de 1.100 m de espesor en Piedecuesta, pero los grandes cambios de rumbo y buzamiento que ocurren debajo de la cubierta aluvial entre las dos secciones expuestas, deja esta cifra abierta a discusión.

Unos 200 m debajo del tope del Jordán, al suroeste de Piedecuesta (plancha 120-II-D, G-9 NW), una gruesa capa de 3 m de roca ígnea color rojizo pálido, que contiene abundantes fragmentos de cristales de feldespato blanco y escasos de pórfido gris marrón, parece representar ceniza volcánica soldada concordante con los estratos del Jordán. El contenido de roca ígnea de este tipo en la formación, aumenta hacia el área de la sección tipo, unos 26 km al sur.

De la sección tipo del Jordán hacia el norte, los afloramientos intermitentes de la formación indican que ésta es posiblemente continua hasta los afloramientos al sur de Bocas. En otras partes, sin embargo, sólo ocurren afloramientos aislados. Las relaciones estructurales y estratigráficas sugieren que éstos son principalmente remanentes de una unidad anteriormente extensa y de considerable espesor que han sido preservados de la erosión en bloques fallados hundidos. Tales afloramientos ocurren en el área de Rionegro, al oeste de la Falla de Bucaramanga (H-12, c-3); al noreste de la ciudad de este nombre, a lo largo del río Suratá (H-12, d-3); al oeste de Guaca H-13, b-7) y al suroeste de Chitagá H-13, b-5, c-5).

En el Cuadrángulo H-12, con excepción de los estratos inferiores conglomeráticos, tales como aquellas al sureste de Piedecuesta, la formación es arenisca de grano fino y limolita de color marrón rojizo muy uniforme. La formación es aparentemente conforme y transicional con la infrayacente Formación Bocas al norte de Bucaramanga, pero al sur de Piedecuesta descansa sobre metasedimentos del pre-Devónico. El límite superior con los conglomerados del Girón es una discordancia apenas notoria en partes del área de la Mesa de Los Santos H-12, c-7).

Al este de Guaca, en el Cuadrángulo H-13, b-7, b-8, además de los estratos que son típicos de la formación en el Cuadrángulo H-12, los conglomerados gruesos de la parte superior de la sección, contienen guijos principalmente de metasedimentos del pre-Devónico y van cubiertos discordantemente por conglomerados del Girón que contienen abundantes cantos rodados de cuarzo (plancha 121-III-B, I-7). Pero al suroeste de Chitagá (plancha 121-II-A, F-1, NE) el límite Jordán-Girón es conforme y gradacional en 100 m de sección o más. La limolita dura y marrón ro-

jiza del Jordán disminuye hacia arriba a medida que los estratos del Girón aumentan.

No se han hallado fósiles en la Formación Jordán y por consiguiente, la determinación cronológica debe fundamentarse en otra evidencia. La asignación de una edad Jurásico Inferior, se basa en dos consideraciones principales:

1. Los conglomerados de cerca de la base del Jordán en el área de Piedecuesta H-12, d-6) contienen guijos angulares de la fase porfírica del granito de Pescadero que aflora en la vecindad. Una determinación radiactiva de la fase granítica dió una edad de 193 ± 6 m.a., la cual está cerca del límite Triásico-Jurásico de 190 m.a. Feldespato rosado semejante al del granito de Pescadero es abundante en las areniscas y limolitas del Jordán en esta área.
2. La muy gruesa Formación Girón (4.650 m según F. Cediel, 1968, fig. 6) reposa inconforme sobre la Formación Jordán en el área de Bucaramanga y también inconformemente debajo de la Formación Tambor del Cretáceo Inferior.

La Formación Jordán tienen un carácter litológico muy similar al de la Formación Guatapurí ubicada en la parte sur de la Sierra de Santa Marta, aproximadamente a 325 km al norte-noroeste. Sin embargo, la Guatapurí contiene más material volcánico. Ambas formaciones descansan inconformemente sobre las formaciones con caracteres litológicos y contenido de fósiles similares; las formaciones Bocas en el área de Bucaramanga y Los Indios en la Sierra de Santa Marta. Las formaciones Los Indios y Guatapurí están asignadas al Triásico (C. Tschanz, comunicación escrita).

La Formación Jordán puede ser el equivalente lateral de la Formación Batá del Liásico en el Cuadrángulo del Guavio (K-12) que tienen un espesor de unos 1.115 m (D. H. McLaughlin, comunicación personal).

FORMACION GIRON

El nombre "Girón Series" fue usado inicialmente por Hettner (1892) para designar un conjunto grueso de areniscas, conglomerados y limolitas color marrón rojizo que están ampliamente expuestas al oeste de Bucaramanga y toman el nombre de la población de Girón. También fueron incluidas rocas que ahora se reconocen como de las formaciones Bocas, Jordán y Tambor. La serie fue considerada como del Cretáceo Inferior.

Otros autores hicieron referencias al Girón (Schuchert, 1935); Oppenheim, 1940; Dickey, 1941 y Trumpy, 1943), pero estudio

de campo más detallado no se hizo hasta que Lanhenheim (1954) designó los afloramientos del cañón del río Lebrija como la sección tipo (H-12, c-3, c-4) y definió los límites allí como contactos inconformables con las formaciones Bocas y Tambor, infrayacente y suprayacente, respectivamente. Dividió la sección de aproximadamente 3.500 m en un miembro inferior arenosos de 750 m uno medio arcilloso de 1.250 m y otro superior arenoso, de 1.500 m.

Un estudio de la Formación Girón, fue hecho posteriormente por Julivert (1958) y después, uno más detallado de la sección del río Lebrija, fue elaborado por Navas (1963), quien midió una sección que alcanza 2.650 - 2.690 m y la dividió en 7 facies:

120 - 150 m	Conglomerado superior.
230 m	Shales rojos
700 m	Areniscas y conglomerados arkósicos superiores.
850 m	Shales rojos superiores alternantes con areniscas.
170 m	Areniscas y conglomerados arkósicos inferiores.
550 m	Shale inferior con conglomerados y arenisca intercalados en la parte media superior.
30 - 40 m	Conglomerado con guijos de rocas ígneas.

Navas (1963, fig. 1, p.29) muestra que, con excepción del conglomerado superior, las areniscas arkósicas inferiores y el conglomerado basal, las facies pueden trazarse desde la sección del río Lebrija al sur, hacia Zapatoca y Los Santos.

El estudio más reciente de la Formación Girón fue hecho por Cediel (1968). En la sección tipo del río Lebrija (fig. 8), midió un total de 4.650 m del Girón en siete facies litológicas (Cediel, 1968, p. 26-28). Del tope a la base estas facies son:

G (1080 m) Arenisca de grano grueso en capas con estratificación cruzada hasta de 4 m espesor. Se observan capas conglomeráticas y aumentan un número en la parte superior. El tamaño del grano disminuye hacia el tope de la unidad y el espesor de las capas decrece hasta 40-80 cm. Localmente existen capas altamente moscovíticas. Los colores cambian hacia arriba en la unidad, desde gris verdoso en la base a gris amarillento y finalmente a amarillo grisoso.

F (250 m) Areniscas (70%) y capas rojas interestratificadas (30%) de limolita y arcillolita en estratos

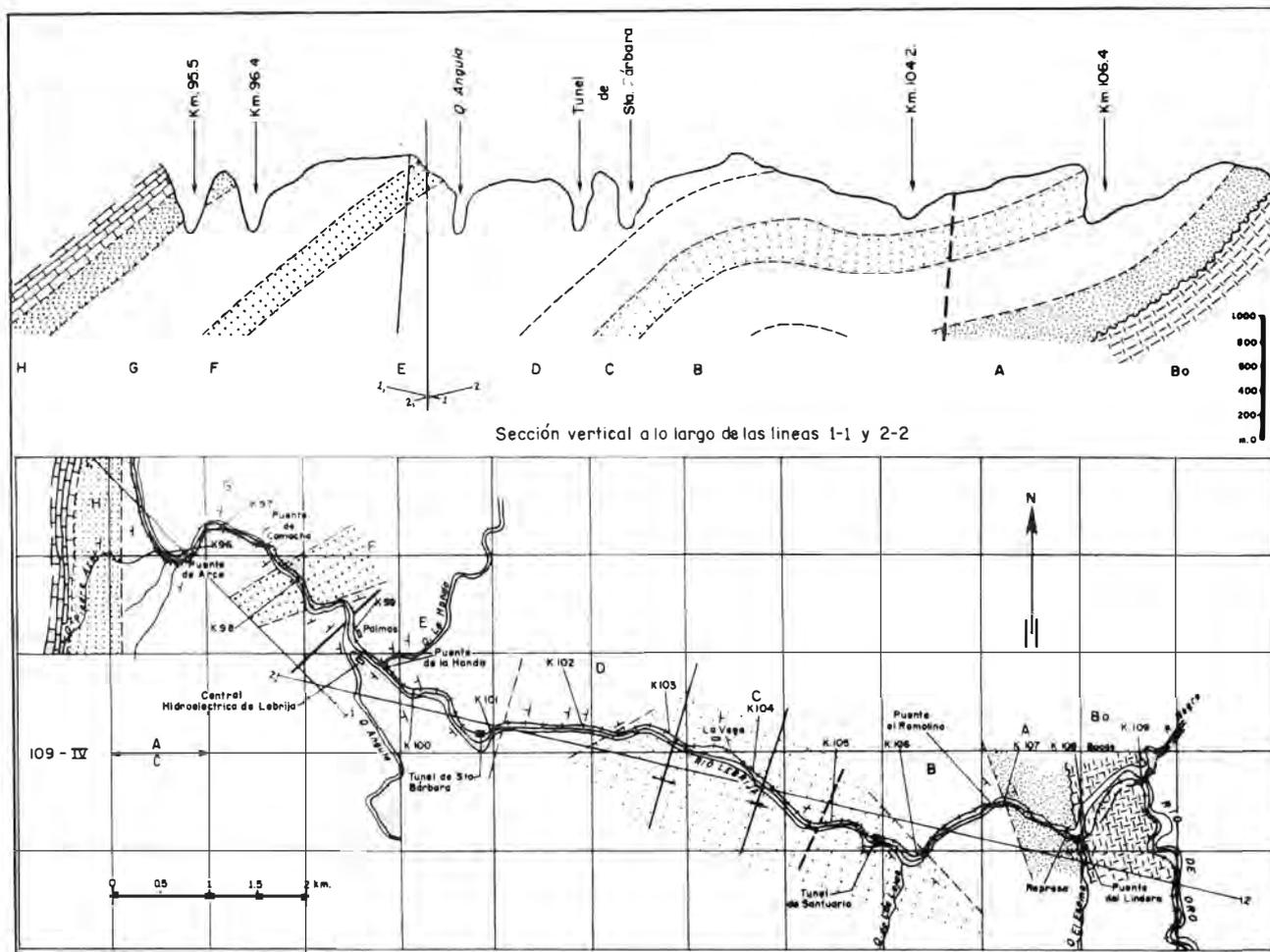


Figura 8 - Localidad tipo de la Formación Girón en el cañon del Río Lebrija con las facies de A a G establecidos por Cediel (Según Cediel, 1968, Fig. 5)

- hasta de 1 m de espesor. Las areniscas son gris verdosas y conglomeráticas con guijos de cuarzo. Las capas rojas son rojo grisáceas a marrón rojizo. En la base hay capas gris oscuras.
- E (1040 m) Arenisca de grano medio en capas hasta de 70 cm de grueso que pasan lateral y verticalmente a shale y en algunos sitios, a arcillolita. Algunas capas conglomeráticas están presentes pero con menor frecuencia que en las facies inferiores. El color dominante es el gris azulado, que varía a gris oscuro hacia la base y el tope y a gris amarillento, en la mitad. La estratificación cruzada está bien desarrollada localmente. Esta facies está caracterizada por estratificación irregular y frecuente desarrollo de arenisca fina y shale o arcillolita con pequeños lentes de material carbonáceo que contiene restos de planta pobremente preservados.
- D (650 m) Capas rojas (60%) de limolita y arenisca y arenisca interestratificada (40%) en capas hasta de 1 m de grueso. Las capas rojas varían en color entre rojo grisáceo y marrón rojizo oscuro. Las areniscas son gris verdosas y en la parte superior, contienen numerosas capas de conglomerado con guijos de cuarzo. En la base hay unos pocos lentes pequeños diseminados de material carbonáceo con restos de plantas pobremente preservados.
- C (430 m) Arenisca de grano medio a grueso en capas con estratificación cruzada hasta de 2.5 m de espesor. Numerosas capas conglomeráticas contienen guijos exclusivamente de cuarzo hasta de 4 cm de diámetro. Las areniscas son generalmente muy duras, bien calibradas y varían en color entre gris verdoso y gris oliva claro.
- B (590 m) Arenisca (60%) de grano medio a grueso y capas rojas interestratificadas (40%) de limolita y arcillolita. La arenisca es gris azulosa clara en capas con estratificación cruzada hasta de 1 m de grueso. Algunas diseminadas de conglomerados contienen guijos de cuarzo de color
- variado. Las capas rojas pasan lateral y gradualmente a shales gris verdoso y finalmente a arenisca. Varían en color de rojo violeta grisáceo a violeta grisáceo.
- A (610 m) Arenisca de grano grueso, conglomerática, gris semiclaro y gris clara en capas gruesas con estratificación cruzada hasta de 2 m de espesor. Capas delgadas de conglomerado contienen guijos de cuarzo y unos pocos de caliza hasta de 4 cm de diámetro. Lentes de shale gris azulado hasta de 3 m de grueso constituyen un máximo del 5% de la facies.
- En el Grupo Girón (diferente de la Formación Girón), Cediél (1968, fig. 6) incluye una octava facies (H), de la Formación Tambor, que él propone redesignar como Formación Los Santos (ibid, p. 58).
- En el cañón del río Lebrija, el Girón cubre capas de la Formación Bocas con discordancia según Cediél (fig. 9), pero las investigaciones efectuadas para este trabajo, indican que un contacto de falla está aquí presente y continúa más al norte como límite oriental del Girón.
- Cerca del límite norte del Cuadrángulo H-12, una delgada secuencia del Girón está bien expuesta en la carretera a Cuestarrica. Esta sección se describe a continuación. Esta sección que se describe a continuación fue medida por R. Vargas, septiembre 1968, a lo largo de la carretera desde 1.7 a 1.5 km al noreste de Cuestarrica (plancha 109-I-B, I-15 SE). Municipio de Rionegro, Departamento de Santander y no contiene las capas conglomeráticas que son típicas del Girón en las secciones más gruesas.
- | | Espesor
(m) |
|--|----------------|
| <i>Formación Tambor</i> (capas inferiores solamente) | |
| <i>Arenisca gris amarillenta clara, de grano fino</i> | 2.10 |
| <i>Inconformidad</i> | |
| <i>Formación Girón</i> | |
| <i>Arenisca marrón rojiza pálida de grano fino, micácea, algo feldespática, en capas de 0.3 - 1.0 m de grueso; intercalaciones de shale marrón rojizo, micáceo, hasta de 0.3 m de grueso</i> | 66.70 |
| <i>Shale marrón rojizo con manchas verde claro a gris azulado, micáceo; inter-</i> | |

Sistema 1	Series o Período 1	Nomenclatura normal del Valle medio del Magdalena 1		Nomenclatura de la hoya de Maracaibo (Colombia) 2	
T E R C I A R I O	Pleistoceno Plioceno	Grupo Mesa		Aluvión y terrazas Formación Necesidad	
		Mioceno (?)	Grupo Real	Grupo Guayabo	
	Oligoceno (?)	Grupo Chuspas	Formación Colorado	Formación León	
			Formación Mugrosa		
	Eoceno (?)	Grupo Charro	Formación Esmeraldas	Formación Carbonera	
			Formación La Paz	Formación Mirador	
	Paleoceno	Formación Lisama		Formación Las Cuervos	
	C R E T Á C E O	Daniense ?	Formación Umir		Formación Barco
		Maestrichense			Miembro Catatumbo
		Campaniense			Formación Mito Juan
		Santoniense ?	Formación Lo Luno	Miembro Galembó	Formación Colón
		Coniasiense		Miembro Pujamana	Formación La Luna
		Turonense		Miembro Salada	Formación Capacho
Cenomaniense		Caliza Salto		Grupo Uribante	
Albiense	Shale Simtí		Formación Aguardiente		
Aptiense	Caliza Tablazo		Formación Mercedes		
Inferior	Barrasiense	Grupo Calizo Basal	Formación Paja	Formación Tibú	
	Hauteriviense		Formación Rosa Blanca		
	Valanginiense ?		Formación Tambor		
JURASICO TRIASICO		Formación Girón (no diferenciada)		Formación Girón (rocas pre-cretáceas metamórficas e igneas)	

1 Adaptado de Morales et al, 1958, fig. 5, p. 647.
2 Compilada, con: Notestein et al, 1944, fig. 2 y 3, p. 174, 175.
modificaciones de: Trump y Salvador, 1964.

Figura 9 - Edad y nomenclatura del Cretáceo y de las formaciones más jóvenes del Valle Medio del Magdalena y de la Hoya de Maracaibo (Colombia)

calaciones de arenisca marrón rojiza pálida hasta de 0.3 m de grueso	14.70
<i>Limolita marrón rojiza micácea (parcialmente cubierta)</i>	4.80
Arenisca marrón rojiza, clara de grano fino, en capas de 10 a 30 cm de grueso.	4.00
<i>Limolita marrón rojiza micácea</i>	3.80
Arenisca marrón rojiza clara de grano fino	1.40
<i>Limolita marrón rojiza micácea, con delgadas intercalaciones lenticulares de limolita blanca verdosa.</i>	7.20
Arenisca gris clara de grano fino a medio, feldespática, micácea	3.80
<i>Limolita marrón rojiza, micácea, con 3 intercalaciones hasta de 30 cm de grueso de arenisca marrón rojiza, de grano fino</i>	5.80
Arenisca marrón rojiza pálida de grano fino, feldespática, en capas de 0.2-1.8 m de grueso.	7.90
Arenisca gris verdosa, de grano fino fino, micácea, feldespática, conglomerática, con guijos de limolita gris verdosa y arenisca rosada, de grano fino micácea, hasta de 2.5 cm de diámetro; gris clara y menos conglomerática cerca del tope	15.20
<i>Espesor total de la Formación Girón</i> 135.30	

. Inconformidad

Formación Bocas (capas superiores solamente)

Limolita gris verdosa a azulosa con guijos subangulares de shale amarillo rojizo meteorizado hasta de 10 cm de diámetro; los guijos son más pequeños en los 30 cm superiores.

7.30

Durante un estudio de la Formación Girón, Langenheim (1954, p.6) halló fósiles de helechos en el miembro arcilloso medio en la quebrada Honda. Una colección de esta localidad fue estudiada por J. H. Langenheim (1959-1961). Con base en seis géneros reconocidos de esta localidad (*Pecopteris*, *Callipteridium*, *Asterotheca*, *Rhodea*, *Calamites* y *Carpolithus*) y la posición estratigráfica encima de la Formación Bocas (en la cual fueron reconocidos dos fósiles vegetales del Pensilvaniano Inferior), la edad del conjunto fue considerada como probable Pensilvaniano Superior y no más joven que el Pérmico (Langenheim, J. H., 1959, p. 118). En otra colección de fósiles vegetales del Girón justamente al sur de Floridablanca, en la quebrada Mensuli, dos géneros *Ptilophyllum* sp. y *Elatocladus* sp., fueron identificados e indican una edad correspondiente al Jurásico (ibid. p. 110).

Fósiles vegetales y ostracodos fueron recolectados por Bruckner (1954) en la sección del Girón del río Lebrija, en la quebrada Las Palmas (la misma quebrada Honda de Langenheim). El género *callipteridium* fue identificado por R. Krausel en Alemania y confirmado por N. J. Jongmans en Holanda, como Carbonífero y no más joven que Pérmico. Los ostracodos fueron identificados por E. Triebel en Alemania como miembros del género *Darwinula*, conocido del Carbonífero. Como Bruckner (ibid., p. 113) lo señala, se conoce muy poco sobre los ostracodos del Pérmico y Triásico, sin embargo, es posible una edad más joven para éstos.

En un estudio de la Formación Girón, Cediél (1968, p. 50) afirma que fósiles vegetales o madera silicificada ocurre en todas las siete facies de la sección del río Lebrija y menciona en particular, los de las capas rojas basales de la facies B y en grises de la facies F. Estos no están mejor preservados que los hallados en las capas de la quebrada Honda (facies E). La mayoría son helechos, pero también están representados los esfenosidios (ramas como cola de caballo). No se hallaron microfósiles.

La sección tipo del Girón está en un área grande triangular de afloramiento en la parte central del Cuadrángulo H-12. Dentro de esta área el Girón, varía en espesor desde cero en el lado oriental de la Mesa de Los Santos (H-12, d-7) a posiblemente 4.650 m en la localidad tipo (H-12, c-3, c-4). La gruesa sección se extiende en una faja de dirección norte-noreste, al este y paralela a los afloramientos de las formaciones del Cretáceo y del Terciario que buzanan fuertemente hacia el oeste, hacia la cuenca del Valle Medio del Magdalena. Al norte de Bucaramanga, esta gruesa sección termina contra una falla que la pone en contacto con la Formación Bocas. En el sitio donde el Bocas aflora en una gran área cerca del extremo norte del Cuadrángulo H-12, la sección discordante del Girón encima de él es delgada. Al sur de Bucaramanga, la gruesa sección del Girón adelgaza hacia el este sobre la Mesa de Ruitoque (H-12, d-6) y adelgaza más rápidamente a cero sobre la Mesa de Los Santos (H-12, d-7, d-8). Con base en un estudio de la forma geométrica y extensión de la cuenca en la cual se acumularon los sedimentos del Girón, las asociaciones litológicas, su naturaleza cíclica, el carácter de la petrología y facies de los sedimentos, Cediél (1968, p.81) concluye que el Grupo Girón es un depósito típico de mola en el cual el tipo principal de roca es la subgrawaca, según la clasificación de Pettijohn (1957, p. 291). (Cediél, 1958, p. 79) afirma que el carácter de la deposición del Girón hace dudoso que las facies en la sección del río Lebrija puedan considerarse unidades lateralmente continuas, como se

muestra en los mapas de Navas (1963, fig.1), de Julivert et al (1964) y Téllez (1964).

El contacto del Girón con la subyacente Formación Jordán, es una discordancia, que alcanza $10^\circ - 15^\circ$ en la parte oriental de la Mesa de Los Santos. El contacto con el suprayacente Tambor, es generalmente considerado una inconformidad en el área de los cuadrángulos H-12 y H-13 donde remanentes aislados del Tambor cubren muchas rocas diferentes y representan la fase inicial de la deposición del Cretáceo, que probablemente cubrió toda el área. Sin embargo, en la zona al oeste y sur de Bucaramanga, el límite no está tan marcadamente definido. Se coloca donde las arenas bien calibradas y estratificadas del Tambor se presentan primero en la sección encima de las arenas conglomeráticas y mal calibradas del Girón. Las limolitas marrón rojizas del tope de éste, están manchadas con tonos gris verdoso claro fuertemente definidos en modelos irregulares que en algunos sitios parecen estar controlados por los planos de estratificación y en otros, por fracturas perpendiculares a éstos. Limolitas color marrón rojizo oscuro ocurren también en la parte inferior del Tambor, pero sus tonos son generalmente más claros que los del Girón y existen limolitas y lodolitas gris verdoso claro. La sucesión estratigráfica y falta de discordancia angular entre el Tambor y el Girón (bien ilustrada cerca del tope de la Mesa de Ruitoque, H-12, d-6) sugieren que después de la rápida deposición del Girón, hubo un período de poca o ninguna nueva deposición y algo de retrabajamiento de las capas superiores del Girón para producir las capas inferiores del Tambor.

Otra gran área de afloramiento de la Formación Girón, en la mitad sur del Cuadrángulo H-13, está asociada con un gran sinclinal, estructuralmente complejo que incluye rocas sedimentarias del Devónico al Cretáceo Superior. La gran variación en espesor de la Formación Girón, es tan evidente aquí como en el área de Bucaramanga. Entre las rocas del Devónico y del Cretáceo Inferior en el lado occidental del área sinclinal (H-13, b-5 SW), no ocurre el Girón mientras que unos pocos kilómetros al este, la formación tiene más de 700 m de grueso (H-13, b-5, SE). Predominan en la sección conglomerados y areniscas feldespáticas a arkósicas. El feldespato es de color rosado, semejante al de la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara al oeste, de la cual probablemente se derivó.

En zonas diferentes de las dos grandes áreas de afloramiento de la Formación Girón que se ha discutido, ésta es generalmente delgada o falta totalmente como resultado de no deposición o erosión. Probablemente ambas condiciones son responsables de la actual distribución del Girón.

Las capas del Girón se derivaron con seguridad principalmente de la erosión de grandes áreas de rocas cristalinas. En la región de que trata este escrito, éstas están principalmente expuestas al este de la Falla de Bucaramanga. Guijos de cuarzo derivados de rocas ígneas, y de cuarcita de rocas metamórficas, son los materiales gruesos más comunes que han resistido la desintegración y descomposición de las áreas de origen y los rigores del transporte a los sitios de deposición. Sólo donde los sitios de origen y de deposición están comparativamente cerca entre sí, se han depositado fragmentos de las rocas originales.

A pesar de la amplia área de distribución de rocas sedimentarias tipo Girón en el norte y este de Colombia y al oeste de Venezuela, la edad y correlación de la formación han sido por mucho tiempo fuente de incertidumbre y especulación. Las edades dadas a la formación en el área de la sección tipo, han variado desde el Carbonífero hasta el Cretáceo. Como se anotó antes, las edades basadas en los pocos fósiles vegetales y de invertebrados van desde el Carbonífero al Jurásico. El Girón ha sido en general correlacionado con la Formación La Quinta de Venezuela occidental, que es semejante en litología, en su espesor variable (hasta 3.000 m) y en su transición, a las areniscas de color claro del suprayacente Cretáceo Inferior (Oppenheim, 1940, p. 1613). En Venezuela La Quinta ha sido asignada al Jurásico Superior con base en los restos fósiles de un pez ganoideo del género *Lepidotus* (ibid., p. 1611).

Durante el presente trabajo no se ha hallado ninguna nueva evidencia fosilífera, pero otra información reciente tiende a soportar una edad Jurásico para el Girón. Como se discutió en los párrafos anteriores, la nueva evidencia fosilífera de las rocas del Grupo Suratá y de la Formación Bocas, coloca ahora a éstas en el Carbonífero, el Pérmico y el Triásico, respectivamente, mientras que con anterioridad todas ellas fueron consideradas como del Carbonífero. Una evidencia más para una edad Jurásico del Girón son las edades radioactivas de las rocas ígneas de las cuales se derivaron principalmente los sedimentos (Tabla 2, muestras Nos. IMN-10924, 11045 y 11547). Estas edades (192 ± 7 m.a. a 194 ± 7 m.a.) están cerca del límite cronológico Triásico-Jurásico de 190 m.a. y como se anotó en la discusión de la Formación Jordán, fragmentos de la fase porfirítica de una de estas rocas, el granito de Pescadero, ocurren en las capas inferiores del Jordán cerca de Piedecuesta.

SISTEMA CRETACEO, SECCION DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA

En la parte occidental del área que se estudia

(cuadrángulos H-12 e I-12), las rocas sedimentarias del Cretáceo han sido cartografiadas de acuerdo con la nomenclatura adoptada por los técnicos de la industria petrolera en Colombia (Morales et al., 1958, p. 647). En la parte oriental (cuadrángulos H-13 e I-13) esta nomenclatura se usó en menor extensión que la de la cuenca de Maracaibo de Colombia nororiental y Venezuela occidental, que se emplea en varias publicaciones (Notestein et al., 1944; Sutton, 1946; Roberts et al., 1959; Trumpy Salvador, 1964). La figura 9 muestra la edad y la relación general del Cretáceo y de las formaciones más jóvenes en las dos provincias.

La depositación durante el Cretáceo cubrió el área entre el Valle del Magdalena de Colombia y el Lago de Maracaibo en Venezuela; pero el levantamiento de la Cordillera Oriental ocasionó que las rocas sedimentarias de allí, fueran barridas por la erosión, exceptuando bloques aislados que se preservaron gracias al hundimiento por fallas. Así, las rocas sedimentarias de las dos áreas son semejantes en muchos aspectos, aunque los nombres de las formaciones (excepto para la Formación La Luna) son diferentes. En algunos lugares de la parte sur del área estudiada, algunas unidades del mapa fueron tomadas de la sección del Valle del Magdalena y otras de la de la Cuenca de Maracaibo.

En los estudios de las rocas del Cretáceo efectuados por geólogos de la industria del petróleo, se ha incluido mucho trabajo sobre los microfósiles y macrofósiles hallados en ellos. Por consiguiente, ningún estudio paleontológico ha sido acometido en las investigaciones para este estudio. Entre las varias memorias que incluyen investigaciones sobre las faunas del Cretáceo están las de Sutton (1946), Morales et al (1958), Bürgl (1961) y Etayo (1964). Los amonites han sido especialmente útiles en datar la secuencia estratigráfica del Cretáceo en la Cordillera Oriental (Bürgl, 1961, p. 163-165). Foraminíferos, pelecípodos, equinoideos y raramente gasterópodos, son otras formas que están presentes y son útiles en grados variables. Los estudios de fósiles han indicado que las unidades formacionales cartografiadas en el Cretáceo del Valle Medio del Magdalena, transgreden los límites cronológicos y son más antiguas en el sur que en el norte (fig. 9). Esto es especialmente notorio en las formaciones del Cretáceo Inferior y Medio.

La sección del Cretáceo alcanza un espesor máximo de más de 4.000 m en el Valle Medio del Magdalena y en el área de este estudio, puede exceder 3.500 m debajo de la sección del Terciario en la parte occidental del H-12 (Morales et al., 1958, fig. 4). Las formaciones generalmente son más delgadas sobre el flanco oriental de la Cordillera Oriental y el espesor total allí no pudo haber

sido mayor que la mitad de la del Valle del Magdalena.

FORMACION TAMBOR

La sección tipo de la Formación Tambor está a continuación de la de la Formación Girón en el Valle del río Lebrija (Plancha 109-IV-A, E-2, F-2, G-2), entre los kilómetros 92 y 95 del ferrocarril de Bucaramanga a Puerto Wilches (Morales et al., 1958, p. 643). El nombre fue usado inicialmente por H. D. Hedberg en un informe inédito de 1931 y se suponía que se derivaba de un caserío cercano. Ningún caserío de ese nombre existe actualmente en el área, pero la hacienda Tambor está localizada 4 km al norte. Gran parte de la formación no está bien expuesta en la localidad tipo porque el cañón del río Lebrija es casi paralelo al rumbo de las capas al atravesarlas. Una mejor sección está expuesta a corta distancia al sur, donde la quebrada Piedra Azul corta las capas casi perpendiculares al rumbo. Una sección medida por F. Montero, octubre 1968, en esta quebrada, comenzando unos 100 metros desde la confluencia con el río Lebrija y extendiéndose aguas arriba al oeste y al suroeste por 1 km (Plancha 109-IV-A, I-2 NW, e I-1 E/2), Municipio de Lebrija, Departamento de Santander, se describe a continuación:

	Espesor (m)
<i>Formación Rosa Blanca (capas inferiores solamente)</i>	
<i>Caliza gris oscura, dura, masiva, altamente fósilífera.</i>	8.00
<i>Arcillolita marrón rojiza, de dureza media, fracturada, con intercalaciones de arcillolita calcárea, dura, marrón rojiza y arenisca marrón rojiza y gris, parcialmente feldespática, micácea, de grano medio a fino, N11 E, 52 NW (parcialmente cubierta).</i>	24.60
<i>Arenisca gris clara, dura, de grano fino micácea, con estratificación cruzada, ligeramente conglomerática con guijos de cuarzo hasta de 4 cm de diámetro...</i>	16.10
<i>Intervalo cubierto</i>	34.70
<i>Arenisca gris clara, de grano fino, micácea, con estratificación cruzada, ligeramente feldespática y conglomerática.</i>	26.40
<i>Intervalo cubierto, probablemente arenisca semejante a la anterior y a la que sigue debajo</i>	68.70
<i>Arenisca gris clara, dura, de grano fino, micácea, con estratificación cruzada, conglomerática en algunas capas con guijos de cuarzo hasta de 4 cm de diámetro</i>	22.30
<i>Arcillolita gris verdosa, blanca; contiene dos capas: de 1.1 y 1.2 m de grueso</i>	

<i>so de arenisca conglomerática blanca grisosa. N10°E, 52°NW.</i>	10.80	<i>Formación Rosa Blanca (capas inferiores solamente).</i>	
<i>Arenisca gris clara, dura, de grano fino, micácea, con estratificación cruzada, conglomerática, en algunas capas con guijos de cuarzo hasta de 4 cm de diámetro.</i>	31.70	<i>Shale gris amarillento, muy arenoso, ligeramente fisil, con intercalaciones delgadas de shale fisil gris amarillento a azuloso (parcialmente cubierto).</i>	23.30
<i>Intervalo cubierto</i>	9.60	<i>Intervalo cubierto</i>	29.40
<i>Arenisca gris clara, dura, de grano fino, micácea, con estratificación cruzada, conglomerática, con numerosos guijos de cuarzo blanco y pocos de feldespato, en capas masivas de 4 - 6.5 m de grueso; contiene unas pocas capas de arcillolita gris verdosa</i>	118.20	<i>Formación tambor</i>	
<i>Conglomerado gris marrón, duro, con estratificación cruzada, con guijos de cuarzo blanco, arcillolita y feldespato hasta de 4 cm de diámetro en una matriz de arenisca limosa, micácea, gris oscura.</i>	2.30	<i>Cubierto; suelo amarillo rojizo, arenoso, de grano fino</i>	24.90
<i>Arcillolita marrón rojiza en la mitad inferior, gris verdosa arriba, dura, silíceo, micácea. N16°E, 52°NW.</i>	0.90	<i>Arenisca amarilla rojiza, de dureza media, de grano fino, micácea, en capas hasta de 6 m de espesor, con intercalaciones de shale arenoso gris azuloso a marrón rojizo</i>	74.80
<i>Espesor total de la Formación Tambor.</i>	366.30	<i>Arenisca amarilla rojiza, de dureza media, de grano fino en capas hasta de 1 m de grueso, con intercalaciones de shale arenoso gris azuloso</i>	17.30
<i>. Inconformidad</i>		<i>Cubierto; suelo rojizo arcilloso y arenoso</i>	13.30
<i>Formación Girón (capas superiores solamente)</i>		<i>Shale amarillo rojizo, arenoso, con intercalaciones de arenisca de grano fino, amarilla rojiza</i>	8.30
<i>Arenisca gris verdosa, dura, de grano fino a muy fino, con estratificación cruzada, altamente conglomerática con abundantes guijos de cuarzo blanco, feldespato, arcillolita y pocos de esquistos clorítico, moscovítico; algunas capas son no conglomeráticas, de grano muy fino, gris claro</i>	98.70	<i>Arenisca amarillá rojiza, de grano fino, micácea</i>	4.20
Los 366 m del Tambor, anteriormente medidos son mucho menor que los 650 m citados en la sección tipo. Unos 25 km más al sur, donde el río Sogamoso atraviesa la sección del Cretáceo, el Tambor se estima en más de 500 m de grueso. Unos 18 km al norte de la sección tipo del Tambor, a lo largo de la carretera a Cuestarrica, la formación está bien expuesta y su descripción se hace más adelante. En esta sección hay arenisca conglomerática solamente cerca de la base y los guijos son de limolita, mientras que en la quebrada Piedra Azul las areniscas son conglomeráticas en considerable extensión a lo largo de la sección y los guijos son de cuarzo.		<i>Cubierto; suelo rojizo, arcilloso</i>	3.00
<i>Sección estratigráfica de la Formación Tambor medida a lo largo de la carretera desde 1.5 a 1.0 km al noreste de Cuestarrica (Plancha 109-I-B, J-15, NE), municipio de Rionegro, Departamento de Santander. (Medida y descrita por R. Vargas, septiembre de 1968).</i>		<i>Shale gris azuloso, arenoso, micáceo</i>	6.00
		<i>Arenisca gris amarillenta clara a marrón amarillenta, con intercalaciones de shale arenoso, gris azuloso, hasta de 20 cm de grueso</i>	15.80
		<i>Shale marrón rojizo con manchas gris azulosas y pocas intercalaciones delgadas de arenisca de grano fino, marrón rojiza pálida</i>	14.20
		<i>Arenisca marrón rojiza pálida a gris amarillenta pálida, de grano fino.</i>	3.50
		<i>Shale amarillo rojizo pálido a gris azuloso pálido, con zonas arenosas irregulares</i>	7.80
		<i>Arenisca marrón rojiza clara a gris amarillenta clara, de grano fino, micácea</i>	8.20
		<i>Shale marrón rojizo, arenoso micáceo</i>	2.00
		<i>Arenisca marrón rojiza pálida a gris amarillenta pálida, de grano fino, micácea con 2 m de shale arenoso micáceo en la mitad inferior.</i>	20.50
		<i>Limolita marrón rojiza con manchas gris verdosas a azulosas, micácea.</i>	4.80
		<i>Arenisca marrón rojiza pálida a gris amarillenta pálida de grano fino, micácea.</i>	10.30

Espesor
(m)

Arenisca gris amarillenta pálida, de grano fino, con intercalaciones delgadas de arcilla arenosa gris verdosa a rojiza. 16.80

Arenisca gris amarillenta pálida, de grano fino a medio, micácea, algo feldespática, conglomerática cerca de la base con guijos de limolita gris verdosa 6.90

Shale gris oscuro, arenoso, micáceo. 0.40

Arenisca gris amarillenta, pálida, de grano fino 2.10

Espesor total de la Formación Tambor. 254.30
..... Inconformidad

Formación Girón (capas superiores solamente)

Arenisca marrón rojiza pálida, de grano fino, micácea, algo feldespática, en capas de 0.3 - 1.0 m de espesor; intercalaciones de shale marrón rojizo, micáceo, hasta de 0.3 m de grueso 66.70

Hacia el este del extremo oriental de la cuenca del Magdalena Medio, el Tambor se adelgaza considerablemente. En la mitad oriental del Cuadrángulo H-12 y en el H-13, el espesor varía de 100 a 250 m. Donde las capas están inclinadas, el Tambor generalmente meteoriza formando un risco característico y al sur de Bucaramanga, la arenisca Tambor forma el tope de varias de las mesetas de aquella región.

El límite inferior del Tambor es una inconformidad, aunque esto no siempre es evidente donde las capas superiores de una sección gruesa del Girón han sido retrabajadas en capas más limpias y mejor calibradas del Tambor inferior. El límite superior es conformable con la suprayacente Formación Rosa Blanca. Fósiles del Hauteriviano Superior se han citado de la facies nerítica alta del Tambor cerca de Totumal, unos 100 km al norte del área de que trata este escrito (Morales et al, 1958, p. 647) y también fósiles del Valanginiano al Hauteriviano inferior del área de Leiva, unos 100 km al sur (ibid, p. 648). El tope del Tambor se indica así como más antiguo en el sur que en el norte. La variación de edad en las capas inferiores de la formación no se conoce por no haberse hallado fósiles en esta parte de la sección.

Al este de la Falla de Bucaramanga, donde bloques hundidos de rocas del Cretáceo han sido preservados de la erosión, el Tambor suprayace rocas que van en edad desde el pre-Devónico al Jurásico. Esto indica el carácter de cubierta original de ésta y formaciones más jóvenes del Cretáceo sobre una superficie aplanada de erosión pre-Cretáceo.

Las capas basales son conglomeráticas en varios lugares, pero varían mucho en este aspecto. En algunos sitios, los materiales más gruesos son fragmentos angulares de arenisca conglomerática y conglomerado del Girón; en otros, solamente pequeños guijos bien redondeados de cuarzo blanco.

Aunque el Tambor en la parte occidental (Valle Medio del Magdalena) del área motivo de estudio, no parece correlacionar con rocas del edad equivalente en la parte oriental (Cuenca de Maracaibo) (fig. 9), hay una buena correlación de facies con una delgada sección basal de la Formación Tibú en la cual, areniscas cuarcíticas limpias, algo conglomeráticas, cubren rocas metamórficas ígneas pre-cretáceas o capas del Girón en el área de Pamplona (H-13, c-2). Las delgadas areniscas basales del Tibú son muy persistentes hacia el norte y están presentes en la sección tipo de la formación, 135 km al norte (Notestein et al, 1944, fig. 4, p. 1176). Las calizas fosilíferas gris oscuras que componen la mayor parte de la Formación Tibú son semejantes a las de la Formación Rosa Blanca de la sección occidental. En Venezuela occidental, las areniscas basales del Tibú son mucho más gruesas y constituyen la Formación Rionegro, de la cual se han colectado fósiles que van en edad desde el Hauteriviano al Aptiano (Trump y Salvador, 1964, p. 5).

FORMACION ROSA BLANCA

Según un informe inédito de 1929 por O.C. Wheeler (Morales et al, 1958, p. 648), la Formación Rosa Blanca tomó el nombre del Cerro Rosa Blanca, un risco alto en el Cuadrángulo H-12, b-5 NE. Sin embargo, la sección tipo generalmente aceptada es la del cañón del río Sogamoso (Plancha 120-I-D, A-8) cerca de 1.5 km aguas arriba del puente sobre el río, en el sitio El Tablazo. Allí la formación consiste de aproximadamente 425 m de caliza masiva, dura, gris azulosa, fosilífera, de textura gruesa, con muchas capas margosas, que pasan a caliza de textura muy fina, negra y arcillosa en el tope. Es conformable con la subyacente Formación Tambor y la suprayacente Formación Paja.

El Rosa Blanca está mejor expuesto en la quebrada Pujamanes, unos cuatro kilómetros al norte-noreste de la localidad del río Sogamoso y una sección medida allí, se describe a continuación:

Sección estratigráfica de la Formación Rosa Blanca medida en la quebrada Pujamanes, unos 2 km aguas arriba de la confluencia con la quebrada Aguablanca (Plancha 120-I-B, G-9, E 1/2, G-10, W 1/2), Municipio de Girón, Departamento de Santander. (Medida y descrita por F. Montero, septiembre, 1968).

Espesor (m)	
	<i>Formación La Paja</i> (capas inferiores solamente)
	<i>Intervalo cubierto; aparentemente shales blandos de la Formación La Paja ?</i>
	<i>Formación Rosa Blanca</i>
	<i>Caliza gris oscura, dura, masiva, de textura media, en capas de 0.6 - 2.0 m de grueso; abundantes fósiles de concha gruesa en las capas superiores y basales, y más pocos en el resto del paquete. N25°E, 43°NW</i>
146.00	
	<i>Caliza gris, dura, de textura, fina, no fosilífera, con pocas intercalaciones shale calcáreo, negro, fisil, de 2 - 10 cm de grueso. N20°E, 46°NW</i>
58.00	
	<i>Intervalo cubierto</i>
15.00	
	<i>Caliza gris oscura, dura, masiva, de textura media, abundantemente fosilífera con pelecípodos y equinoideos, en capas de 0.4 - 1.8 m de grueso; pocas intercalaciones de shale fosilífero, gris oscuro a negro, fisil ligeramente calcáreo, de 10 - 70 cm de espesor; capas de shale más frecuentes en la parte inferior y fósiles más abundantes que forman capas de coquina hasta de 15 cm de grueso N24°E, 47°NW</i>
141.20	
	<i>Intervalo cubierto</i>
3.00	
	<i>Caliza gris oscura, dura, masiva, de textura media, abundantemente fosilífera.</i>
39.60	
	<i>Shale negro, fisil, ligeramente micáceo, calcáreo, ligeramente limoso cerca de la base, fosilífero con pelecípodos. N25°E, 54°NW.</i>
15.10	
	<i>Cubierto; el contacto de la Formación Tambor aparentemente ocurre unos 10 m debajo de la base del shale negro antes descrito</i>
10.00	
	<i>Espesor total de la Formación Rosa Blanca.</i>
427.90	
	<i>Formación Tambor</i> (capas superiores solamente).
	<i>Intervalo cubierto</i>
20.30	
	<i>Arcillolita gris, verde, violeta, blanca, ligeramente micácea. N20°E, 47°NW.</i>
29.00	
	<i>Arenisca gris a blanca grisosa, dura, de grano fino, micácea. N24°E, 48°NW.</i>
10.00	
	El espesor de 428 m descrito antes, es el máximo que se ha citado. En el área de me-

	Espesor (m)
<i>Formación La Paja</i> (capas inferiores solamente)	
<i>Shale gris muy oscuro, arenoso, meteoriza marrón oscuro; contiene varias capas ampliamente separadas de caliza arcillosa gris muy oscura, dura, de textura fina, de 20 - 70 cm de grueso y una de 20 cm con estructura cono en cono.</i>	55.90
<i>Formación Rosa Blanca</i>	
<i>Caliza gris oscura, dura, fosilífera, piritosa en algunos niveles, en capas de 0.3 - 1.0 m de grueso, con intercalaciones delgadas más blandas de caliza arcillosa altamente fosilífera</i>	27.20
<i>Intervalo cubierto; bloques numerosos de caliza</i>	17.20
<i>Caliza; tres capas son grises, duras, no fosilíferas; dos intercalaciones son grises, duras, arcillosas y altamente fosilíferas con conchas de pelecípodos pequeños</i>	4.70
<i>Caliza gris, dura, arcillosa, altamente fosilífera, con conchas de pelecípodos pequeños</i>	3.50
<i>Caliza; tres capas son grises, duras, fosilíferas; dos intercalaciones son grises, duras, arcillosas, altamente fosilíferas con conchas de pelecípodos pequeños.</i>	4.30
<i>Caliza gris, dura, arcillosa, altamente fosilífera, con conchas de pelecípodos pequeños.</i>	15.20
<i>Caliza; las tres capas más gruesas son grises, duras, arcillosas, altamente fosilíferas con pelecípodos pequeños, que alternan con tres capas más delgadas que son grises, duras, cristalinas</i>	5.50
<i>Caliza gris, dura, cristalina, fosilífera, en capas de 0.3 - 0.8 m de grueso; una capa arcillosa, altamente fosilífera</i>	4.10
<i>Arenisca gris amarillenta, dura, de grano fino, con intercalaciones de shale gris amarillento a azulado, blando, arenoso (parcialmente cubierto).</i>	43.00
<i>Caliza gris, dura, arenosa, fosilífera con conchas de pelecípodos pequeños.</i>	2.30
<i>Caliza gris, dura, arenosa a muy arenosa</i>	

<i>sa, glauconítica en algunas capas, arcillosa y altamente fosilífera cerca a la base</i>	3.50
<i>Caliza gris clara, dura, ligeramente arenosa, ligeramente glauconítica, ligeramente fosilífera, arcillosa en la base</i>	5.20
<i>Caliza gris, dura oolítica, meteoriza marrón pálido.</i>	0.90
<i>Shale gris amarillento, muy arenoso, ligeramente fisil con intercalaciones delgadas de shale fisil, gris amarillento a gris azulado (parcialmente cubierto)</i>	23.30
<i>Cubierto; suelo arenoso de grano fino a medio, gris amarillento a gris marrón</i>	29.40
<hr/>	
<i>Espesor total de la Formación Rosa Blanca.</i>	189.30
<i>Formación Tambor (capas superiores solamente)</i>	
<i>Cubierto, suelo arenoso, de grano fino, amarillo rojizo.</i>	24.90
<i>Arenisca amarilla rojiza, de dureza media, de grano fino, micácea, en capas hasta de 6 m de grueso; con intercalaciones de shale arenoso, gris azulado a marrón rojizo</i>	74.80

El carácter notablemente arenoso de la parte inferior de esta sección, contrasta con la de la quebrada Pujamanes, donde no se hallaron capas arenosas. Una capa "oolítica" ocurre en la parte inferior de la sección de Cuestarrica. Taborda (1965, p. 6) anota un contraste semejante en el contenido de arena entre los afloramientos de la localidad tipo y la sección penetrada en los pozos unos 50 km al oeste, donde granos de arena, caliza oolítica y algún chert oolítico están presentes. La sección estudiada por I. de Julivert (1963, fig. 2) en la quebrada Lagunetas, al oeste de la Mesa de Los Santos (H-12, c-8, SW) contiene granos detríticos de cuarzo en una zona de cuarcita de la parte superior.

La formación adelgaza grandemente al este sobre el Macizo de Santander. En la quebrada Lisagura, 3 km al sur de San Andrés (H-13, b-8, SW) J. Abozaglo y A. Otero midieron solamente 43 m. A causa de la rápida meteorización en el clima húmedo y también debido al contenido variable de shale, la unidad raramente muestra un afloramiento en resalto o risco. En algunas áreas puede delinearse en las fotografías aéreas por las marmitas que en ella se han desarrollado.

La edad de la Formación Rosa Blanca, va desde el Hauteriviense en el sur a Barremiano en el norte y la presencia de moluscos de concha gruesa y de guijos de caliza re trabajados y redondeados indica depositación ba-

jo condiciones costaneras y neríticas poco profundas de un ambiente marino somero (Morales et al, 1958, p. 648). En carácter litológico si no en edad, es semejante a la Formación Tibú de la sección de la Cuenca de Maracaibo (fig. 9).

Un estudio petrográfico detallado de la sección del Rosa Blanca expuesta en la quebrada Lagunetas (Plancha 120-IV-C, E-7, F-7, F-8), en el área al oeste de la Mesa de Los Santos, fue ejecutado por I. de Julivert (1963). La Figura 10, tomada de este estudio, muestra las varias zonas que fueron identificadas con base en la nomenclatura y clasificación de Folk (1959, 1962) y los ambientes de depositación que ellas indican. En la zona más inferior de dolomita y caliza dolomítica con capas delgadas de yeso (espato satinado) hasta de 2 cm de grueso, la zona de biolitos formada por los depósitos de algas calcáreas y la presencia de pirita en todas las capas, indican un ambiente restringido, favorable a la depositación de evaporitas (I. de Julivert, 1963, p. 27).

Dos kilómetros al sur de esta sección, a través del río Sogamoso, sobre la pendiente occidental de la Mesa de Los Santos, capas de yeso individuales en esta zona inferior, alcanzan espesores de más de 2 m y están siendo explotadas para la industria de cemento. Otros dos sitios de cantera están localizados 2.5 y 3.8 km al sur y sureste, respectivamente. El contorno dimensional de la cuenca de evaporita no ha sido completamente definido al escribir este trabajo, pero es claro que la facies de evaporita está bien desarrollada. Este depósito se trata en la sección de geología económica.

FORMACION LA PAJA

La localidad tipo de la Formación La Paja está en la quebrada La Paja, donde esta corriente entra al río Sogamoso 1 km aguas arriba del puente en El Tablazo (Plancha 120-I-D, A-8, NW). La formación fue designada y descrita por O. C. Wheeler en un informe inédito de 1929 (Morales, et al, 1958, p. 650). La sección alcanza un espesor máximo aquí de 625 m y está compuesta de shales negros micáceos, limosos, ligeramente calcáreos y delgadamente laminados. Los 250-300 m inferiores contienen concreciones de caliza, nódulos septáreos y venas de calcita. Los afloramientos no son suficientes para medir una sección continua y las capas superiores que están incluidas en la descripción de la suprayacente Formación Tablazo.

Cerca de 42 km al norte de la sección tipo, la Formación La Paja está bien expuesta a lo largo de la carretera a Cuestarrica. Los límites con la infrayacente Formación Rosa Blanca y la suprayacente Formación Tabla-

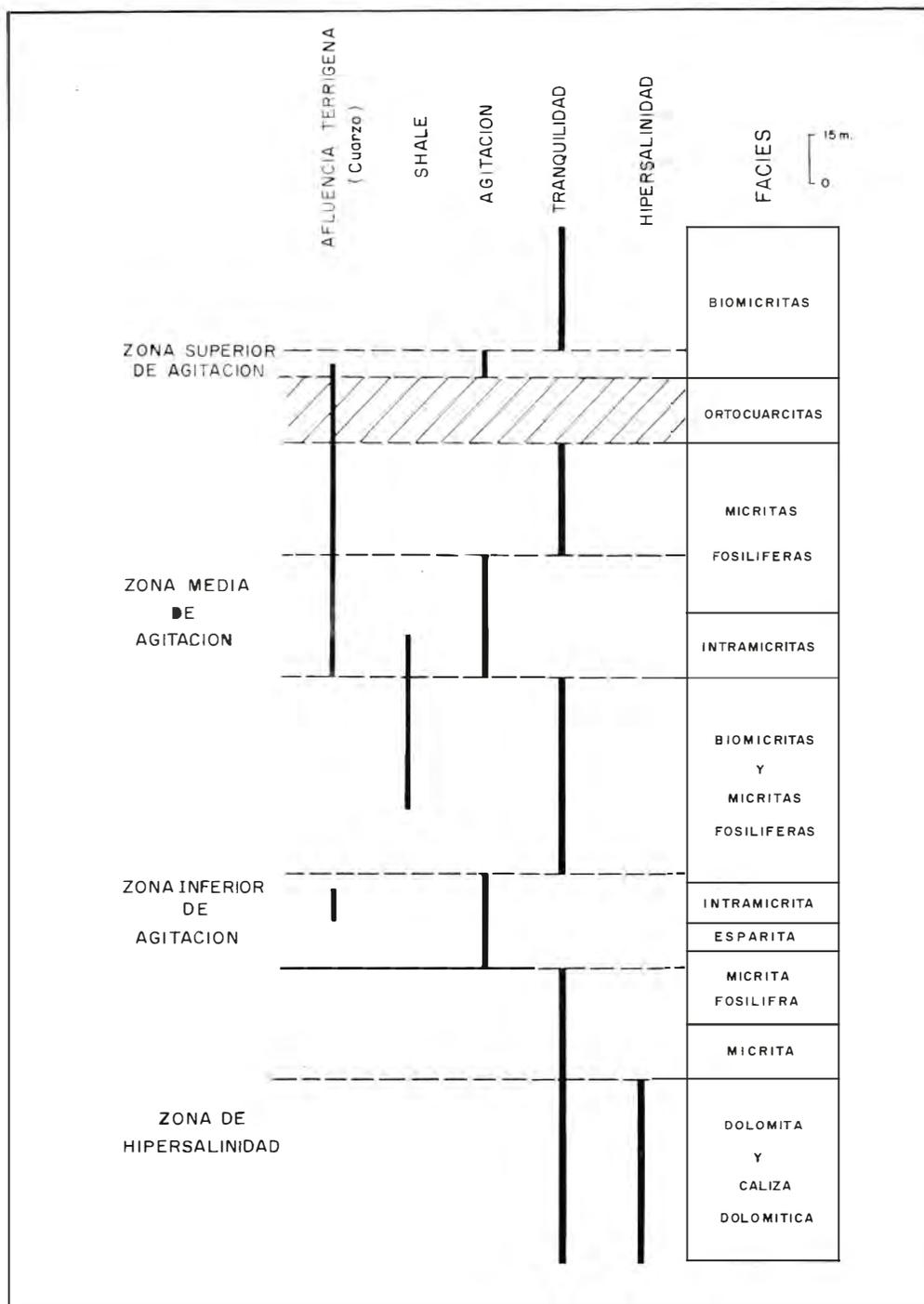


Figura 10- Diagrama de las variaciones en los ambientes de deposición de las facies de la Formación Rosa Blanca en la Quebrada La-gunetas, (Según Zamarreño de Julivert, 1963, fig.4, p29)

zo son conformes y bien definidos.

En la sección descrita de la Formación La Paja, las concreciones son abundantes en sólo una de la mitad inferior de ésta. Aumentan en abundancia al sur hacia la sección tipo. Más al sur, en la parte suroccidental de la Mesa de Los Santos, también se han encontrado en toda la formación (Téllez, 1964, p. 16) así como yeso en delgadas láminas intercaladas con el shale. Estas laminitas fueron la fuente de este mineral para la industria local de cemento hasta que capas explotables más gruesas se descubrieron en la parte inferior de la Formación Rosa Blanca, sobre las pendientes suroccidentales de la mesa. Un estudio de los recursos de yeso en la Formación La Paja de esta área fue elaborado por Jimeno y Yepes (1963).

La Paja adelgaza más bien uniformemente hacia la parte oriental del área del informe. En la quebrada Lisagura (h-13, b-8, SW) la sección es de solo 41 m de grueso. Aunque se muestra como una delgada unidad cartografiada en la parte sureste del Cuadrángulo H-13, es probablemente no mayor de 25 m. Como es menos resistente a la erosión que las adyacentes formaciones Tablazo y Rosa Blanca, forma un valle erosional entre éstas, donde las capas se encuentran inclinadas.

Como en el caso de las formaciones Rosa Blanca y Tambor, los estratos de La Paja son más antiguos en el sur que en el norte del Valle Medio del Magdalena (fig. 9). La formación va del Barremiano al Aptiano en el sur y a Aptiano en el norte. Este tiempo de transgresión ha sido revelado por un estudio de la fauna de amonites hallada en la parte inferior de la formación en varios lugares (Morales et al, 1958, p. 650). Una fuerte transgresión similar en el tope de la formación, no es evidente.

Debido a que la Formación La Paja adelgaza mucho de oeste a este, no hay unidad formacional para relacionarla en la sección de la Cuenca de Maracaibo (fig. 9). Sin embargo, en el tope de la Formación Tibú, hay un cambio repentino de caliza a shale negro en la base de la Formación Mercedes. Los shales forman una gran parte del tercio inferior del Mercedes en el área de la Concesión Barco (Notestein, et al, 1944, p. 1177). Esta formación se describe a continuación:

Sección estratigráfica de la Formación La Paja a lo largo de la carretera, desde unos 600 m al este a 500 m al oeste del Pueblo Cuestarrica (Plancha 109-1-B, J-14 N 1/4), municipio de Rionegro, Departamento de Santander. (Medida y descrita por R. Vargas, septiembre, 1968).

Formación El Tablazo (capas inferiores solamente).

Arenisca amarilla clara a rosada clara, dura, de grano fino, en capas de 0.3-0.8 m de grueso, con intercalaciones de shale amarillo a marrón claro, arenoso, micáceo. N50°W, 37°SW. 57.90

Shale marrón rojizo claro, ligeramente micáceo. 2.30

Formación La Paja

Shale gris muy oscuro, arenoso, muy micáceo. 11.00

Shale gris muy oscuro, micáceo, que alterna con capas delgadas de shale arenoso, negro grisáceo; contiene dos capas de 1 m de grueso de arenisca arcillosa, dura, a los 3 y 30 m encima de la base. N56°W, 35°SW. 98.30

Shale gris calcáreo, con capas delgadas de caliza de textura fina, gris muy oscuro, cerca del tope. 4.00

Shale gris muy oscuro, físil de meteorización marrón; las capas inferiores tienen impresiones abundantes de amonites hasta de 5 cm de diámetro. N55°W, 34°SW. 101.30

Shale gris muy oscuro, calcáreo, con concreciones de caliza de 0.1 - 2.0 m de diámetro que contienen amonites (hasta de 50 cm de diámetro) y gasterópodos, algunos de los cuales están piritizados; contiene láminas de yeso blanco, fibroso, hasta de 1 cm de grueso. N65°W, 25°SW. 13.10

Shale gris muy oscuro, de meteorización marrón oscuro. 41.90

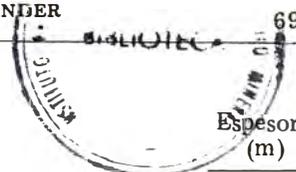
Caliza gris muy oscura, dura, de textura fina, arcillosa. 3.00

Shale gris muy oscuro, arenoso de meteorización marrón oscuro; contiene varias capas ampliamente separadas de caliza arcillosa gris muy oscura, dura, de textura fina, de 20 - 70 cm de grueso y una de 20 cm con estructura cono en cono. 55.90

Espesor total de la Formación La Paja. 328.50

Formación Rosa Blanca (capas superiores solamente).

Caliza gris oscura, dura, fosilífera, piritosa en algunos niveles, en capas de 0.3 - 1.0 m de grueso, con intercalaciones delgadas más blandas de caliza arcillosa, altamente fosilífera. 27.20



FORMACION EL TABLAZO

La sección tipo de la Formación El Tablazo está en El Tablazo, donde la carretera de Bucaramanga y San Vicente atraviesa al río Sogamoso, que corta el fuerte risco formado por El Tablazo en este sitio. La formación fue designada en un estudio inédito de O. C. Wheeler, quien informó acerca de una sección de 150 m, consistente de caliza de estratificación gruesa, extremadamente fosilífera en la parte superior y margas o calizas arcillosas en la inferior (Morales et al, 1958, p. 651). Es conforme y gradacional con la subyacente Formación La Paja y conformable con la suprayacente Formación Simití. Una sección medida por A. Castro en la localidad tipo en el lado norte del río Sogamoso y la localidad de El Tablazo, desde unos 300 m aguas arriba a 200 m aguas abajo del puente de la carretera (Plancha 120-I-B, J-7, S 1/2) Municipio de Girón, Departamento de Santander, se describe a continuación:

	Espesor (m)
<i>Intervalo cubierto; aparentemente shales negros, blandos.</i>	
<i>Formación El Tablazo</i>	
<i>Caliza gris dura, de textura fina a media, glauconítica, de estratificación delgada, que cambia a masiva en el tope. N18° E, 34° NW</i>	2.60
<i>Caliza gris oscura, dura, de textura media, ligeramente fosilífera, de textura muy fina masiva y dura en el tope. N20° E, 37° NW</i>	5.20
<i>Caliza gris oscura a negra, dura, masiva, de textura fina a muy fina, pirítica; gris claro, de textura fina a media y fosilífera en el tope. N23° E, 38° NW</i>	4.90
<i>Caliza gris oscura a negra, dura, masiva, de textura media, glauconítica, pirítica, las capas intermedias son más delgadas, fosilíferas, no glauconíticas. N22° E, 36° NW</i>	6.70
<i>Intervalo cubierto</i>	6.10
<i>Caliza gris oscura, masiva, dura, de textura media, ligeramente glauconítica.</i>	1.00
<i>Arenisca marrón amarillenta, de dureza media, arcillosa, calcárea, glauconítica; ligeramente micácea</i>	5.50
<i>Intervalo cubierto</i>	22.00
<i>Caliza gris dura, masiva, de textura media, fosilífera en la parte superior</i>	6.30
<i>Arenisca gris, dura, de estratificación delgada, de grano fino a muy fino, cal-</i>	

<i>cárea.</i>	1.00
<i>Caliza gris clara, dura, de estratificación delgada, de textura fina a muy fina</i>	1.40
<i>Caliza gris clara, dura, de textura media, glauconítica en unas pocas capas, en estratos hasta de 1 m de espesor</i>	4.60
<i>Intervalo cubierto</i>	4.00
<i>Caliza gris oscura a negra, dura, de textura media a gruesa, con venas de calcita, en capas hasta de 50 cm de espesor</i>	2.00
<i>Arenisca gris oscura a negra, de estratificación delgada, de grano fino a medio, arcillosa, calcárea, micácea, N16° E, 38° NW</i>	2.10
<i>Caliza gris oscura a negra, dura, masiva, de textura gruesa, fosilífera; de textura fina a media y venas de calcita en la base</i>	5.40
<i>Caliza gris oscura, dura, masiva, de textura fina a media; color más claro y textura más gruesa en la base</i>	7.70
<i>Intervalo cubierto</i>	26.90
<i>Arenisca marrón, de dureza media y porosa, de estratificación delgada, de grano fino a medio, arcillosa, micácea, ligeramente calcárea</i>	3.60
<i>Intervalo cubierto</i>	14.30
<i>Caliza gris oscura, dura, de textura media, en capas hasta de 40 cm de grueso. N15° E, 40° NW</i>	2.00
<i>Arenisca gris, de estratificación delgada, de grano medio, micácea, calcárea</i>	0.80
<i>Intervalo cubierto</i>	25.60
<i>Caliza gris, de dureza media, de textura media, altamente fosilífera con fragmentos de pelecípodos</i>	1.00
<i>Caliza gris oscura a negra, dura, de textura media, con venas delgadas de calcita, en capas hasta de 40 cm de espesor</i>	1.00
<i>Arenisca gris oscura, dura, masiva, de grano medio, micácea, ligeramente calcárea. N17° E, 39° NW</i>	4.60
<i>Intervalo cubierto</i>	19.20
<i>Espesor total de la Formación El Tablazo</i>	186.50
<i>Formación La Paja (capas superiores solamente)</i>	
<i>Shale negro, quebradizo, laminar, limoso, micáceo, ligeramente calcáreo</i>	1.00
<i>Caliza gris oscura a negra, dura, masiva, de textura fina a media</i>	1.00
<i>Shale negro, laminar, limoso, micáceo,</i>	

ligeramente calcáreo, con intercalaciones de limolita arcillosa y micácea, gris oscura, de estratificación delgada . . . 16.20

Intervalo cubierto; aparentemente shale negro, blando 60.00

Shale negro, quebradizo, laminar, ligeramente micáceo, con láminas delgadas de yeso selenita; contiene concreciones calcáreas elipsoidales de 15 - 25 cm en su dimensión mayor; en la parte media hay capas lenticulares de caliza gris oscura, duras, de textura fina a media, hasta de 1 m de grueso 30.00

El tablazo en la localidad tipo es más calcáreo que al norte y noreste. Unos 42 km al norte, la sección contiene mucho más areniscas, como se indica en una segunda sección medida que se describe más adelante. Los 278 m medidos en esta sección, pueden incluir alguna repetición debida a fallamiento, lo cual se sugiere por rumbos y buzamientos erráticos cerca de la mitad del afloramiento. Según un informe de Téllez (1964, p. 17), la arenisca es también dominante en la sección de El Tablazo al sur de Barichara (I-12, c-2, SW), unos 50 km al sur-sureste de la sección tipo. El espesor es casi el mismo.

Sección estratigráfica de la Formación El Tablazo a lo largo de la carretera, desde unos 500 m al oeste a 1.600 m al oeste del pueblo Cuestarrica (Plancha 109-I-B, J-13, municipio de Rionegro, Departamento de Santander. (Medida y descrita por R. Vargas, septiembre de 1968).

Espesor
(m)

Formación Simití (capas inferiores solamente)

Shale gris muy oscuro, físil, micáceo. . 75.00

Formación El Tablazo

Caliza gris dura, masiva, altamente fosilífera con pelecípodos 18.00

Shale gris muy oscuro, de meteorización amarillenta a rojiza, con intercalaciones delgadas de roca silícea (tripoli?), ante claro a gris altamente porosa, de textura fina. N58°W, 45°SW. 46.00

Arenisca amarilla clara a marrón pálida, dura, masiva, de grano fino a medio, glauconítica y micácea. N5°E, 65°SE. 55.70

Shale gris muy oscuro, de meteorización marrón amarillenta, con unidades locales de roca silícea (tripoli?) de textura fina, altamente porosa 45.20

Tripoli? ante claro, de dureza media, textura fina, muy poroso, silíceo, en

capas de 40 - 80 cm de grueso. N70°W, 45°SW 19.10

Shale gris muy oscuro, micáceo 33. 40

Arenisca amarilla clara a rosada clara, de dureza media, de grano fino, en capas de 30 - 80 cm de gruesa; interstratificaciones de shale micáceo, arenoso, amarillo a marrón claro. 57.90

Shale marrón rojizo pálido, ligeramente micáceo 2.30

Espesor total de la Formación El

Tablazo 277.60

Formación La Paja (capas superiores solamente)

Shale gris muy oscuro, arenoso, muy micáceo. 11.00

Desde la faja de rocas del Cretáceo donde está localizada la sección tipo, El Tablazo adelgaza hacia el este, aunque probablemente no tanto como las formaciones Rosa Blanca y La Paja. En la quebrada Lisagura (H-13, b-8, SW), la sección de 114 m incluye shales gris oscuro y caliza fosilífera, con capas arenosas y arenisca prominente solamente en el cuarto superior de la unidad.

Debido a la variación en la composición litológica, El Tablazo no muestra un patrón uniforme de afloramiento característico, como es el caso de las formaciones Tambor y La Paja. Como las areniscas son más resistentes a la meteorización que las calizas, las áreas cubiertas por esta formación parecen ser más arenosas en la sección que lo que en realidad son. Una variación de edad en El Tablazo, desde Aptiano Superior - Albiano Inferior en el sur a Albiano en el norte (fig. 9), ha sido postulada con base en fósiles hallados en la subyacente Formación La Paja y la supra-yacente Formación Simití (Morales et al, 1958, p. 651). Litológicamente El Tablazo es semejante a la Formación Mercedes de la sección de la Cuenca de Maracaibo, que es de edad Aptiano Superior - Albiano Inferior.

FORMACION SIMITI

La Formación Simití fue designada así por geólogos de la International Petroleum Company (Colombia) en 1953 por los excelentes afloramientos que ocurren en el lado sur de la Ciénaga de Simití, sobre el lado occidental del río Magdalena, en la parte sur del Departamento de Bolívar (Morales et al, 1958, p. 651). Allí la formación tiene 410 m de grueso y consiste en shale blando, laminado, carbonáceo, gris a negro, localmente calcáreo y concrecional. Las concreciones alcanzan un tamaño de 3 m en la dimensión más larga en la parte superior de la formación, donde son más abundantes. Delgadas bandas conglomeráticas con guijos pequeños, nódulos

fosfáticos, dientes de peces y arena, ocurren localmente muy cerca del tope. Los contactos con la subyacente Formación El Tablazo y la suprayacente Formación Salto son conformes y corresponden a cambios bien definidos en la litología.

A causa de que tiene muy pocas capas resistentes, el Simití se manifiesta característica como un valle en la topografía y un buen afloramiento de toda la formación no se halló en el área de estudio. Algunas de las capas de cerca de la base y del tope están incluidas en las descripciones de las formaciones El Tablazo y La Luna. Estimaciones del espesor del Simití en la faja cretácea al oeste de Bucaramanga varían de 460 a 550 m. La siguiente descripción del Simití en pozos de los campos petrolíferos de La Cira - Infantas y Llanito, en el Cuadrángulo H-11, al oeste del área del informe, es dada por Taborda (1965, p. 8):

“En el subsuelo, el shale es muy calcáreo y contiene capas delgadas de caliza arcillosa. El shale es muy duro, marrón oscuro y negro, con diaclasas rellenas con calcita. Las calizas intercaladas son generalmente delgadas, muy densas, marrón oscuro a negro y comunmente piriticas. Los fósiles son raros y consisten en fragmentos de conchas de pelecípodos aplastados”.

En los pozos Llanito No. 1, el Simití mide 598 m y en Infantas No. 1613, 655 m.

La edad de Simití se basa en amonites del Albiano Inferior, Medio y Superior, hallados en el área de la sección tipo. También existen foraminíferos del Albiano Superior (Petters, 1954).

Hacia el este del Valle del Magdalena, la Formación Simití se vuelve progresivamente más arenosa y menos arcillosa, especialmente en la parte inferior. En el área de Matanza (H-12, d-2, SE), las unidades de areniscas son prominentes y la formación se estima en 600 m o más de grosor. Treinta kilómetros más al este, en la faja fallada de rocas sedimentarias que se extienden al norte y sur de Mutiscua, las areniscas gruesas son prominentes y la unidad forma el risco más sobresaliente de la sección cretácea. Aquí la formación es típica de la Cuenca de Maracaibo y se usa el nombre de Formación Aguardiente. La parte superior del Simití retiene su carácter arcilloso en una gran extensión y se correlaciona con la Formación Capacho de la parte colombiana de la Cuenca de Maracaibo.

FORMACION EL SALTO

La Formación El Salto fue designada por el comité de geólogos de compañías petroleras

que aceptaron la nomenclatura oficial de la estratigrafía del Valle Medio del Magdalena (Morales, et al, 1958, p. 652). La sección tipo está en la quebrada El Salto, unos 80 km al norte de la esquina noroeste del Cuadrángulo H-12. La unidad contiene allí caliza dura, densa, gris oscura, con numerosas intercalaciones de shale semiblando, calcáreo, negro, delgadamente laminado, con concreciones ovoides desarrolladas localmente. Allí la formación tiene 50 m de grueso.

En el área de este estudio, El Salto se ha reconocido como una unidad continua, bien desarrollada y distinta y por lo mismo, no se ha cartografiado como tal. Esto es muy cierto también al oeste en el Cuadrángulo H-11, donde El Salto no se halla en pozos de la Concesión Mares (Taborda, 1965, Lámina II). En las investigaciones de la Formación La Luna y partes adyacentes de la sección, no se encontraron capas que correspondieran a la formación, tal como está desarrollada al norte (E. K. Maughan, comunicación personal). En todo caso, la unidad es de espesor limitado y subyace el miembro Salada de la Formación La Luna, de tal modo, que tiende a ser parte del risco conspicuo formado por La Luna entre las menos resistentes formaciones Simití y Umir.

La edad de El Salto es Albiano Superior a Cenomaniano, con base en amonites y otros fósiles (Morales et al, 1958, p. 652).

FORMACION LA LUNA

El nombre Formación La Luna fué usado primero en la Serranía de Perijá, en la parte noroeste del Estado de Zulia, Venezuela, por Garner (1926). A causa de su amplia extensión regional, este nombre ha sido conservado en Colombia nororiental (Morales et al, 1958, p. 653). donde la formación se subdivide en los miembros Salada, Pujama y Galembo. Esto fueron designados primero en un informe inédito de O. C. Wheeler por las quebradas Salada y Pujama y el Cerro del Galembo, todos los cuales están cerca del río Sogamoso, donde éste atraviesa La Luna en el Cuadrángulo H-12, b-5, SW). En esta área tipo, el Miembro Salada contiene shales calcáreos de estratificación delgada, negros, duros, con aspecto de pizarra en afloramientos. Unas pocas capas delgadas de caliza negra y textura fina, están presentes con cintas y concreciones de piritita. Concreciones de caliza de sección transversal elíptica y 10 - 15 cm en la dimensión más larga, son características de esta unidad. El Miembro Pujamana contiene shale de estratificación delgada, calcáreo, gris a negro. En el Miembro Galembo es predominante el shale calcáreo de estratificación delgada, negro, duro, con delgadas intercalaciones de caliza arcillosa. Se ha-

llan concreciones de caliza discoidal, con amonites, que alcanzan 8 m en la dimensión máxima y capas delgadas de chert estratificado azul - negro. Capas fosfáticas persistentes cerca del tope del Galembó contienen abundantes fragmentos de hueso y de vértebras de peces y escasos dientes. El contacto de La Luna con la subyacente Formación Simití es conforme. Aquel con la suprayacente Umir es una inconformidad y representa una cantidad variable de erosión en la Formación La Luna antes de la depositación de los shales del Umir, como se ha revelado por los estudios de los recursos fosfáticos de la Formación La Luna (E. K. Maughan, comunicación personal).

Una sección de La Luna medida en la quebrada La Sorda, unos 12 km al norte-noreste del área tipo, se describe a continuación:

Sección estratigráfica de la Formación La Luna en la quebrada La Sorda (Plancha 109-III-D, F-11 NE, F-12 NW), Municipio de Lebrija, Departamento de Santander. (Medida por J. Abozaglo, A. Castro, F. Pachón, R. Durán, P. Sáenz y E. Maughan, noviembre 1967).

	Espesor (m)		
<i>Formación Umir (capas inferiores solamente)</i>		<i>Chert gris oscuro a negro, calcáreo, ligeramente fosfático, con foraminíferos, en capas de 5 - 10 cm de grueso con intercalaciones de shale silíceo . . .</i>	2.10
<i>Arenisca gris oscura, dura, calcárea, glauconítica; contiene granos fosfáticos negros</i>	1.50	<i>Chert gris oscuro a negro, calcáreo, en capas de 1 - 10 cm de grueso, con intercalaciones delgadas de shale silíceo, calcáreo</i>	2.30
<i>. Inconformidad</i>		<i>Caliza gris oscura, dura, silíceo, ligeramente fosfática</i>	0.30
<i>Formación La Luna</i>		<i>Chert gris oscuro a negro y shale silíceo en capas de 1 - 3 cm de grueso . . .</i>	2.90
<i>Miembro Galembó</i>		<i>Shale negro, ligeramente calcáreo, de estratificación delgada</i>	2.00
<i>Shale gris oscuro, laminado, con concreciones calcáreas (pobrementemente expuesto)</i>	3.20	<i>Chert gris oscuro y shale silíceo en capas de 1 - 5 cm de grueso</i>	1.50
<i>Shale gris oscuro, duro, con intercalaciones de chert gris calcáreo; contiene foraminíferos</i>	5.60	<i>Fosforita marrón amarillenta, calcárea, con granos abundantes de apatito</i>	0.20
<i>Shale gris oscuro, duro, laminado</i>	1.00	<i>Chert gris oscuro, calcáreo, y shale calcáreo, silíceo</i>	0.30
<i>Chert gris oscuro, calcáreo; en la base amarillento carnélita oscuro, capas fosfáticas de 4 cm de grueso, contiene gránulos de fosforita, foraminíferos y venitas de calcita</i>	0.30	<i>Fosforita marrón amarillenta, calcárea, con granos abundantes de apatito</i>	0.30
<i>Shale gris oscuro, duro, calcáreo y silíceo, que cambia a caliza arcillosa, en capas regulares, planas, de 2 - 20 cm de grueso; contiene foraminíferos, pocos granos diseminados de apatito y pocas concreciones calcáreas hasta 25 cm de diámetro; más silíceo en la parte superior</i>	20.00	<i>Chert gris oscuro, calcáreo y shale calcáreo silíceo, en capas de 1 - 10 cm de grueso</i>	1.10
<i>Shale gris oscuro, calcáreo, fosfático</i>	2.20	<i>Shale gris oscuro, ligeramente calcáreo y fosfático</i>	0.20
		<i>Fosforita marrón amarillenta, dura, calcárea, con abundantes gránulos fosfáticos; 24.74% P₂O₅ en muestra de canal</i>	1.50
		<i>Caliza gris oscura, silíceo, dura, fosfática cerca del tope</i>	0.40
		<i>Fosforita marrón amarillenta a oscura, dura, calcárea, con abundantes gránulos fosfáticos; contiene dientes de peces</i>	0.30
		<i>Caliza gris clara, dura, de textura fina</i>	0.10
		<i>Caliza marrón amarillenta a oscura, dura, silíceo, arcillosa en algunas capas, ligeramente fosfática en capas regulares, planas, de 2 - 8 cm de grueso.</i>	1.10
		<i>Shale gris oscuro, duro, calcáreo, de estratificación delgada, ligeramente fosfático en la parte superior</i>	0.60
		<i>Fosforita marrón amarillenta a oscura, dura, muy calcárea; contiene abundantes gránulos y partículas cilíndricas de apatito y restos de peces</i>	0.20
		<i>Shale gris oscuro, duro, calcáreo, ligeramente fosfático</i>	0.60
		<i>Fosforita marrón amarillenta a oscura, dura, calcárea, con abundantes gránulos fosfáticos, restos de peces y foraminíferos; contiene lentes de caliza si-</i>	

<i>lícea, fosfática, gris oscura, hasta 10 cm de grueso</i>	0.20	<i>Shale gris oscuro a negro, calcáreo, en capas delgadas, las concreciones calcáreas varían de 10 cm a 2 m</i>	2.50
<i>Shale gris oscuro, calcáreo, con delgadas bandas fosfáticas</i>	0.30	<i>Intervalo cubierto</i>	31.30
<i>Chert negro, denso, calcáreo</i>	0.70	<i>Espesor total del Miembro Pujamana</i>	155.80
<i>Shale gris oscuro, calcáreo, finamente bandeado; concreciones esparcidas cerca del tope</i>	1.00	<i>Miembro Salada</i>	
<i>Espesor total del Miembro Galembo</i>	42.50	<i>Caliza gris oscura, dura, arcillosa; contiene concreciones esféricas y pocas capas de chert negro.</i>	11.50
<i>Miembro Pujamana</i>		<i>Arcillolita gris clara, blanda.</i>	0.10
<i>Intervalo cubierto</i>	12.90	<i>Caliza gris oscura, arcillosa a limosa, con concreciones calcáreas; capas de chert negro cerca del tope y de la base y grandes concreciones calcáreas en el tope</i>	4.00
<i>Shale gris oscuro, calcáreo, ligeramentefosfático, con pequeñas concreciones calcáreas cerca del tope.</i>	5.80	<i>Arcillolita gris clara, blanda.</i>	0.60
<i>Intervalo cubierto</i>	14.30	<i>Caliza gris oscura, dura, arcillosa, con pocas capas delgadas de arcillolita gris clara, blanda, de 3 - 8 cm de grueso, varias capas de chert negro y una zona media con concreciones calcáreas elipsoidales.</i>	4.10
<i>Shale marrón amarillento (pobrementexpuesto)</i>	8.50	<i>Caliza gris oscura, dura, arcillosa, con concreciones diseminadas en capas planas regulares de 5 - 20 cm de grueso</i>	13.30
<i>Shale gris amarillento a oscuro, calcáreo, laminado (pobrementexpuesto)</i>	4.00	<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, de grano fino; contiene venitas de calcita y pequeñas impregnaciones de asfalto</i>	0.40
<i>Shale gris oscuro, calcáreo, de estratificación fina a media; contiene concreciones con impregnación de asfalto; una capa de 10 cm de chert negro cerca del tope.</i>	17.80	<i>Caliza gris oscura, dura, arcillosa, con concreciones diseminadas, venitas de calcita y fragmentos de conchas de fósiles</i>	2.20
<i>Shale gris oscuro, calcáreo, con concreciones diseminadas; capas de chert negro cerca de la base.</i>	6.80	<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, de grano fino, con venitas de calcita</i>	0.50
<i>Shale gris oscuro, duro, calcáreo, con pocas capas lenticulares de caliza y pequeñas concreciones calcáreas</i>	19.40	<i>Caliza gris oscura y clara, bandeada, arcillosa, de estratificación delgada, con concreciones calcáreas</i>	0.60
<i>Intervalo cubierto</i>	3.20	<i>Caliza gris, dura, lenticular, con concreciones calcáreas con amonites cerca del tope.</i>	0.40
<i>Chert negro, de estratificación lenticular, con delgadas intercalaciones de shale calcáreo, duro, gris oscuro</i>	1.50	<i>Caliza gris oscura, dura, arcillosa, de estratificación delgada, con pequeñas a grandes concreciones calcáreas cerca del tope y capas muy delgadas de chert negro</i>	6.80
<i>Caliza gris oscura, dura y shale calcáreo, en capas regulares, planas</i>	6.50	<i>Caliza gris oscura a negra, dura, arcillosa, de estratificación delgada, con pequeñas concreciones de pirita y fracturas rellenas con asfalto</i>	3.00
<i>Intervalo cubierto</i>	3.20	<i>Caliza gris oscura a negra, dura, arcillosa, de estratificación delgada, con pequeñas concreciones de pirita y lentes de caliza gris, más cristalina, de 3 - 6 m de largo</i>	7.20
<i>Shale gris oscuro, duro, calcáreo, con concreciones calcáreas</i>	13.00	<i>Caliza gris oscura a negra, dura, arcillosa, de estratificación delgada, con</i>	
<i>Caliza gris oscura, dura, de textura fina, lenticular</i>	0.40		
<i>Caliza gris oscura, arcillosa, con capas de chert negro en la base y concreciones calcáreas esféricas y elipsoidales cerca del tope donde las capas cambian a caliza más pura a lo largo del rumbo.</i>	1.60		
<i>Shale gris oscuro, finamente laminado, con capas lenticulares de caliza concrecionaria, de textura fina, gris</i>	2.40		
<i>Caliza gris a gris clara, de textura fina, ligeramente arcillosa.</i>	0.70		

<i>abundantes concreciones calcáreas esféricas con núcleos de amonites en algunas muestras</i>	2.00
<i>Caliza gris oscura, dura, arcillosa, de textura fina, de estratificación delgada, con intercalaciones de shale oscuro . . .</i>	4.50
<i>Espesor total del Miembro Salada . . .</i>	61.20
<i>Formación Simití (capas superiores solamente)</i>	
<i>Shale gris oscuro, de dureza media, laminado (parcialmente cubierto)</i>	16.30
<i>Intervalo cubierto</i>	9.00
<i>Limolita negra, dura, de estratificación delgada, arcillosa en las capas superiores</i>	3.60
<i>Shale negro, blando, laminado</i>	3.40
<i>Arenisca gris, dura, de grano fino, calcárea.</i>	0.80
<i>Shale negro, blando, laminado</i>	0.40
<i>Arenisca gris, dura, de grano fino, calcárea, bandas irregulares de color gris claro oscuro</i>	2.80

La siguiente tabulación muestra el engrosamiento de los miembros de la Formación La Luna, desde el área de la sección tipo y de la quebrada La Sorda hacia el oeste, unos 55 km, hasta los pozos de los campos petrolíferos La Cira - Infantas y Llanito.

Espesores de los miembros de la Formación La Luna

Miembro La Luna	Sección tipo río Sogamoso	Quebrada La Sorda	Campos petrolíferos La Cira-Infantas y Llanito (Cuad.H-11)
Galembó	180 m	43 m	247 m
Pujamana	?	156	213 - 234
Salada	50	61	107 - 131

La litología característica y la extendida ocurrencia de la Formación La Luna, la hacen excepcionalmente útil en la cartografía de la geología de campo en la Cordillera Oriental. Las litologías incluyen mezclas variables de arcilla, carbonato y chert que resultan en shales silíceos a calcáreos, calizas arcillosas a silíceas y porcelanita a chert puro, como se ilustra por una fase del tetraedro cuarzo-arcilla-carbonato-chert de la clasificación de rocas (Krumbein y Sloss, 1963, p. 154). Los miembros Salada y Pujamana, están característicamente compuestos de capas duras de 5 - 20 cm de grueso con planos de estratificación muy regulares y uniformes, propiedades que no son características de ninguna otra parte de la sección de rocas sedimentarias. Estas capas han sido altamente fracturadas por la deformación regional de tal modo, que ellas se derrumban en

una masa de bloques angulares y fragmentos que proporcionan un buen material para revestir las carreteras locales. Las capas de los miembros Salada y Galembó son tan resistentes que La Luna aflora como un risco agudo. Sin embargo, a causa del limitado espesor de las capas individuales y la condición fracturada debida a la deformación regional, ellas tienen competencia limitada y tienden a desmoronarse y contorsionarse más, a la manera de las rocas de estratificación delgada. Donde ha ocurrido plegamiento, las capas más blandas del miembro Pujamana son contorsionadas todavía más. Gran parte del derrumbamiento y contorsión que son comunes en el risco de La Luna, han resultado aparentemente de la remoción por erosión de los shales adyacentes menos resistentes de las formaciones Simití y Umir.

Superficies recientemente partidas de la caliza y shale del Galembó, tienen un fuerte olor de gas; ocurre asfalto en fracturas en algunos sitios. Localmente, en el miembro Galembó, son explotados cuerpos lenticulares de asfaltita, uno de los cuales está ubicado en la quebrada La Sorda. Este cuerpo aparentemente se ha desarrollado a lo largo de una fractura que corta oblicuamente la estratificación sin implicar movimiento apreciable. El lente ha sido explotado mediante cortos túneles subterráneos que se extienden a lo largo de su rumbo desde los lados noreste y suroeste de la quebrada por distancias de 50 - 60 m. Tiene unos 8 m de ancho en un espesor máximo conocido, pero sus dimensiones verticales se desconocen. El olor a gas es muy fuerte en los túneles de la mina.

Las capas fosfáticas en el Miembro Galembó son persistentes sobre una ancha área de Colombia nororiental y Venezuela occidental y su potencial económico se está investigando. La zona fosfática de la parte inferior del miembro Galembó de la quebrada La Sorda puede trazarse por lo menos 20 km a lo largo del rumbo hacia el norte y hacia el sur y probablemente, se extiende aún más lejos.

Hacia el este del área tipo de los miembros de La Luna en el Valle del Magdalena, la formación es probablemente más delgada, pero las capas están comunmente demasiado contorsionadas para poder medir secciones con exactitud. Está incluida en los bloques fallados y hundidos de las rocas del Cretáceo en la parte noreste del Cuadrángulo H-12 y de la noroeste del Cuadrángulo H-13 y una pequeña área de afloramiento unos 3 km al sureste de Guaca (H-13, b-7, SW) representa el remanente más joven de roca cretácea en aquella área. En la mitad oriental del Cuadrángulo H-13, La Luna está incluida en varios sitios en bloques fallados y hundidos. En esta parte del área del informe y en la parte occidental de Táchira, Venezuela, la formación tiene un carácter de dos miembros

(Trump y Salvador, 1964, p. 6). La parte inferior, sin nombre, consiste de shales calcáreos gris a negro intercalados con caliza criptocristalina y chert calcáreo, con concreciones de caliza gris oscura a negra hasta de 1 m de diámetro. La parte superior es chert negro estratificado en lechos uniformes de 5 - 20 cm de grueso. Caliza silíceas y capas fosfáticas también están presentes. La porción inferior es semejante litológicamente al Miembro Salada y la parte superior al Galembó del Valle Medio del Magdalena. En Venezuela occidental, el miembro superior es llamado el Chert de Táchira (Trump y Salvador, 1964 p.6).

Con base en amonites, pelecípodos y foraminíferos, La Luna va desde el Turoniano Inferior en el Miembro Salada al Turoniano Superior y posiblemente el Cenomaniano Inferior en el Miembro Pujamana; al Turoniano Superior, Coniaciano y posiblemente Santoniano en el Galembó (Morales et al, 1958, p. 653, 654). Una transgresión se indica en el límite Pujamana - Galembó. En la parte oriental del área, La Luna va desde el Turoniano Superior al Coniaciano Superior (Trump y Salvador, 1964, fig. 2).

FORMACION UMIR

Según Taborda (1965, p. 10) el nombre Umir probablemente lo usó primero L. G. Huntley en 1917, para designar shales expuestos en el lado occidental del Cerro del Umir, cerca del extremo suroccidental del área del informe (H-12, a-7). El incluyó lo que ahora se conoce como la Formación Lisama, de edad Paleoceno (Morales et al, 1958, p. 655). En 1925, T. A. Link redefinió la formación, limitándola a la parte cretácea de la sección. No ha sido designada una sección tipo definida.

La parte inferior de la formación contiene shales gris azulosos a negros, con laminaciones carbonáceas y micáceas. La parte superior está compuesta de shale blando, gris oscuro a gris verdoso, con unas pocas capas de arenisca dura de grano fino y delgados mantos de carbón. Capas delgadas, lentes y pequeñas concreciones de arcilla marrón, con "ironstones" se encuentran en cantidades variables a través de la formación. En los pozos de petróleo perforados en el Valle del Magdalena (Cuadrángulo H-11), el Umir es shale carbonáceo, gris, blando y de laminación delgada (Taborda, 1965, p. 10). Son comunes mantos de carbón hasta de 3 m de grueso en algunos lugares, bandas y nódulos de siderita.

El Umir es inconforme sobre la Formación La Luna, la cual fue erosionada en grados variables antes de la depositación de los sedimentos de éste. En la mitad occidental del

Cuadrángulo H-12, capas basales conglomeráticas del Umir, hasta de 5 m de grueso contiene unos pocos granos de arena gruesa y pequeños guijos de cuarzo, glauconita y cantidades variables de guijos fosfáticos y nódulos derivados de capas fosfáticas de la Formación La Luna. En el área de Suratá (Cuadrángulo H-13, a-2), el Umir basal es una zona de capas duras, masivas, hasta de 20 m de grueso, que pasan gradualmente desde caliza fosfática gris oscura en la base, a areniscas limolíticas marrones, más típicas del Umir en el tope.

El Umir pasa conformemente a la suprayacente Formación Lisama en el área del informe. Al oeste, sin embargo, en algunos pozos perforados en el Valle del Magdalena, Taborda (1965, p. 10) afirma que el Lisama ha sido completamente erosionado y el Umir está cubierto inconformemente por capas más jóvenes del Terciario.

A causa de que es predominantemente shale blando incompetente, el Umir tiende a formar valles amplios. En consecuencia, afloramientos continuos que muestran buzamientos verdaderos y donde la sección completa pueda medirse y describirse, no se han hallado. Los mejores afloramientos se encuentran en la parte superior del Umir, en cortes a lo largo de la nueva carretera de Bucaramanga a Barrancabermeja, en la Plancha 120-I-B, E-2, NE. Estas capas están incluidas en la descripción de la sección medida en la suprayacente Formación Lisama.

Aunque el Umir parece formar un área de afloramientos regular y uniforme en la parte occidental del Cuadrángulo H-12, las deformaciones estructurales hacen aparecer la formación mucho más gruesa de lo que es en realidad. Esto está bien ilustrado al norte de donde el río Sogamoso atraviesa el Umir (H-12, b-5, b-4 y en la sección A-A"). Inmediatamente al norte del río, los buzamientos en los límites con las formaciones subyacente y suprayacente, son mucho más fuertes que los de cerca de la mitad de la faja de afloramiento y más al norte, remanentes del Lisama cubren el Umir al este de la faja principal del afloramiento del mismo.

Con base en zonas de foraminíferos bien establecidas y sustentadas por amonites, al Umir se asigna una edad Campaniano-Maestrichtiano y posiblemente Daniano (Morales et al, 1958, p. 656, fig. 5). La evidencia faunística indica un ambiente nerítico medio para el Campaniano y un nerítico superior a continental para las partes del Umir del Maestrichtiano Inferior.

La Formación Umir correlaciona faunística, litológica y cronológicamente, con las formaciones Colón y Mito Juan de la Cuenca de Maracaibo de Colombia y Venezuela occi-

dental (fig. 9). También con las formaciones Guadalupe Inferior y Guadalupe Superior, según las definen los geólogos del Inventario y la parte inferior de la Formación Guaduas, más al sur, en la Cordillera Oriental (D. H. McLaughlin, comunicación personal).

SISTEMA CRETACEO, CUENCA DE MARACAIBO (COLOMBIA)

GRUPO URIBANTE

En este estudio, la Formación Uribante de Notestein et al. (1944), se ha elevado al rango de grupo y los miembros Tibú, Mercedes y Aguardiente, al de formaciones. Trump y Salvador (1964, p. 3) anotaron que la Formación Uribante, designada por Sievers (1888) nombre derivado del río Uribante del Estado de Táchira, Venezuela, fue definida de manera deficiente en sus comienzos y se ha usado desde entonces en una forma más bien inconsistente. Como formación, el Uribante contiene tal variedad de litologías que la referencia a él, tiene que hacerse en tres subdivisiones. Estas expresan las diferentes litologías en forma completa y son suficientemente gruesas y extensas para considerarlas formaciones.

En la cartografía de campo de la parte oriental del Cuadrángulo H-13, se hizo necesario cartografiar como una unidad los pobremamente expuestos Tibú y Mercedes, y el Aguardiente como otra, dando una doble división del Grupo Uribante en el mapa geológico del Cuadrángulo H-13.

FORMACIONES TIBU Y MERCEDES

Las formaciones Tibú y Mercedes fueron designadas por el río Tibú y el Valle Mercedes del área de la Concesión Barco en el Cuadrángulo F-13 (Notestein et al, 1944, p. 1177). Allí el Tibú tiene en la base, areniscas guijosas de grano grueso de 5 - 12 m de grueso, cubriendo rocas ígneas y metamórficas. Encima de las areniscas hay caliza fosilífera, densa y gris con unas pocas capas de shale y areniscas de grano fino en la mitad inferior. Encima de la caliza existe un contacto fuerte pero conforme con shales gris oscuros en la base de la Formación Mercedes. El Mercedes consiste de intercalaciones de caliza, shale y arenisca. El shale es gris oscuro a negro, micáceo y carbonáceo y más abundante en el tercio inferior de la formación. Las areniscas son grises, de grano fino a medio, comunmente glauconíticas; y algunas muy calcáreas. Estas son más numerosas en la mitad superior. Las calizas tienen semejanza con las del Tibú y algunas se presentan arenosas. Caliza y shale predominan en el tope del Mercedes.

Una sección parcialmente expuesta, de las formaciones Tibú y Mercedes al suroeste de Pamplona, en el Cuadrángulo H-13, se des-

cribe a continuación. La sección de la arenisca basal del Tibú no está bien expuesta, pero aparentemente es mucho más gruesa que en el área de la sección tipo, 130 km al norte. El contacto con el granito subyacente tampoco está expuesto en esta sección, pero en los afloramientos en otras partes de esta área es muy agudo, con sólo arenisca ligeramente conglomerática haciendo un contacto deposicional. Encima de la sección de caliza del Tibú, la parte basal del Mercedes contiene arenisca, caliza y shale, pero en su mayoría es shale con unas pocas intercalaciones de arenisca.

Sección estratigráfica de las formaciones Tibú y Mercedes en la quebrada El Volcán (Plancha 110-II-C, d-6, S 1/2), municipio de Pamplona, Departamento de norte de Santander). (Medida y descrita por F. Montero, octubre, 1968).

Espesor
(m)

Formación Aguardiente (capas inferiores solamente)

Arenisca blanca amarillenta, dura, feldespática, micácea, con pocas intercalaciones de shale gris oscuro de 10-30 cm de grueso 60.00

Formación Mercedes

Shale negro y gris oscuro, quebradizo, calcáreo, en algunas capas con pocas intercalaciones de arenisca amarillenta a gris marrón, de grano fino, arcillosa micácea, de baja dureza. 30.50

Shale negro y gris oscuro, quebradizo, micáceo, con pocas intercalaciones de arenisca de grano fino, arcillosa, micácea, amarillenta a marrón grisácea, bastante blanda, en capas de 40 - 80 cm de espesor. 19.80

Intervalo cubierto 58.00

Shale negro y gris oscuro, quebradizo, micáceo. 16.10

Intervalo cubierto 12.70

Arenisca amarillenta y gris marrón, de grano fino, arcillosa, micácea, en capas de 2.0 - 3.5 m de grueso, con delgadas intercalaciones de shale negro y gris oscuro, quebradizo, micáceo 12.30

Shale gris oscuro, quebradizo a fisil, micáceo, con pocas intercalaciones de arenisca de grano fino, arcillosa, gris amarillento, de 25 - 60 cm de grueso. N5° W, 68° SW. 39.00

Intervalo cubierto 56.00

Shale negro y gris marrón, quebradizo, micáceo, con pocas intercalaciones de

<i>arenisca de grano fino, arcillosa, gris amarillenta.</i>	31.00
<i>Arenisca gris marrón, de grano fino, arcillosa, ligeramente micácea, de dureza baja</i>	6.00
<i>Caliza gris oscura a negra, dura, cristalina, fosilífera con venitas de calcita, intercalaciones delgadas de shale gris oscuro y arenisca gris, arcillosa, de 15-30 cm de grueso. N14° W, 53° NE</i>	9.70
<i>Arenisca gris marrón, dura, de grano fino, arcillosa, micácea, con intercalaciones delgadas de shale negro, micáceo.</i>	12.60
<i>Caliza gris oscura a negra, cristalina de grano muy fino, ligeramente arcillosa, con una capa de 20 cm de shale en la mitad</i>	7.80
<i>Shale gris, laminar, micáceo.</i>	8.70
<i>Arenisca gris amarillenta y marrón, dura, de grano fino, arcillosa, en capas de 0.9 - 2.2 m de grueso. N14° W, vertical</i>	19.50
<i>Espesor total de la Formación Mercedes</i>	339.70
<i>Formación Tibú</i>	
<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, de grano fino, fosilífera. N14° W, vertical</i>	24.00
<i>Arenisca gris amarillenta clara, dura, de grano fino, arcillosa, micácea, ligeramente calcáreo.</i>	1.70
<i>Caliza gris oscura, dura, cristalina, de grano fino, fosilífera. N14° W, vertical</i>	50.60
<i>Intervalo cubierto</i>	28.70
<i>Arenisca marrón amarillenta clara, dura, de grano fino, arcillosa, micácea. N10° W, vertical</i>	9.40
<i>Intervalo cubierto</i>	66.70
<i>Arenisca blanca amarillenta clara, muy dura, de grano fino a medio micácea, en capas de 1 - 3 m de grueso. N10° W vertical</i>	26.00
<i>Intervalo cubierto</i>	15.00
<i>Espesor total de la Formación Tibú.</i>	222.10
<i>Intervalo cubierto</i>	30.00 ?
<i>Granito blanco, de grano medio a grueso, meteorizado.</i>	

El Tibú y el Mercedes raramente producen un afloramiento prominente. El contacto entre ellos y el del Tibú con las rocas ígneas y metamórficas subyacentes, están oscurecidos por material aluvial y son rara vez definibles en las fotografías aéreas. En contraste, el límite entre los shales del Mercedes y la

sección de arenisca masiva del Aguardiente está generalmente bien definido. Como resultado de estas circunstancias no ha sido posible o práctico, cartografiar el Tibú y el Mercedes como unidades separadas. Estos son cartografiados como una unidad entre las rocas subyacentes pre-cretáceas y el suprayacente Aguardiente.

En la sección medida el espesor de 222 m de la Formación Tibú, se compara con los 107 - 166 m en la localidad tipo y los 340 m del Mercedes, con los 149-201 m en la localidad tipo (Notestein et al, 1944, p.1177). Las cifras más grandes en el área de Pamplona son más típicas para estas formaciones más al sur, en el Cuadrángulo H-13.

La delgada sección de la arenisca basal del Tibú es equivalente a la Formación río Negro de Venezuela occidental, donde es mucho más gruesa y cuyos fósiles que van en edad desde el Hauteriviano al Aptiano se han recolectado de delgadas calizas arenosas en el Estado de Táchira (Trump y Salvador, 1964, p.5). Con relación a su posición en la base de la sección del Cretáceo, así como litológicamente, se correlaciona con la Formación Tambor de la sección del Valle del Magdalena, aunque puede ser algo más joven que ésta (fig. 9). De igual manera, la sección de caliza del Tibú puede ser correlacionada con el Rosa Blanca y el Mercedes con La Paja y El Tablazo, en términos de litología y secuencia estratigráfica no así en edad. Con excepción de la arenisca basal, el Tibú y el Mercedes, corresponden a la Formación Apón de Venezuela occidental donde la distinción entre las dos unidades desaparece hacia el noreste (Trump y Salvador, 1964, p. 4).

Informes inéditos de estudios anteriores de moluscos y equinoideos de la Formación Tibú al sur de Sardinata (Cuadrángulo G-13) indican una edad Aptiano Superior a Albiano Inferior (Notestein, et al, 1944, p. 1178). En Venezuela occidental, estudios fauníticos más extensos de la Formación Apón, que incluyen amonites, indican una edad Aptiano Superior a Albiano Medio, según Sutton (1946, p. 1643) o Aptiano a Albiano Inferior, según Trump y Salvador (1964, p. 5). Al Tibú y Mercedes puede asignarse un margen de edad semejante, con excepción de la arenisca basal del Tibú que probablemente se extiende dentro del Barremiano.

Se produce petróleo de las formaciones Tibú y Mercedes en los campos de Tibú y Socuavó de la Concesión Barco, en sitios donde el fracturamiento proporciona permeabilidad (Notestein et al, 1944, p. 1177).

FORMACION AGUARDIENTE

Esta formación se designa por el Filo del

Aguardiente, en la parte central del Cuadrángulo G-13 (Notestein et al, 1944, p.1177). Allí consiste de más de 200 m de arenisca glauconítica y calcárea, de grano grueso, gris o verde claro, extremadamente dura y de estratificación cruzada. Shale carbonáceo, micáceo y negro, se encuentra en capas delgadas y láminas; hay unas pocas capas delgadas y de caliza en la parte inferior. Se considera conforme con la subyacente Formación Mercedes y la superyacente Formación Capacho en Colombia, pero se postula una disconformidad con la subyacente Formación Apón en Venezuela (Sutton, 1946, p. 1646).

Descripción de una sección del Aguardiente expuesta a lo largo de la carretera Bucaramanga - Cúcuta, inmediatamente al este de Pamplona, se incerta a continuación. La formación está bien expuesta, pero los buzamientos al oeste indican que las capas están invertidas localmente. Esta sección es mucho más gruesa (440 m) que la de la localidad tipo (200 m), 75 km al norte, las areniscas no son calcáreas o glauconíticas y no se encuentra caliza. El carácter y espesor del Aguardiente en el área de Pamplona, continúa hacia el sur en el Cuadrángulo H-13. Una sección medida en la quebrada Lisagura, al sur de San Andrés (Plancha 121-III-D, H-3, H-4), es de 388 m de grueso, no tiene capas de caliza y contiene glauconita solamente cerca de la base.

Sección estratigráfica de la Formación Aguardiente a lo largo de la carretera al este de Pamplona (Plancha 110-II-C, c-9, c-10), municipio de Pamplona, Departamento de Norte de Santander (Medida y descrita por F. Montero, octubre de 1968).

Espe-
sor
(m)

Formación Capacho (capas inferiores solamente).

Shale negro, quebradizo, físil, micáceo, con intercalaciones de arenisca de grano fino, micácea, glauconítica, gris marrón a amarillenta, parcialmente conglomerática, con guijos de cuarzo, dos capas de 15 cm de conglomerado duro. 6.00

Formación Aguardiente

Arenisca blanca amarillenta a gris amarillenta clara, dura, de grano fino a medio, feldespática, micácea, glauconítica, en capas de 1.2 - 2.6 m de grueso. N21° E, 48° NW 22.00

Arenisca gris amarillenta clara, dura, de grano medio a grueso en la base, conglomerática, micácea, con lentes de shale negro, quebradizo, carbonáceo, micáceo, hasta de 70 cm de grueso,

so, que son más numerosos en el tope. N27° E, 53° NW. 150.00

Arenisca gris amarillenta clara, dura, de grano medio, conglomerática, micácea, con numerosos lentes de shale negro, quebradizo, carbonáceo, micáceo. N26° E, 51° NW 180.00

Shale negro, quebradizo a físil, micáceo. N26° E, 37° NW 8.50

Arenisca blanca amarillenta a gris amarillenta, dura, micácea, feldespática, con numerosas intercalaciones de shale negro, de 0.3 - 1.6 m de grueso. N15° E, 76° NW. 20.00

Arenisca blanca amarillenta a gris amarillenta, dura, micácea, feldespática, con pocas intercalaciones de shale negro de 10 - 30 cm de grueso 60.00

Espesor total de la Formación Aguardiente 440.50

Formación Mercedes (capas superiores solamente)

Shale negro y gris oscuro, quebradizo a físil, calcáreo en parte, con intercalaciones de arenisca de grano fino, micácea, arcillosa, gris amarillento a marrón, bastante blando. 30.50

El espesor y la naturaleza resistente de las capas masivas de arenisca de la Formación Aguardiente, la hace una unidad fácilmente cartografiable tanto en el campo como en las fotografías aéreas. Las complejidades estructurales generalmente no enmascaran este carácter, como es a menudo el caso con las unidades más delgadas o menos competentes.

Fósiles de moluscos, *Exogyra* aff. *boussingaulti*, se ha mencionado como característico del Aguardiente cerca de Gramalote, en el Cuadrángulo G-13 (Notestein et al, 1944, p. 1178). En la fase más calcárea de la formación, el foraminífero *Orbitolina lenticularis* (equivalente de *O. cóncava texana*) es característico del Aguardiente al norte de Táchira (Trump y Salvador, 1964, p. 5) y sobre esta base, la formación se asigna al Albiano Inferior y Medio, cuando depositada bajo condiciones marinas muy someras.

El Aguardiente se reconoce también en Venezuela occidental, donde es la unidad media del Grupo Cogollo (Sutton, 1946, p. 1630). Hacia el oeste del área fronteriza Colombia-Venezuela, la arenisca del Aguardiente gradualmente pasa a shales y en el Valle Medio del Magdalena, la parte inferior del Simití, es el equivalente lateral de ésta.

El aguardiente produce petróleo en los campos de Tibú, Socuavó y Domo Norte de Petrólea, de la Concesión Barco (Notestein, et

al, 1944, p. 1177).

FORMACION CAPACHO

El nombre de esta formación viene desde 1888, cuando Wilhelm Sievers lo usó primero para designar afloramientos de caliza cerca del pueblo Capacho Viejo en Táchira occidental, Venezuela. Desde entonces, el pueblo cambió su nombre por el de Libertad. El Capacho es la formación superior del Grupo Cogollo en Venezuela, el cual incluye el Apón en la base y el Aguardiente en la mitad (Sutton, 1946, p. 1630). Una cuarta formación se reconoce ahora en Venezuela occidental, la Maraca, entre el Aguardiente y el Capacho (Trump y Salvador, 1964, p. 5). Solamente tiene unos pocos metros de grueso en algunos sitios y no se ha hallado en el área de este estudio.

En su informe de la Concesión Barco de Colombia nororiental, Notestein et al (1944) aparentemente pensaron que su Formación Cogollo era el equivalente del Cogollo no dividido, de la localidad tipo. Ha quedado establecido desde entonces, que la Formación Cogollo de la Concesión Barco es equivalente a sólo la Capacho de la localidad tipo del mismo Grupo (Trump y Salvador, 1964, p.4).

En el área de la Concesión Barco, dos divisiones y a veces tres, son reconocibles en el Capacho, según Notestein et al (1944, p. 1179).

Miembro Guayacán- Caliza gris marrón, abundantemente fosilífera, en capas masivas con intercalaciones de shale gris oscuro a negro, no calcáreo, parcialmente limoso y micáceo.

Miembro Medio Shale gris oscuro a negro, no calcáreo con pocas capas de limolita y caliza gris arcillosa y fosilífera.

Miembro Inferior - Shale negro de estratificación delgada, muy calcáreo, orgánico, bituminoso, con foraminíferos y caliza gris oscura con foraminíferos.

Las calizas del Miembro Guayacán no tienen distribución extensa y la parte más superior del Capacho es generalmente shale. El espesor de la formación va desde 175 a 435 m, aumentando de norte a sur.

Una sección medida por F. Montero, octubre

1968, a lo largo de la carretera y del río Pamplona al este de Pamplona en el Cuadrángulo H-13 (Plancha 110-II-C, C-10) se describe a continuación. Las capas en la parte inferior de la sección están invertidas, de igual modo que las del subyacente Aguardiente. Una falla de rumbo regional, pasa aparentemente a través del Capacho en esta área, de modo que la exactitud del espesor medido de 475 m está sujeta a revisión. La caliza es más abundante cerca de la mitad de la sección.

Espesor
(m)

Formación La Luna (capas inferiores solamente)

Chert negro a gris, duro, quebradizo, calcáreo, en capas planas uniformes de 4 - 20 cm de grueso, con numerosas capas de shale negro, laminar, micáceo, hasta de 2.6 m de grueso cerca de la base. 178.00

Formación Capacho

Shale negro y gris oscuro, quebradizo a físil, micáceo, con pocas intercalaciones de caliza gris oscura a azulosa, dura, cristalina, fosilífera, de 1.1 - 1.4 m de grueso, N5 E, vertical. 141.50

Caliza gris azulosa y gris oscura, dura, cristalina, fosilífera, en capas de 10 - 80 cm de grueso, con delgadas intercalaciones de shale negro y gris oscuro, quebradizo a físil. N7 E, vertical. . . 6.00

Formación Aguardiente (capas superiores solamente)

Arenisca blanca amarillenta a gris amarillenta clara, dura de grano fino a medio, feldespática, micácea, glauconítica, en capas de 1.2 - 2.6 m de grueso. N21 E, 48eNW. 22.00

La base y el tope del Capacho son conforme y generalmente bien definidos con la subyacente Formación Aguardiente, y la suprayacente Formación La Luna y la unidad tiende a formar una faja de topografía más baja entre las dos formaciones más resistentes.

Fósiles del Albiano Superior se han encontrado en la caliza arenosa de la subyacente Formación Maraca en Venezuela occidental y escasos amonites en el Miembro Guayacán del Capacho (Trump y Salvador, 1964, p. 5, 6). Con base en esta evidencia, la edad del Capacho probablemente va del Cenomaniaco al Turoniano Superior. Según estos mismos autores (ibid, p. 4) el Capacho pasa lateralmente hacia el norte a la parte inferior de la Formación La Luna en las estribaciones

del área central de la Serranía de Perijá.

El Capacho correlaciona con la parte superior de la Formación Simití de la sección del Valle Medio del Magdalena y es semejante al Simití en el predominio de los shales gris oscuros.

Se produce petróleo de los tres miembros del Capacho en el anticlinal Petrólea de la Concesión Barco y está controlado por fracturas (Notestein et al, 1944, p. 1181 y fig. 5). Las capas contienen mucho material orgánico y el petróleo, bien pudo haberse originado dentro de la formación.

FORMACION LA LUNA

Fue designada así por la quebrada La Luna de las estribaciones orientales de la Serranía de Perijá, unos 16 km al noroeste de La Villa del Rosario, Zulia, Venezuela (Notestein et al, 1944, p. 1182). Allí contiene caliza carbonácea y bituminosa, gris oscura a negra, dura, en capas horizontales uniformes hasta de 20 cm de grueso con intercalaciones de shale calcáreo negro (Sutton, 1946, p.1648). Arenisca calcárea gris oscura, de grano fino, dura; lechos y nódulos de chert existen en cantidades subordinadas. Concreciones discoidales de caliza negra, dura, de unos pocos centímetros a más de 1 m de diámetro son características de la formación. Megafósiles, incluyendo amonites, son comunes en estas concreciones. Las superficies frescas de la caliza generalmente tienen un olor a gas.

Hacia el sur de la localidad tipo y en la parte oriental del área de esta investigación, la Formación La Luna se caracteriza en dos miembros, con chert o porcelanita como constituyente principal de la parte superior y caliza y shale con concreciones, en la parte inferior. Una sección bien expuesta que claramente muestra estos miembros fue medida al norte del área de estudio cerca a Lourdes en la quebrada El Pórtico, Cuadrángulo G-13 (Plancha 87-III-B, h-2, NW) por J. Abozaglo y se describe a continuación. Las principales capas de fosforita están cerca de la mitad del miembro superior, que tiene 63 m de grueso. El miembro inferior alcanza 37 m. El término porcelanita es una descripción muy simplificada de capas que contienen también chert y shale silíceo.

Espesor
(m)

Formación Colón (capas superiores solamente)

Arenisca gris, de estratificación gruesa, dura, de grano fino, calcárea; en la base hay abundantes granos negros, fosfáticos y nódulos hasta de 25 mm de

diámetro y unos pocos granos de glaucauconita; la superficie meteorizada contiene pequeñas cavidades 3.00

Fosforita marrón oscura, dura, granular, calcárea, en capas uniformes con abundantes granos negros, fosfáticos y nódulos hasta de 25 mm de diámetro; meteoriza con textura terrosa, gruesa. 0.20

Shale gris a marrón oscuro, blando, finamente laminado, calcáreo, con pocos granos fosfáticos; la fosforita basal, arenosa calcárea, en capa irregular hasta de 4 cm de grueso, contiene lentes de caliza gris, cristalina, de grano fino, hasta de 8 cm de grueso. 0.35

*. Inconformidad
Formación La Luna (Rumbo N10eE,
buzamiento 26eNW)*

Miembro Porcelanita

Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en capas de 5 - 8 cm de grueso, con venitas de calcita 3.00

Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, lenticular 0.35

Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en capas de 5 - 8 cm de grueso, con intercalaciones de arcillolita marrón amarillenta hasta de 3 cm de grueso; una capa de 5 cm de caliza gris oscura, dura, en la base contiene granos fosfáticos y escamas de peces 1.30

Shale gris oscuro, duro, calcáreo, con granos fosfáticos cerca de la base y el tope 0.15

Caliza gris, dura, arcillosa, con granos negros, fosfáticos, diseminados y nódulos hasta de 2 mm de diámetro y arcillolita marrón, amarillenta, meteorizada en la base 0.25

Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, con venitas de calcita, en capas delgadas irregulares a lenticulares, caliza gris oscura, dura, lenticular, cerca de la mitad, hasta de 30 cm de grueso, contiene foraminíferos diseminados 7.00

Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, lenticular, pasa lateralmente a porcelanita con foraminíferos pobremente preservados. 0.50

Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en capas irregulares de 7 - 10 cm de grueso con venita de calcita y foraminíferos pobremente preservados. 0.30

Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en capas irregulares a lenticulares con caliza gris oscura, dura, lenticular encima de la parte media 0.85

Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, lenticular 0.55

<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en capas delgadas irregulares</i>	2.00	<i>Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, lenticular</i>	0.40
<i>Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, lenticular</i>	0.20	<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en delgadas capas irregulares</i>	0.75
<i>Porcelanita, gris oscura, dura, calcárea, en delgadas capas irregulares que cambia lateralmente a caliza gris oscura; contiene grano de cuarzo detrítico y abundantes lentes negros silíceos y calcáreos, distribuidos al azar.</i>	2.60	<i>Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, lenticular, silícea cerca del tope.</i>	0.45
<i>Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, en capas delgadas que contienen granos de cuarzo y apatito; en la base hay shale calcáreo, blando, gris marrón, oscuro, con abundantes granos fosfáticos.</i>	0.25	<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en delgadas capas irregulares a lenticulares</i>	2.60
<i>Fosforita marrón oscura a negra, dura, granular, calcárea en una capa uniforme con granos negros, fosfáticos; 19.08% P₂O₅ en muestra de canal</i>	0.45	<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, con capas de 8 cm de caliza marrón oscura en el tope y en la base, que contienen abundantes granos fosfáticos y fragmentos de hueso.</i>	1.00
<i>Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, con granos negros, fosfáticos y pequeños nódulos; 1,78 % P₂O₅ en muestra de canal</i>	0.20	<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en delgadas capas irregulares a lenticulares, con capas lenticulares de caliza gris, cristalina de grano fino, dura, de 20 - 40 cm de grueso, en la mitad y en el tope.</i>	2.80
<i>Fosforita marrón oscura a negra, dura, granular, calcárea, en una gruesa capa uniforme con granos negros, fosfáticos, ovoides, lisos; cerca de la base hay lentes silíceo-calcáreos hasta de 6 cm de grueso que contienen granos fosfáticos; meteoriza marrón oscuro con textura terrosa gruesa; 19.23 P₂O₅ en muestras de canal. N-S, 35°W</i>	1.70	<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, con intercalaciones de 1 - 15 cm de grueso, de arcillolita marrón amarillenta a gris verdosa clara, blanda, plástica y una capa de 20 cm de caliza gris, cristalina de grano fino, dura, en la parte media superior</i>	2.45
<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en delgadas capas irregulares con lentes negros silíceo-calcáreos y capas lenticulares de caliza gris cristalina, de grano fino, hasta de 50 cm de grueso, encima de la base y cerca del tope.</i>	1.30	<i>Caliza gris a negra, dura, cristalina, de grano fino, silícea, en capas delgadas a gruesas con intercalaciones de arcillolita gris verdosa clara, blanda, plástica, hasta de 40 cm de grueso y pocas capas de porcelanita gris oscura, dura, cárea.</i>	2.80
<i>Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, con venitas de calcita y granos fosfáticos; cerca de la parte media hay lentes negros silíceo-calcáreos, hasta de 10 m de grueso; 10.27 % P₂O₅ en muestras de canal</i>	0.50	<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en capas delgadas, con venitas de calcita; cerca de la mitad hay concreciones calcáreas hasta de 35 cm de diámetro; cerca de la base hay caliza gris, lenticular, cristalina de grano fino, hasta de 50 cm de grueso</i>	5.50
<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en delgadas capas irregulares con granos fosfáticos cerca del tope</i>	0.35	<i>Caliza gris, dura, algo lenticular, con pocos granos fosfáticos.</i>	0.20
<i>Caliza gris, dura, cristalina, de grano medio, con venitas de calcita en delgadas capas irregulares con pocos granos fosfáticos cerca del tope; cerca de la de la base hay concreciones, calcáreas grises hasta de 30 cm de diámetro</i>	0.55	<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en capas irregulares a lenticulares</i>	2.00
<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en delgadas capas irregulares</i>	1.00	<i>Caliza gris, dura, cristalina de grano fino, lenticular</i>	0.45
		<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en delgadas capas irregulares a lenticulares; concreciones calcáreas hasta de 25 cm de diámetro en una zona 70 cm encima de la base.</i>	3.60
		<i>Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en delgadas capas irregulares</i>	1.00

con delgadas zonas de arcillolita marrón amarillenta, blanda, plástica y concreciones calcáreas, grises, hasta de 37 cm de diámetro en la base y en el tope	3.55	da, marrón amarillenta, meteorizada	0.95
Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, en capas irregulares, con zonas de concreciones calcáreas grises hasta de 25 cm de diámetro cerca al tope y hasta de 1.1 m cerca a la base	4.00	Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, en delgadas capas irregulares con intercalaciones de arcillolita blanda, marrón amarillenta, meteorizada	0.75
Intervalo cubierto	2.00	Caliza gris, dura, en capas irregulares a lenticulares con granos fosfáticos y nódulos esparcidos.	0.45
Espesor total del miembro de Porcelanita.	62.70	Espesor total del miembro de caliza	37.40
Miembro de caliza		Espesor total de la Formación La Luna.	100.10
Caliza gris oscura, dura, con alternancia de capas delgadas y gruesas con abundantes concreciones calcáreas, grises, diseminadas, hasta de 20 cm de diámetro	5.50	Formación Capacho (capas superiores solamente)	
Caliza gris, dura, cristalina de grano fino, en capas alternantes gruesas y delgadas, irregulares a lenticulares, con capas laminares de shale calcáreo, gris oscuro a marrón claro; abundantes concreciones calcáreas grises, diseminadas, hasta de 80 cm de diámetro; una capa de 2 cm de arcillolita meteorizada marrón amarillenta, blanda, a 8.1 m encima de la base	19.60	Limolita gris oscura, blanda, físil, calcárea, con pequeños cristales de yeso en los planos de estratificación; una capa de 15 cm de caliza gris, arcillosa, dura, cerca de la mitad contiene pocos granos fosfáticos diseminados	4.15
Shale gris oscuro, duro, calcáreo, en capas laminares, con caliza lenticular, cristalina de grano fino, hasta de 5 cm de grueso en la parte superior y una zona de concreciones calcáreas, grises, hasta de 45 cm de diámetro 60 cm encima de la base.	1.80	Caliza gris, dura, de textura fina a gruesa, en capas masivas con abundantes fósiles de pelecípodos	3.50
Caliza gris, dura, cristalina, de grano en una sola capa gruesa con arcillolita gris amarillenta, blanda, meteorizada en la base.	0.45	Limolita gris oscura, blanda, ligeramente calcárea	4.00
Shale gris oscuro, duro, calcáreo en capas laminares, con capas duras lenticulares, de caliza, cristalina de grano fino, hasta de 50 cm de grueso, cerca de la base y de la mitad y concreciones calcáreas, grises, hasta de 30 cm de diámetro cerca del tope	2.60	Otra sección de La Luna expuesta a lo largo de la carretera Pamplona-Chitagá (plancha 110-II-C, d-10, d-11) fue medida por F. Montero, octubre 1968 y se describe a continuación. Esta sección contiene cherts negros con intercalaciones de shales negros cerca de la base y del tope, pero ninguna sección de caliza y shale calcáreo con concreciones, está presente. Cerca de la base de la formación existen delgadas capas de arenisca fosfática.	
Caliza gris, dura, cristalina, de grano fino, en capas irregulares a lenticulares, con abundantes concreciones calcáreas, grises diseminadas, hasta de 50 cm de diámetro.	4.00		
Intervalo cubierto	1.30		
Porcelanita gris oscura, dura, calcárea, con intercalaciones de arcillolita blan-			

Espesor
(m)

Shale gris oscuro, quebradizo a físil con delgadas capas de "ironstone" marrón amarillenta hasta de 10 cm de grueso; intercalaciones de arenisca gris oscura, dura de grano muy fino arcillosa, parcialmente glauconítica, en capas de 0.9 - 1.5 cm de espesor ?

. Inconformidad

Formación La Luna

Chert negro, gris oscuro y blanco, altamente fracturado y plegado; con intercalaciones de shale negro. N23° W, 26° NE

Intervalo cubierto 26.00

Chert negro, gris oscuro y gris, duro, quebradizo, calcáreo, en capas planas uniformes de 4-20 cm de grueso; inter-

calaciones numerosas de shale negro, micáceo, silíceo, laminar, hasta de 2.6 m de grueso cerca de la base y unas pocas capas de 5-10 cm de grueso de arenisca negra fosfática. N26° W, NE 178.00

Espesor total de la Formación La Luna 243.00

Formación Capacho (capas superiores solamente)

Shale negro y gris oscuro, quebradizo a físil, micáceo, con pocas intercalaciones de caliza gris azulosa a gris oscura, dura, cristalina, fosilífera, de 1.1 - 1.4 m de espesor. N5° E, vertical 141.50

La Luna muestra grandes variaciones de espesor. Desde 300 m en la sección tipo, adelgaza hacia el sur a 43 - 56 m en el área de Tibú de la Concesión Barco, Cuadrángulo F-13 (Notestein et al, 1944, p. 1182). Hacia el sur de Tibú, engruesa a 100 m cerca de Lourdes, en el Cuadrángulo G-13 y a 243 m en Pamplona. Un estudio de la Formación La Luna por E. K. Maughan y otros (comunicación personal), hecho en conexión con los recursos de fosforita de la formación, ha indicado probables períodos de erosión entre los miembros y el tope de ésta, que aparentemente explican las grandes variaciones de espesor. En sitios donde la sección es más gruesa, forma un risco topográfico característicamente agudo entre las formaciones arcillosas menos resistentes Capacho, Colón y Mito-Juan. Pero donde La Luna es delgada, el risco raramente está bien definido.

Los abundantes fósiles de La Luna incluyen numerosos amonites, pelecípodos, foraminíferos pelágicos y restos de peces. En la localidad tipo han sido identificados fósiles del Turoniano Inferior y Superior y del Coniaciano Inferior (Sutton, 1946, p. 1650).

El miembro inferior de shale - caliza concrecionaria correlaciona con los miembros Salada y Pujamana de La Luna en el Valle Medio del Magdalena, mientras que el miembro superior de chert correlaciona con el Galemo. En Venezuela occidental, el miembro superior de chert se denomina el Chert de Táchira (Trump y Salvador, 1964, p. 6) pero la sección inferior de shale - caliza concrecionaria, no ha sido denominada.

Se produce petróleo de pozos superficiales que penetran capas fracturadas de La Luna cerca de la cresta del Domo Norte de Petrólea de la Concesión Barco (Notestein et al, 1944, p. 1182). La naturaleza bituminosa y los abundantes restos orgánicos de La Luna son considerados por Hedberg (1931) indicadores de fuentes de petróleo.

FORMACIONES COLON Y MITO JUAN

A causa de semejanzas en la litología y en las características de meteorización, el límite entre estas formaciones no pueden cartografiarse con certeza y por lo tanto, han sido como una sola unidad. La sección tipo del Colón está en el Distrito de Ayacucho, al norte de la ciudad de Colón en Táchira occidental, Venezuela. Allí la formación consiste casi totalmente de shale gris oscuro a negro, duro, localmente pirítico, concho e irregularmente fracturado (Sutton, 1946, p. 1651). Unas pocas capas muy delgadas de caliza gris, dura y densa existen en la parte superior en algunos sitios. Los foraminíferos son abundantes. En el área de la Concesión Barco de Colombia nororiental (Cuadrángulo F-13), la formación consiste de shale gris a gris oscuro, ligeramente calcáreo, físil, moderadamente foraminífero, con nódulos y lentes delgados de arcilla "ironstone" marrón (Notestein et al, 1944, p. 1183). En la base, cubriendo La Luna, hay una zona de varios metros de glauconita arenosa, foraminíferos retrabajados, abundantes restos de peces, nódulos y granulos de fosforita.

La Formación Mito Juan toma el nombre de la quebrada Miño Juan, sobre el flanco oriental del Domo Norte de Petrólea de la Concesión Barco, Cuadrángulo F-13 donde consiste de shales gris verdosos con shales limosos a arenosos que aumentan hacia arriba a limolita y arenisca de grano muy fino cerca del tope (Notestein, et al, 1944, p. 1184). Lentes delgados y pequeñas masas nodulares de arcilla "ironstone", marrón son comunes. En la parte superior de la formación, ocurren unas pocas capas delgadas de caliza ferruginosa, glauconítica, arenosa y fosilífera.

La Formación Catatumbo, que suprayace a la Mito Juan en el área del río Catatumbo de la parte norte de la Concesión Barco (Cuadrángulo F-13), está compuesta predominantemente de shales gris oscuros y arcillolitas arcillolitas comunmente algo carbonosas que contienen pequeños nódulos y delgados lentes de arcilla "ironstone" marrón (Notestein et al, 1944, p.1186). Intercalaciones e interlaminaciones de areniscas de grano muy fino a fino, gris oscura y arcillosas presentes en la localidad tipo, son menos comunes más al sur y la formación no puede cartografiarse como una unidad distinta de la sección Colón-Mito Juan. En Táchira occidental, el Catatumbo es cartografiable solo localmente y por lo tanto, se le considera un miembro de la Formación Mito Juan (Trump y Salvador, 1964, p. 7). En el área de este estudio, el Catatumbo no es una unidad distinta entre el subyacente Mito Juan y la superyacente Formación Barco y por consiguiente, se le considera un miembro del primero (fig. 9).

Aunque no se ha mencionado ninguna discordancia estructural entre las formaciones La Luna y Colón, una interrupción en la sedimentación ocurrió durante todo o parte del Santoniano, según Sutton (1946, p. 1652) o un intervalo de erosión según Moughan et al (comunicación escrita). El límite Colón - Mito Juan es conforme y gradacional litológicamente pero está más definido en las zonas de foraminíferos. Según Notestein et al (1944, p. 1189), el Catatumbo es aparentemente conforme con la subyacente Formación Mito Juan y la suprayacente Formación Barco, pero Sutton (1946, p. 1656) expresa duda acerca de esto, debido al adelgazamiento de las formaciones Catatumbo y Barco en los anticlinales y el engrosamiento en los sinclinales.

La Formación Colón en la localidad tipo tiene 900 m de grueso. En la Concesión Barco varía de 215 a 460 (Notestein et al, 1944, p. 1183). El Mito Juan tiene 275 a 420 m de grueso en la localidad tipo y el Catatumbo, de 106 a 208 m de espesor. En el área que se estudia, no se ha hallado ninguna sección bien expuesta para medición y descripción; pero estimaciones de espesor del Colón y Mito Juan juntos, basadas en buzamientos promedio y anchura de la faja de afloramiento, están entre 325 a 600 m.

Según Trump y Salvador (1964, p. 7), la sucesión Colón-Mito Juan contiene la microfauna más abundante hallada en Táchira. Esta va del Santoniano al Maestrichtiano. Las capas carbonáceas del Miembro Catatumbo contienen polen del Paleoceno que extiende el intervalo cronológico de la secuencia encima del límite Cretáceo - Terciario.

En el área de la Concesión Barco de Colombia nororiental, Notestein et al. (1944, p. 1184) mencionan una edad Campaniano-Maestrichtiano para la Formación Colón, partiendo de estudios de microfósiles por Cushman y Hedberg (1941). Amonites y pelecípodos además se han mencionado en esta área. El Mito Juan se ha asignado al Maestrichtiano, con base en microfósiles, amonites y pelecípodos. La edad de una zona foraminífera del Mito Juan en el Catatumbo es por lo menos, Maestrichtiano y posiblemente más joven basada en pelecípodos y la extensión hacia arriba. La parte superior del Catatumbo tiene un origen de agua salobre a no marino y faltan los fósiles. Estudios de polen no se mencionaron para esta área.

La secuencia Colón - Mito Juan correlaciona bien con la Formación Umir de la sección del Valle Medio del Magdalena (fig. 9) y la parte más superior, probablemente es equivalente a más la inferior de la Formación Lisama. La correlación con el Umir se aplica a

la litología y expresión topográfica, así como la edad.

En el anticlinal de Río de Oro de la parte norte de la Concesión Barco, una delgada arenisca cerca del tope del Mito Juan, produce petróleo (Notestein et al, 1944, p. 1185). La producción principal es proveniente de las areniscas del Catatumbo, cuya producción también se extiende al anticlinal Sardinata.

TERCIARIO Y CUATERNARIO, SECCION DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA

En la parte occidental del área de investigación, las rocas sedimentarias del Terciario se han cartografiado en armonía con la nomenclatura corriente adoptada por representantes de la industria petrolera de Colombia (Morales et al, 1958, p. 647). En la parte oriental, se usó la de la Cuenca de Maracaibo de Colombia nororiental y Venezuela occidental (Notestein et al, 1944; Trump y Salvador, 1964). La nomenclatura de las dos regiones se muestra en la Figura 9.

La depositación marina terminó a fines del Cretáceo a medida que la Cordillera Oriental comenzó a levantarse y se constituyó en la fuente de los sedimentos continentales del Terciario que se depositaron a lo largo de sus flancos. En el flanco occidental, estos sedimentos pueden exceder los 8.000 m de espesor según Morales et al (1958, fig. 7). Varían grandemente en espesor y carácter litológico. Material mucho más grueso se depositó más en la mitad superior del Terciario que en la mitad inferior.

Comparadas con la sección marina del Cretáceo, las formaciones del Terciario tienen pocos fósiles. Las determinaciones de edad se basan en pelecípodos de agua dulce y gasterópodos, granos de polen, vegetales y restos de vertebrados.

FORMACION LISAMA

La sección tipo del Lisama, está en la quebrada del mismo nombre y queda justamente al sur del río Sogamoso, donde éste cruza el límite occidental del Cuadrángulo H-12. Fue definido por T. A. Link en un informe inédito de 1935 (Morales et al, 1958, p. 656).

Las capas del Lisama son de carácter transicional y siguieron al final de la depositación marina y cretácea de la Formación Umir. Son principalmente shales moteados con colores marrón y gris, que llevan intercalaciones de areniscas de grano medio a fino, gris, gris verdoso y marrón. Hacia el tope de la formación, las areniscas son de grano más

grueso. Se encuentran mantos de carbón pero son más delgados que los del Umir.

El contacto con el Umir es conforme y gradacional y se coloca generalmente en la primera arenisca bien desarrollada encima de los shales de éste. El contacto con la suprayacente Formación La Paz, es inconforme, localmente con pronunciada discordancia angular (Taborda, 1965, p. 11).

A causa del predominio de shales en el Lisama, la formación tiende a constituir valles en la topografía y solo las capas más resistentes, están bien expuestas. Esto es cierto para la sección descrita medida a lo largo de la nueva carretera de Bucaramanga a Barrancabermeja, donde cruza el Lisama en la pendiente norte del cañón del río Sogamoso.

El espesor de 1.090 m de esta sección se compara con un máximo de 1.225 enunciado por Morales et al (1958, p. 657). En la Concesión de Mares en el Cuadrángulo H-11, Taborda (1965, p.11) informa un máximo de 1.100 m y afirma que la formación falta a veces debido a la erosión durante el levantamiento post-Lisama.

Una sección estratigráfica de la Formación Lisama, medida por F. Montero, septiembre 1968 a lo largo de la carretera nueva Bucaramanga - Barrancabermeja (Plancha 120-I-B, e-2, d-2, d-1) municipio de Girón, Departamento de Santander se describe a continuación:

	Espesor (m)		
<i>Formación La Paz (capas inferiores solamente)</i>			
<i>Arenisca gris, dura, de grano fino, conglomerática con guijos de cuarzo, en capas de 0.8 - 2.0 m de grueso; intercalaciones de arcillolita gris blanca, de 10 - 40 cm de grueso</i>	11.70	<i>fino, micácea, feldespática, arcillosa, de estratificación cruzada</i>	6.50
..... <i>Inconformidad</i>		<i>Arcillolita violeta, arenosa, blanda</i>	3.50
<i>Formación Lisama</i>			
<i>Arcillolita marrón, blanda, con intercalaciones de arenisca marrón, de grano fino, dura, micácea</i>	6.30	<i>Arenisca marrón y violeta, de grano muy fino, arcillosa, de dureza media</i>	9.50
<i>Arenisca gris, de grano fino, micácea, ligeramente arcillosa de dureza media, de estratificación cruzada</i>	4.60	<i>Arcillolita gris y violeta, micácea, blanda, en capas de 1.0 - 3.2 m de espesor</i>	28.00
<i>Arcillolita gris violeta, blanda, micácea</i>	3.80	<i>Intervalo cubierto</i>	370.40
<i>Arenisca gris verdosa a violeta, dura, de grano muy fino, micácea, con estratificación cruzada, en capas de 0.9 - 2.1 m de grueso</i>	12.10	<i>Arcillolita, marrón, blanda, con numerosas capas delgadas de yeso blando de 2 - 8 mm de grueso. N25° E, 45° NW</i>	1.70
<i>Arcillolita violeta, blanda, micácea</i>	8.20	<i>Arcillolita marrón, blanda, con mantos delgados de carbón. N26° E, 52° NW</i>	3.40
<i>Arenisca violeta, dura, de grano muy</i>		<i>Arcillolita marrón, blanda, con capas delgadas de yeso blanco</i>	1.20
		<i>Intervalo cubierto</i>	230.00
		<i>Arenisca gris verdosa, de grano muy fino, dura, conglomerática, de estratificación cruzada</i>	4.20
		<i>Arcillolita gris, blanda, ligeramente micácea</i>	6.80
		<i>Arenisca gris verdosa de grano muy fino, conglomerática, de estratificación cruzada, muy dura, intercalaciones de arenisca gris oscura, dura, arcillosa, micácea, ligeramente calcárea. N25° E, 48° NW</i>	22.50
		<i>Intervalo cubierto</i>	151.20
		<i>Arenisca gris verdosa, de grano muy fino, dura, micácea, con estratificación cruzada en algunas partes; intercalaciones de arcillolita gris y negra, blanda, micácea, de 0.8 - 4.0 m de grueso y arenisca gris marrón, de grano fino, de dureza media, micácea, arcillosa, en capas de 1.2 - 4.5 m de so. N40° E, 80° NW</i>	74.50
		<i>Intervalo cubierto</i>	40.00
		<i>Arenisca gris oscura y gris clara, de grano muy fino, dura, arcillosa y micácea, con intercalaciones de arcillolita gris, verde y negra</i>	8.00
		<i>Arcillolita gris violeta, negra y amarilla, dura a blanda, micácea, ligeramente arenosa localmente</i>	58.80
		<i>Arcillolita gris, pizarrosa, ligeramente concrecionaria; intercalaciones de arenisca de grano fino, ligeramente dura, arcillosa, gris, de 20-75 cm de espesor</i>	34.50
		<i>Espesor total de la Formación Lisama</i>	1.089.70
		<i>Formación Umir (capas superiores solamente)</i>	

Shale gris oscuro, quebradizo, micáceo, con capas delgadas y lentes de arcilla "ironstone" marrón y mantos delgados de carbón 142.00

Arenisca gris clara, de grano fino, dura, micácea 5.00

Shale gris oscuro, quebradizo, micáceo, con capas delgadas y lentes de arcilla "ironstone" marrón 151.00

Los estudios palinológicos indican una edad Paleoceno para el Lisama, según Taborda (1965, p. 11). El carácter litológico sugiere condiciones de deposición que van desde lagunales a deltaicas.

GRUPO CHORRO

Wheeler usó primero el nombre "Chorro Series" (Pilsbry y Olsson, 1935) para capas reconocidas ahora como formaciones La Paz y Esmeraldas (Morales et al, 1958, p. 658), del Grupo Chorro.

Formación La Paz

El filo prominente La Paz de la parte occidental del Cuadrángulo H-12, entre los ríos Lebrija y Sogamoso, es el origen del nombre de esta formación. Originalmente fue usado en el área del río Sogamoso de la concesión de Mares (Taborda, 1965, p.11). La unidad consiste principalmente de areniscas conglomeráticas gris claras, masivas, con estratificación cruzada. En la parte inferior y cerca del tope, hay intercalaciones de arcillolita gris, más bien blanda. La sección tipo medida a lo largo de la nueva carretera Bucaramanga - Barrancabermeja sobre el cañón del río Sogamoso (Planchas 120-I-A, C-15 y 120-I-B, c-1 y d-1), municipio de Girón, por F. Montero se describe a continuación:

Espe-
sor
(m)

Formación Esmeraldas (capas inferiores solamente)

Arenisca marrón clara, de grano fino, muy dura, ligeramente micácea en cuatro capas de unos 1.1 m cada una, con intercalaciones de arcillolita gris a gris rojiza, blanda. N44° E, 27° NW 4.80

Conglomerado gris claro con guijos de cuarzo blanco y arcillolita arenosa hasta de 5 cm de diámetro en matriz de arcilla gris clara 1.10

Arcillolita gris verdosa y gris violeta, blanda 67.00

Arenisca gris clara, de grano fino, dura 3.20

Arenisca gris clara, de grano fino, dura, conglomerática, con guijos de cuarzo blanco y chert hasta de 2 cm de diámetro 1.30

Arenisca gris y violeta, de grano fino, arcillosa, ligeramente dura. N75° E, 32° NW 2.80

Arcillolita gris verdosa y gris violeta, blanda, con concreciones de arcillolita arenosa y lentes de arenisca arcillosa, de grano fino en la base 15.40

Formación La Paz

Arenisca gris amarillenta muy clara, de grano fino, dura, conglomerática con guijos de cuarzo hasta de 4 cm de diámetro 12.40

Arcillolita gris verdosa y gris violeta, blanda 6.70

Arenisca marrón de grano fino, dura, en capas hasta de 10 cm de grueso, con intercalaciones de arcillolita marrón, ligeramente dura, en capas hasta de 14 cm de grueso 3.60

Arenisca gris amarillenta muy clara, dura, conglomerática con guijos de cuarzo 2.30

Arcillolita gris oscura, blanda, nodular 16.80

Arenisca gris verdosa, de grano fino, dura, micácea y arcillosa 1.90

Arcillolita gris verdosa y gris oscura, blanda, micácea, conglomerática, con intercalaciones de arenisca gris verdosa de grano fino 1.10

Arenisca gris muy clara, de grano fino, dura, arcillosa, rojiza, en la superficie meteorizada; contiene abundantes granos oscuros 17.60

Arenisca gris clara, dura, arcillosa, conglomerática con guijos de cuarzo hasta de 3 cm de diámetro. N40° E, 32° NW 5.80

Arenisca gris claro, dura, arcillosa, conglomerática, con pocas intercalaciones de arcillolita carbonácea, blanda, gris oscuro hasta de 1.2 m de grueso en la parte superior; contiene restos carbonizados de planta. N35° E, 32° NW 42.00

Arenisca gris amarillenta muy clara, de grano fino, muy dura, micácea, con estratificación cruzada, en capas hasta de 80 cm de grueso; capas conglomeráticas diseminadas hasta de 2.6 m de espesor y capas de arcillolita más numerosas en la base y en el tope. N25° E, 40° NW 202.00

Arenisca gris amarillenta muy clara de grano fino, muy dura, micácea, con estratificación cruzada, conglomerática y arcillosa en el tope, la parte media y

la base	346.00	Arenisca gris, de grano fino, muy porosa, conglomerática con guijos hasta de 4 cm de diámetro	4.80
Arenisca marrón a rosada, de grano fino, ligeramente dura, con estratificación cruzada, con intercalaciones de arcillolita gris verdosa, blanda, nodular	3.20	Conglomerado gris, muy duro, con guijos de cuarzo y nódulos de arcillolita arenosa, rosada y gris hasta de 6 cm de diámetro, en matriz arenosa, fina	4.60
Arenisca rosada, gris verdosa y gris amarillenta, de grano muy fino, dura, micácea, de estratificación cruzada. N42° E, 32° NW.	39.50	Arenisca gris, de grano fino, conglomerática, con guijos hasta de 4 cm de diámetro	2.00
Arenisca gris clara, de grano fino, ligeramente dura, micácea, carbonácea, con intercalaciones de arcillolita gris oscura, blanda, en capas hasta de 10 cm de espesor.	3.60	Conglomerado gris, duro, con guijos de cuarzo, feldespato, pedernal y ágata hasta de 6 cm de diámetro	7.10
Arcillolita gris oscura, blanda, ligeramente micácea	16.00	Arcillolita gris, blanda	3.80
Arenisca gris clara, de grano fino, ligeramente dura, micácea, carbonácea, con intercalaciones de arcillolita gris oscura, blanda.	39.00	Arenisca gris de grano fino, dura, ligeramente conglomerática	5.10
Arenisca gris verdosa, de grano fino, dura, micácea, carbonácea. N30° E, 46° NW	24.00	Arcillolita gris y violeta, blanda	9.20
Intervalo cubierto	120.00	Arenisca gris, de grano fino, dura, conglomerática, en capas hasta de 2 m de grueso, con intercalaciones de arcillolita gris blanda, hasta de 40 cm de grueso	11.70
Arenisca gris de grano fino, dura, micácea, carbonácea, en capas hasta de 1.8 m de grueso con intercalaciones de arcillolita gris blanda, micácea, en capas hasta de 1.1 m de grueso.	7.60	Espesor total de la Formación La Paz	1.102.40
Arenisca gris verdosa y gris amarillenta, de grano muy fino, muy dura, limosa, micácea, carbonácea, conglomerática, con guijos hasta de 3 cm de diámetro	10.00 Inconformidad	
Arcillolita gris violeta, micácea, ligeramente dura.	2.00	Formación Lisama (capas superiores solamente)	
Arenisca gris verdosa a gris amarillenta, de grano muy fino, muy dura, limosa, micácea, carbonácea, conglomerática, con guijos hasta de 3 cm de diámetro	11.00	Arcillolita marrón, blanda, con intercalaciones de arenisca marrón, de grano fino, dura, micácea	6.30
Arcillolita marrón rojiza, ligeramente dura, micácea	44.50	La Paz alcanza su espesor máximo en el área del río Sogamoso. Taborda (1965, p.12) menciona 1.280 m, medidos a lo largo del río, pero solo 460 en la quebrada Putana, unos 14 km al suroeste. Más al oeste, en los campos petroleros del Cuadrángulo H-11. La Paz tiene solamente 170 - 210 m de espesor.	
Arenisca gris verdosa a gris amarillenta, muy dura, de grano muy fino, limosa, micácea, carbonácea, con estratificación cruzada, conglomerática, con guijos hasta de 3 cm de diámetro. N27° E, 42° NW.	21.70	En la base de La Paz ocurre en algunos sitios un shale rosáceo grisáceo a crema, duro, denso, de unos 30 m de grueso, que fue originalmente denominado "shale alterado", pero que ahora se designa como "Miembro Toro" (Taborda, 1965, p.12).	
Arcillolita gris, violeta, blanda, micácea	34.40	El límite inferior, es una inconformidad regional y discordancia angular. Esta es menos aparente en los afloramientos de la parte occidental del Cuadrángulo H-12 que en el subsuelo del H-11 donde, como en el campo petrolífero de La Cira, cubre los bordes truncados de todas las formaciones del Cretáceo y parte de la Formación Girón (Taborda, 1965, fig. 7). El contacto con la suprayacente Formación Esmeraldas es conforme. La formación produce petróleo en algunos de los campos más pequeños del Valle Medio	
Arenisca gris, de grano fino, muy porosa, conglomerática con guijos hasta de 4 cm de diámetro	2.10		
Arcillolita gris clara y gris verdosa, blanda, micácea.	17.30		

del Magdalena.

No se han encontrado fósiles con los cuales datar la continental La Paz, pero su posición con respecto a las formaciones superior e inferior que sí lo están, indica una edad Eoceno.

Formación Esmeraldas

Esta formación superior del Grupo Chorro fue bautizada por el caserío La Esmeralda, sobre el río Sogamoso, donde la sección tipo está expuesta en la parte occidental del Cuadrángulo H-12. Una descripción de esta sección fue publicada por Wheeler (Pilsbry y Olsson, 1935). La formación consiste de arenisca de grano fino, gris clara a gris verdosa, de estratificación fina a laminada y limolita, con intercalaciones de shale gris oscuro, localmente moteado de marrón, rojo y púrpura. Se encuentran mantos de lignito. Es conforme con la suprayacente Formación La Paz, pero inconforme con la suprayacente Formación Mugrosa. Generalmente constituye topografía muy baja.

Las capas inferiores de la Formación Esmeraldas en el área de la sección tipo se describieron en la Formación La Paz. Una sección medida por A. Castro, a lo largo del lado sur del Río Lebrija, unos 27 km al norte-noreste de la sección tipo (Plancha 109-I-D, h-8, h-7) municipio de Lebrija se describe a continuación: El espesor de 575 m, es menor que la mitad de 1.200 m mencionados en la sección tipo. La formación es también más delgada al sur y al oeste de la sección tipo.

Espe-
sor
(m)

Formación Mugrosa (capas inferiores solamente)

Arenisca gris clara, de grano fino a medio, arcillosa, micácea, en capas de 0.5 - 1.0 m de grueso; con intercalaciones de arcillolita gris amarillenta en la parte superior 19.70

Intervalo cubierto 92.00

. *Inconformidad*

Formación Esmeraldas

Arcillolita gris (60%) blanda, laminar, con areniscas (40%) gris amarillenta, friable, de grano medio, con estratificación cruzada, en la base y en la mitad. N3° E, 62° NW 27.60

Intervalo cubierto 10.70

Arenisca (50%) gris amarillento, de grano medio, friable, micácea, con estratificación cruzada, de estratifica-

ción delgada a laminar; intercalaciones de arcillolita (50%) gris 45.70

Intervalo cubierto 91.80

Arenisca (80%) gris amarillenta, de grano medio, friable, micácea, con estratificación cruzada, de estratificación delgada a masiva en la mitad; contiene abundantes granos oscuros; intercalaciones de arcillolita (20%) gris en la mitad superior. N4° W, 56° SW 46.00

Intervalo cubierto 127.60

Arenisca (70%) marrón amarillenta, de grano medio a grueso, friable, arcillosa, micácea, con estratificación cruzada y de estratificación delgada; contiene abundantes granos oscuros; intercalaciones de arcillolita (30%) gris, laminar, en la parte superior. N6° W, 49° SW 27.80

Intervalo cubierto 117.50

Arenisca (60%) marrón amarillenta a gris amarillenta, de grano fino en la parte inferior y de grano medio en la parte superior friable, arcillosa, micácea, con estratificación cruzada en capas 0.2-0.8 m de grueso; intercalaciones de arcillolita (40%) gris amarillenta 80.60

Espesor total de la Formación Esmeraldas 575.30

Formación La Paz (capas superiores solamente)

Areniscas gris claro, de grano medio a grueso, dura, micácea, arcillosa; contiene pequeños nódulos de arcilla y películas carbonáceas en los planos de estratificación. N5° W, 64° SW 64.00

Gasterópodos y pelecípodos de agua salobre a dulce del horizonte fosilífero de los Corros que ocurren localmente en el tope de la formación, se han identificado como formas del Eoceno Superior (Pilsbry y Olsson, 1935). Los estudios de polen indican también una edad del Eoceno Superior sobre la base de correlación con Polen de Eoceno Superior (parte inferior de la Formación Carbonera) de la Cuenca de Maracaibo (Morales et al, 1958, p.659). Se indica para la formación un origen deltaico y lagunal.

GRUPO CHUSPAS

Las capas encima del horizonte fosilífero de los Corros y debajo de los gruesos estratos clásticos de la Formación Real, fueron originalmente llamados Formación Chuspas. La sección fue después dividida en las formaciones Mugrosa y Colorado por Wheeler (Pilsbry y Olsson, 1935), con base en el horizonte fosilífero de la Mugrosa en el tope de Formación Mugrosa.

Formación Mugrosa

La sección tipo está en la quebrada Mugrosa del área del anticlinal del mismo nombre, en el Cuadrángulo H-11. En esta área general la parte inferior consiste de arenisca de grano fino a medio, raramente de grano grueso y guijarroso, gris a verde grisáceo, con intercalaciones de shale gris y azul (Taborda, 1965, p.13). La parte media contiene shales manchados, azul opaco y marrón, masivos, con pocas intercalaciones delgadas de arenisca de grano fino a grueso, raramente guijarrosa, gris, con intercalaciones menores de shale verde y manchado. La proporción de arena a shale aumenta hacia el este en la parte inferior, mientras en la parte superior la proporción de shale a arena aumenta (Morales et al, 1958, p. 660). Se encuentra un poco de glauconita oolítica. La formación meteoriza formando relieve topográfico bajo.

El contacto con la subyacente Esmeraldas es una inconformidad regional según Morales et al (1958, p. 660), pero Taborda (1965; p.13) afirma que la inconformidad no se ha hallado en el área del río Sogamoso ni en los campos petroleros del Cuadrángulo H-11. Es conformable con la suprayacente Formación Colorado.

Una sección de la Mugrosa al sur de la carretera Bucaramanga - Puerto Wilches, en el área de la quebrada Arenosa y Vega de Pato (Plancha 109-I-D, h-7, h-6), municipio de Lebrija fue descrita y medida por A. Castro y se describe a continuación. El espesor de esta sección, 843 m es semejante a los 820 m en el campo petrolero de Colorado, unos 10 km al norte de la sección tipo. Hacia el sur de la sección descrita, la formación engruesa y pueda alcanzar 2.000 m.

	Espesor (m)
<i>Formación Colorado (capas inferiores solamente)</i>	
<i>Conglomerado gris amarillento, duro, bien cementado, ligeramente calcáreo, en capas de 0.8 - 1.2 m de grueso; guijos de arenisca, caliza, cuarzo y muy poco de rocas ígneas y metamórficas hasta de 12 cm de diámetro. N3° E, 62° NW</i>	73.80
<i>Intervalo cubierto</i>	172.60
<i>Formación Mugrosa (Miembro Superior)</i>	
<i>Arcillolita marrón amarillenta, de dureza media; en la parte superior hay unas pocas capas de arenisca de grano grueso a muy grueso, arcillosa, felde-</i>	
<i>pática, conglomerática, en capas de 20 - 40 cm de grueso</i>	30.00
<i>Arenisca marrón amarillenta, de dureza media, de grano muy grueso, ligeramente conglomerática, con guijos redondeados hasta de 2 cm de diámetro, en capas de 0.7 - 1.0 m de grueso; intercalaciones de arenisca arcillosa, gris amarillenta en la base y de arcillolita gris rosada cerca del tope. N3° E, 56° NW</i>	32.00
<i>Intervalo cubierto</i>	22.00
<i>Conglomerado pobremente consolidado con guijos subangulares de cuarzo y feldespato hasta de 4 cm de diámetro y pocos más pequeños de rocas metamórficas; intercalaciones de areniscas de grano grueso, arcillosa. N4° E, 64° NW</i>	33.00
<i>Arcillolita gris verdosa a gris violeta, de 8 m de grueso en la base y de 6 m en el tope, separada por arenisca de grano grueso, arcillosa, feldespática, gris amarillenta, en capas hasta de 2 m de grueso</i>	17.00
<i>Intervalo cubierto</i>	28.00
<i>Arenisca (50%) gris amarillenta, de grano grueso a muy grueso; arcillosa, con pocas capas de conglomerado con guijos de cuarzo y feldespato hasta de 2 cm de diámetro; intercaladas con arcillolita gris amarillenta (50%). N-S, 60° W</i>	30.00
<i>Intervalo cubierto</i>	8.00
<i>Arcillolita rosada amarillenta, con intercalaciones de arenisca de grano grueso, gris amarillenta, conglomerática, arcillosa</i>	11.00
<i>Intervalo cubierto</i>	11.00
<i>Formación Mugrosa (Miembro Inferior)</i>	
<i>Intervalo cubierto</i>	82.00
<i>Limolita gris amarillenta, de dureza media, con pocas capas de arenisca blanca amarillenta, arcillosa, micácea, en capas de 20 - 50 cm de grueso</i>	46.00
<i>Intervalo cubierto</i>	36.00
<i>Limolita gris verdosa a gris violeta, de dureza media, con pocas capas de arenisca blanca amarillenta, arcillosa, en capas de 5 - 10 cm de grueso</i>	60.00
<i>Arenisca blanca amarillenta, débilmente consolidada, arcillosa, micácea, con intercalaciones de limolita gris amarillenta. N-S, 51° W</i>	42.00
<i>Intervalo cubierto</i>	96.00
<i>Arenisca blanca amarillenta, débilmente consolidada, arcillosa, micácea, con intercalaciones de limolita verde</i>	

violeta. N4° E, 66° NW 36.00

Limolita verde amarillenta a gris amarillenta, de dureza media, con pocas intercalaciones de arenisca de grano medio, arcillosa, micácea, friable, roja amarillenta de 15-20 m de grueso . . . 63.30

Intervalo cubierto 50.00

Arenisca gris clara, de grano fino a medio, arcillosa, micácea, friable, con capas de 0.5 - 1.0 m de grueso, con intercalaciones de arcillolita gris amarillenta cerca del tope. 19.70

Intervalo cubierto 92.00

Espesor total de la Formación Mugrosa. 843.00

. *Inconformidad*

Formación Esmeraldas (capas superiores solamente)

Arcillolita gris (60%), blanda, laminar, con arenisca (40%) gris amarillenta, de grano medio, de estratificación cruzada, friable, en la base y en la mitad. N3° E, 62° NW 27.60

El horizonte fosilífero de la Mugrosa que ocurre localmente en el tope de la formación, contiene gasterópodos de agua dulce, unos pocos huesos de peces y caparazones de tortugas. Con base en estos fósiles, la edad de la formación va de Oligoceno Inferior a Medio. Produce petróleo en los campos en el Cuadrángulo H-11.

Formación Colorado

Esta formación recibe su nombre del río Colorado, en el Cuadrángulo H-11, donde está localizada la sección tipo. Allí el límite inferior es el tope de la zona fosilífera en la parte más alta de la Formación Mugrosa. Consiste de shales gris claro manchados de púrpura y rojo, compactos, masivos, con intercalaciones de arenisca de grano fino a grueso, blanca y marrón amarillenta y estratificación cruzada (Morales et al, 1958, p.660). Los shales son más rojizos y las areniscas más gruesas y más conglomeráticas que las de la Formación Mugrosa. La zona fosilífera de La Cira, marca el tope del Colorado, que es inconforme con el suprayacente Grupo Real. El espesor total en la sección tipo es de 1.250 m. En otras partes varía hasta 2.500 m.

Una sección de la Formación Colorado expuesta a lo largo de la carrilera del ferrocarril Bucaramanga-Puerto Wilches (plancha 109-I-D, c-5) y en la quebrada del km 72 al oeste de la carrilera (plancha 109-I-D, f-6). Municipio de Lebrija fue medida por A. Castro y se describe a continuación. Allí la formación tiene 1379 m de gruesa y está compuesta principalmente de conglomerados gruesos

con abundantes guijos y cantos redondeados de arenisca y caliza y unos pocos de cuarzo, chert y rocas ígneas y metamórficas en una matriz de grano grueso, arenosa y calcárea. Los guijos y cantos tienen hasta 45 cm de diámetro, pero la mayoría son menores de 12 cm. Las capas de la parte inferior de la formación son duras y forman un filo prominente en contraste con la topografía baja encima de la Formación Mugrosa. Las capas superiores del Colorado están poco consolidadas y no forman topografía sobresaliente.

**Espesor
(m)**

Formación Real (capas inferiores solamente)

Conglomerado, arenisca y arcillolita intercalados 84.70

Intervalo cubierto 101.30

. *Inconformidad*

Formación Colorado (medida a largo de la carrilera, desde el poste número km 67/10 al km 68/5.

Conglomerado gris amarillento, débilmente consolidado, en capas de 1.5-2.5 m de grueso, con intercalaciones de arcillolita arenosa, gris púrpura, hasta de 1.0 m de grueso y capas lenticulares de arenisca de grano medio, gris amarillenta, arcillosa, hasta de 1.5 m de grueso. Los guijos y cantos en el conglomerado llegan hasta 25 m de diámetro; la mayoría son de 6-12 cm e incluyen arenisca dura, de grano fino a medio, gris amarillenta; arenisca friable, arcillosa y micácea y pocos guijos diseminados de chert rocas metamórficas. N9° E, 59° NW. 78.40

Intervalo cubierto 79.10

Conglomerado semejante al descrito arriba con guijos hasta de 16 cm de diámetro, en capas de 3 - 4 m de grueso; intercalaciones de arcillolita gris púrpura. N6° E, 56° NW. 75.90

Intervalo cubierto 51.40

Conglomerado gris amarillento, débilmente consolidado, en capas de 1.5 - 2.5 m de grueso, con intercalaciones de limolita gris púrpura y capas lenticulares de arenisca friable de grano fino a medio, arcillosa, púrpura y amarillenta hasta de 1.5 m de grueso. Los guijos son de arenisca dura a friable gris amarillenta, hasta de 10 cm de diámetro y unos pocos son de chert y de rocas metamórficas 60.40

Intervalo cubierto 45.10

Arenisca púrpura amarillenta, de grano grueso a muy grueso, arcillosa, conglomerática, con guijos de cuarzo y arenisca hasta de 6 mm de diámetro. En la base estas capas presentan guijos diseminados de cuarzo, arenisca y chert de hasta 10 cm de diámetro, en su mayoría de 2-5 cm y alternan con capas de arcillolita gris púrpura. En la parte media, las capas son más conglomeráticas y los guijos más grandes. En la parte superior, los guijos y cantos hasta de 18 cm de diámetro, son principalmente de arenisca, algunos de cuarzo y pocos de chert. Hay intercalaciones delgadas de arcillolita y de arenisca lenticular 246.20

Sección medida en la quebrada del km 72, al oeste de la carrilera). Intervalo cubierto 82.40

Conglomerado duro, calcáreo, con guijos de 3 - 12 cm de diámetro, en capas hasta de 1.0 m de grueso; los guijos son principalmente de arenisca, otros de cuarzo, caliza, chert y pocos de rocas ígneas y metamórficas. N2 E, 62° NW. 74.50

Conglomerado gris amarillento, con guijos redondeados de caliza y arenisca de 6 - 18 cm de diámetro, pocos más pequeños de chert; matriz calcárea de arena de grano grueso a muy grueso; en el tope, los guijos son principalmente de arenisca de grano medio, micácea, dura, gris amarillenta, de 4 - 22 cm de diámetro. N-S, 63° W 109.60

Arenisca gris marrón, de grano grueso, dura, calcárea, conglomerática, con intercalaciones de conglomerado con guijos de caliza y arenisca gris amarillenta a gris rosada. N2° E, 62° NW 66.00

Conglomerado gris, duro, con guijos 12 - 24 cm de diámetro de caliza, nisca, cuarzo, pocos de chert y muy pocos de rocas metamórficas en matriz arenosa, calcárea; los guijos disminuyen en tamaño hasta 6 - 10 mm de diámetro en el tope y las capas son más delgadas. 48.70

Conglomerado gris duro, con guijos de caliza y arenisca en matriz arenosa, calcárea; las capas inferiores tienen principalmente guijos de caliza hasta 15 cm de diámetro y pocos de arenisca de 5 - 8 cm; en el tope, tope, los guijos de arenisca y de caliza gris clara y gris oscura son casi iguales en abundancia, en su mayoría de 10 - 15 cm de diámetro, con algunos cantos de 30 - 45 cm. N4° E, 58° NW. 80.60

Intervalo cubierto 34.00

Conglomerado gris, duro, en capas de 0.8 - 1.2 m de grueso, con guijos de hasta 12 cm de diámetro de arenisca,

caliza, cuarzo y muy pocos de rocas metamórficas e ígneas en matriz arenosa de grano grueso a muy grueso, - mente calcárea 73.80

Intervalo cubierto 1.378.70

Formación Mugrosa (capas superiores solamente)

Arcillolita marrón amarillenta, de dureza media, en la parte superior hay unas pocas capas de arenisca de grano grueso a muy grueso, arcillosa, feldespática, conglomerática, en capas de 20 - 40 cm de grueso. 30.00

En la zona arcillosa La Cira en el tope del Colorado, un gasterópodo de agua dulce, el género *Hemisinus*, es el fósil más característico (Taborda, 1965, p. 14). Otros fósiles incluyen material lignítico escamas dientes de peces, vértebras, fragmentos de hueso y pelecípodos pequeños. Los últimos fueron descritos por Pilsbry y Olsson (1935). Con base en estos fósiles y los de la zona fosilífera en el tope del Mugrosa, el Colorado se coloca en el Oligoceno Superior, el Mioceno Inferior y es de origen continental. Es un receptáculo importante de petróleo en algunos de los campos petroleros en el Cuadrángulo H-11.

GRUPO REAL

La sección tipo del Real está en el Cuadrángulo I-11, en el lado norte del río Opón, 2 km al oeste de la quebrada Real. Una descripción de estas rocas como la Real Series" fue primero publicada por Wheeler (Pilsbry y Olsson, 1935). Intentos para dividir la gruesa sección en unidades han sido exitosos sólo localmente, según Taborda (1965, p.14). En el Cuadrángulo H-12, es dividida en tres unidades: inferior, media y superior. Los con la subyacente Formación Colorado y el suprayacente Grupo Mesa, son inconformes.

En la sección tipo a lo largo del río Opón, la siguiente descripción del Real es dada por Taborda (1965, p.14) y Morales et al (1958, p. 661):

Grupo Mesa

. *Inconformidad* Espesor (m)

Grupo Real

Arenisca gris azulosa, dura, de grano grueso, con intercalaciones de shale gris oscuro laminados. 747.00

Shale gris, con pocas intercalaciones delgadas de arenisca de grano grueso, blanca, grisácea, friable. 457.00

Conglomerado masivo, con guijos de chert marrón y negro, arcilla "irons-

tone", cuarzo y fragmentos de carbón; intercalaciones de arenisca de grano grueso, masiva, con delgados lechos de shale 1.067.00

Shale gris con manchas rojas, con escasas intercalaciones de arenisca de grano fino a grueso 1.295.00

Arenisca masiva, con estratificación cruzada, friable a dura, con bandas de arcilla azul y pequeños fragmentos de carbón. 453.00

Conglomerado masivo, con guijos de chert marrón y negro, arcilla "irons-tone", cuarzo y fragmentos de carbón. 35.00

Espesor total 4.054.00

. Inconformidad

Formación Colorado

Una sección del Grupo Real, parcialmente expuesta a lo largo de la carretera Bucaramanga-Puerto Wilches, desde el kilómetro 67/8 a 64/0 (Plancha 109-I-D, c-5, c-4, c-3), Municipio de Lebrija fue medida por A. Castro y se describe a continuación. Solamente las divisiones inferior y media están presentes y los 1732 m medidos allí, son menores que la mitad del espesor de la sección tipo.

Espesor
(m)

Formación Mesa (Capas inferiores solamente)

Arenisca gris clara a blanca, de grano medio a grueso, arcillosa, friable; contiene lentes con estratificación cruzada de conglomerado débilmente consolidado, hasta de 45 cm de grueso, con guijos de arenisca y cuarzo hasta de 4 cm de diámetro. N6°E, 12°NW. ?

. Inconformidad

Grupo Real (parte media)

Intervalo cubierto (quebrada Dorada) 114.20

Arenisca blanca a gris clara, de grano grueso a muy grueso, conglomerática, feldeespática, con estratificación cruzada, en capas masivas de 4-6 m de grueso; capas lenticulares de conglomerado con guijos de cuarzo y arenisca hasta de 3 cm de diámetro N16°E, 24°NW 64.80

Intervalo cubierto 88.10

Conglomerado blanco amarillento y gris claro débilmente consolidado con guijos de arenisca y cuarzo hasta 4 cm de diámetro; intercalaciones de arenisca de grano medio a grueso, ar-

cillosa micácea, gris amarillenta clara en las partes superior e inferior y arcillolita arenosa, micácea, masiva, blanca, en la mitad. N12°E, 36°NW 79.30

Intervalo cubierto 121.10

Arenisca blanca a gris clara, de grano medio a grueso, feldeespática, friable, en capas masivas hasta 2 m de grueso, con zonas conglomeráticas e intercalaciones de arcillolita arenosa, verde gris, hasta 40 cm de grueso; de grano más grueso y más conglomerática en el tope, donde las intercalaciones son de arenisca de grano fino a medio, arcillosa, verde oscuro. N9°E, 45°NW 115.60

Arenisca blanca a gris clara, de grano medio a grueso, feldeespática, friable, en capas hasta de 2 m de grueso, con capas alternas de arcillolita arenosa, gris verdosa, hasta de 4.5 m de grueso. El conglomerado basal débilmente consolidado de 1.2 m de espesor contiene guijos de cuarzo y de arenisca hasta de 4 cm de diámetro. N12°E, 38°NW 37.80

. Inconformidad

Grupo Real (parte inferior)

Arenisca (pobrementemente expuesta) gris amarillento, de grano grueso a muy grueso, friable, feldeespática, conglomerática, con intercalaciones de conglomerado y arcillolita arenosa a conglomerática, gris verdosa; la arcillolita predomina en la parte superior. N11°E, 52°NW. 34.90

Intervalo cubierto 282.40

Conglomerado (pobrementemente expuesto) gris amarillento, friable, con guijos de arenisca y rocas ígneas y metamórficas de 10 - 15 cm de diámetro 20.00

Arenisca (pobrementemente expuesta) gris amarillenta clara, de grano grueso, que alterna con conglomerado con guijos de arenisca y rocas ígneas y metamórficas de hasta 15 cm de diámetro y arcillolita arenosa a conglomerática, verde violeta oscuro; las areniscas predominan en la parte media. N9°E, 58°NW. 87.70

Conglomerado grueso, friable, con guijos de arenisca, limolita, rocas ígneas y metamórficas, pocos de chert y muy pocos de rocas volcánicas hasta de 18 cm de diámetro, en capas de hasta de 2 m de espesor, con capas lenticulares de arenisca. N10°E, 56°NW. 27.00

*Arenisca gris amarillenta, de grano grueso a conglomerática, friable, alta-
menta feldeespática, en capas hasta de
1.5 m de grueso, que alterna con ca-
pas gruesas de conglomerado hasta
de 2 m de espesor y arcillolita areno-
sa, gris violeta.* 57.70

Intervalo cubierto 101.30

Espesor total del Grupo Real. 1.731.90

. Inconformidad

**Formación Colorado (capas superio-
res solamente)**

*Conglomerado gris amarillento, dé-
bilmente consolidado, con guijos de
arenisca de grano fino a medio, dura,
gris amarillenta, de arenisca friable,
arcillosa, micácea y pocos de chert y
de rocas metamórficas de hasta 25
cm de diámetro, en capas hasta de
2.5 m de espesor.* 44.00

Fósiles de vertebrados que van desde el Oli-
goceno Superior al Mioceno Superior, hojas
de plantas y gasterópodos del Mioceno, se
han mencionado del Real (Morales et al,
1958, p.661) e indican un origen continental.

GRUPO MESA

En el Valle del Magdalena, todas las capas
encima del Mioceno Superior están incluidas
en el Grupo Mesa (Morales et al, 1958, p.661).
En un comienzo, el nombre Formación Mesa
fue usado por Weiske (1926) y por Butler
(1942) para capas de la parte inferior del
grupo en el área de Honda del Valle superior
del Magdalena. Varios nombres han sido
usados localmente por diferentes compañías
petroleras en el Valle Medio del Magdalena,
reconociendo algunas, dos miembros; otras,
una sola unidad. El Mesa es inconforme so-
bre el Grupo Real.

En la localidad tipo, Alto de Gigante al no-
roeste de Honda, la parte inferior del Mesa
consiste de arenas bien estratificadas y tobas
andesíticas que contienen capas de arenisca
de grano grueso, aglomerados, arcilla, limo,
conglomerados y piroclásticos. En los piro-
clásticos hay fragmentos de andesita, dacita,
piedra pómez, ceniza, pequeños fragmentos
de cuarzo y laminas de filita. La parte supe-
rior contiene gravas, cantos, arenisca e inter-
calaciones de limos. El grupo alcanza hasta
575 m de espesor.

En la Concesión Mares (cuadrángulos H-11 e
I-11), donde las formaciones Capote y Mag-
dalena son reconocidas, el Mesa consiste de
shales negros, masivos, areniscas friables, con-
glomerados poco consolidados, gravas y are-

nas de terraza (Taborda, 1965, p.15). Algu-
nas de las areniscas contienen abundante ma-
terial de plantas carbonizadas. Los conglo-
merados gris oscuro azulado contienen guijos
de cuarzo, chert y rocas ígneas. En la parte
más superior hay gravas poco estratificadas
no consolidadas en matriz arenosa con inter-
calaciones locales de arena arcillosa gris ama-
rillenta a rojiza y arcilla arenosa. El espesor
llega hasta 250 m.

En la esquina noroeste del Cuadrángulo H-12,
el Mesa se presenta en una área amplia. Los
afloramientos ocurren a lo largo de la carrile-
ra Bucaramanga - Puerto Wilches, entre los
kilómetros 53 y 64 desde Puerto Wilches. La
sección consiste en areniscas alternantes a li-
molitas más delgadas y unas pocas capas de
conglomerados. Las siguientes descripciones
enumeran las litologías en orden de abun-
dancia:

Parte superior - espesor?

Arenisca gris amarillenta a marrón rojiza,
de grano muy grueso a fino, poco conso-
lidada; conglomerática en algunas capas,
con guijos de cuarzo y arenisca y algunos
de rocas metamórficas, hasta de 5 cm de
diámetro. Arcillolita, gris rojiza, blanda,
arenosa.

**Parte inferior - espesor estimado: 1.100.00
m.**

Arenisca gris amarillenta clara a gris ama-
rillenta, de grano grueso a muy grueso,
poco consolidada, con estratificación cru-
zada, conglomerática en la mayoría de las
capas, con guijos de arenisca y cuarzo y
escasos de rocas ígneas, metamórficas y
volcánicas, hasta de 5 cm de diámetro,
principalmente de 1 - 2 cm. Arcillolita
gris amarillenta clara a gris verdosa, are-
nosa y conglomerática.

Conglomerado gris amarillento claro a gris
gris marrón, poco consolidado, en capas
irregulares y lentes con guijos de cuarzo
arenisca y algunos de rocas ígneas, meta-
mórficas y volcánicas hasta de 15 cm de
diámetro.

A causa de los buzamientos bajos de las ca-
pas y la naturaleza intermitente de los afloramientos, no pudieron hacerse mediciones exactas del espesor individual de éstos. Se efectuó una estimación del grosor del miembro inferior con base en un buzamiento promedio de 12°. En el miembro superior, los buzamientos son solo de unos pocos grados hasta horizontales y no se estimó el espesor respectivo.

No se han mencionado fósiles sobre los cuales basar una determinación de edad para el Grupo Mesa. La parte inferior fue considera-

da como del Plioceno por Wheeler (Pilsbry y Olsson, 1935) y sobre esta base la parte superior, se coloca en el Pleistoceno.

TERCIARIO Y CUATERNARIO, CUENCA DE MARACAIBO (COLOMBIA)

FORMACION BARCO

La sección tipo para esta formación es el notable filo Barco Oriental del Anticlinal Petrólea de la Concesión Barco, Cuadrángulo F-13 (Notestein, et al, 1944, p. 1190, fig. 8). Allí la formación está compuesta de 215 m de arenisca, shale y arcillolita intercalados. La arenisca, que comunmente comprende la mitad a dos tercios de la sección, está en capas que varían desde 0.3 a 20 m de grueso y es principalmente gris, arcillosa, de grano muy fino a medio, bien calibrada, con estratificación cruzada, localmente con abundantes láminas micáceas y carbonáceas y láminas de shale. El crecimiento secundario de cuarzo sobre los granos de arena es una ocurrencia común y las caras cristalinas resultantes producen las "areniscas chispeantes" del Barco. Los shales y arcillolitas intercalados son grises a gris oscuro, parcialmente limosos, micáceos y carbonáceos. Lente delgados y pequeños nódulos de arcilla "ironstone" marrón son comunes y unos o más mantos delgados de carbón; generalmente están presentes en la parte superior de la formación.

En la parte oriental del Cuadrángulo H-13, el Barco es muy semejante en carácter al de la localidad tipo y es conforme con la subyacente Formación Mito Juan. Las estimaciones de espesor en muchos sitios varían de 160 a 275 m, las cuales son semejantes las de 150 - 278 m hallados en los afloramientos del área de la Concesión Barco (Notestein, et al, 1944, p. 1191). En los pozos de esta área, el espesor varía entre 76 y 198 m.

Unos pocos foraminíferos arenáceos no diagnósticos se han hallado en la Formación Barco (Trump y Salvador, 1964, p. 8) pero una edad del Paleoceno Inferior se asigna a ésta con base en polen Paleoceno descrito por Van der Hammen (1958, p. 94). Un origen fluvial de agua salobre se indica para la unidad. Correlaciona con las partes inferiores de la Formación Lisama del Valle Medio del Magdalena (fig. 9) y con las partes inferiores de las formaciones Angostura, Marcelina y Trujillo, de Venezuela (Sutton, 1946, p. 1630).

En los campos de Petrólea y Tibú - Socuavó de la Concesión Barco (Notestein et al, 1944, p. 1191) se produce petróleo de areniscas del Barco el cual contiene gas en el anticlinal Sardinata. La producción procede principalmente de las "areniscas chispeantes"

FORMACION LOS CUERVOS

La sección tipo de esta formación está en la quebrada Los Cuervos que confluye al río Catatumbo en la parte norte de la Concesión Barco, Cuadrángulo F-13 (Notestein et al, 1944, p. 1192). Allí es principalmente arcillolita y shale con escasas capas de arenisca. Los 75 m inferiores contienen shale gris oscuro carbonáceo y arcillolita intercalada con limolita micácea, carbonácea, arenisca de grano fino y carbón. Generalmente hay 8 a 10 mantos de carbón que tienen entre 0.1 y 2.5 m de grueso. Encima de la sección carbonífera, Los Cuervos es principalmente arcillolita usualmente siderítica, parcialmente limosa, gris y gris verdosa, con escasas capas de arenisca arcillosa. La parte inferior de la sección contiene shales carbonáceos gris oscuro y las arcillolitas están ligeramente moteadas; el moteo es más pronunciado en la mitad superior de la formación con colores, rojo, amarillo y púrpura. Los Cuervos es conforme con la subyacente Formación Barco.

Los Cuervos es parte de la sección terciaria que aflora en el sector oriental del Cuadrángulo H-13. Es muy semejante a la sección de la localidad tipo. Tiende a meteorizar como un Valle entre las formaciones Barco y Mirador, más resistentes. Los mantos de carbón de la parte inferior se explotan en pequeña escala en varios sitios. El espesor estimado varía desde 265 a 420 m, cantidad que se acerca a los 245 - 490 m de los afloramientos en el área de la localidad tipo. En los pozos de ésta, Los Cuervos varía desde 249 a 426 m (Notestein et al, 1944, p. 1192). En Táchira occidental, Venezuela, Trump y Salvador (1964, p.8 y fig. 6) mencionan espesores que van desde 320 a 500 m.

La única fauna citada de Los Cuervos incluye unos pocos pelecípodos marinos o de agua salobre de un delgado shale negro de cerca de la base de la formación en la localidad tipo (Notestein et al, 1944, p. 1194). Su edad es Cretáceo o Terciario. Polen del Paleoceno citado de capas carbonáceas en Táchira occidental (Trump y Salvador, 1964, p.8) data más exactamente a la formación. Según Van der Hammen (1958, p.94) el intervalo cronológico indicado por el polen está comprendido del Paleoceno Medio al Eoceno Inferior. La presencia de carbón indica un ambiente paludal.

Los Cuervos correlaciona con las partes superiores de las formaciones Lisama de la sección del Valle Medio del Magdalena (fig. 9) y Angostura, Marcelina y Trujillos, de Venezuela (Sutton, 1946, p. 1630).

De dos areniscas de Los Cuervos en el campo Carbonera de la Concesión Barco y en el campo Tarra de Venezuela se produce

petróleo (Notestein et al, 1944, p. 1192, 1194). Se presume que éste migró a lo largo de fallas de las capas generadoras inferiores a los receptáculos actuales, donde la permeabilidad está controlada por fracturas.

FORMACION MIRADOR

Esta formación designa por el Cerro Mirador en el Anticlinal Tarra del Distrito Colón, en Zulía suroccidental, Venezuela (Sutton, 1946, p.1669). Es predominantemente arenisca de grano fino a grueso, color claro, limpia, masiva, con capas conglomeráticas que contienen guijos de cuarzo. En la parte inferior, la arenisca es menos limpia y de estratificación más delgada. La estratificación cruzada y las marcas de oleaje son comunes. Las intercalaciones gris púrpura de shale y limolita, son pocas y delgadas. Una persistente capa delgada de shale cerca de la mitad de la formación en algunas áreas, no ha sido hallada en el área de este estudio, donde el Mirador está limitado a la parte sureste del Cuadrángulo H-13. Topográficamente, el Mirador forma un filo persistente que es semejante pero un poco más sobresaliente que el de la Formación Barco. El contacto con el subyacente Los Cuervos es inconforme al menos localmente, en el área norte del Cuadrángulo H-13 (Notestein et al, 1944, p. 1195), pero no se observó ninguna inconformidad en el área de este informe.

En la parte oriental del Cuadrángulo H-13, algunas estimaciones del espesor del Mirador, varían de 210 a 235 m. Notestein et al (1944, p. 1195) mencionan 160 - 400 m en secciones superficiales de la Concesión Barco, en el Cuadrángulo F-13 y 251 - 448 m en los pozos de aquella. Espesores de 80 - 190 m son citados en Táchira occidental, Venezuela (Trump y Salvador, 1964, p. 9).

Faltan fósiles diagnósticos y los escasos restos de polen no son concluyentes para datar el Mirador, según Trump y Salvador (1964, p. 9). Según Van der Hammen (1958, p.94, 95), la evidencia palinológica indica una edad del Eoceno Inferior para la mayor parte de la formación y Eoceno Medio, para la parte superior.

El Mirador correlaciona con la Formación La Paz de la sección del Valle Medio del Magdalena (fig. 9). En Venezuela occidental, se ha trazado alrededor del borde sur de la Cuenca de Maracaibo a la Formación Misoa del lado oriental (Sutton, 1946, p. 1669).

Se han encontrado resumaderos de petróleo en los afloramientos del Mirador, pero no se ha producido de esta formación en Colombia. Sin embargo, existen importantes zonas productivas en el campo Tarra de Venezuela occidental (Notestein et al, 1944, p. 1195).

FORMACION CARBONERA

El nombre de esta formación procede de la quebrada La Carbonera, en el flanco oriental del anticlinal Petrólea de la Concesión Barco, Cuadrángulo F-13 (Notestein et al, 1944, p. 1196 y fig. 10). Allí consiste en una serie gruesa de arcillolita gris a gris verdosa y marrón y arenisca asociada con carbones ligníticos en las partes inferior y superior. Unas pocas capas delgadas de caliza ocurren en los intervalos carboníferos y raras zonas glauconíticas de limitada extensión lateral se han hallado en varias partes de la sección. En Táchira occidental, es descrita por Trump y Salvador (1964, p. 9), como una secuencia alternante de areniscas, limolitas, arcillolitas, shales y carbones, con calizas arenosas fosilíferas ocasionales. La arenisca marrón de grano fino a medio, que contiene láminas carbonáceas y restos de planta carbonizada, son comunes a lo largo de la sección, aunque los mantos están limitados a los dos tercios inferiores. La arenisca es mayor en la parte inferior de la sección y las capas más masivas que en la superior, donde la abundancia del shale es marcada. Las secciones del Carbonera en la Concesión Barco y en Táchira occidental, varían desde 410 a 560 m de grueso. El contacto con el subyacente Mirador es conforme y gradacional.

El Carbonera es la formación más joven del Terciario de la sección de la Cuenca de Maracaibo en el área de este estudio, donde aflora en la parte suroriental del Cuadrángulo H-13. La parte superior y todas las capas más jóvenes del Terciario han sido erosionadas. La parte del Carbonera que permanece no está bien expuesta y su espesor máximo, se estima en 375 m en la plancha 121-II-C, c-8 y c-9. Los mantos de carbón son más delgados y de calidad más pobre que los de la Formación Los Cuervos y no se conoce ningún caso de desarrollo minero de los carbones del Carbonera.

Aunque la amplia distribución de mantos de carbón y de fósiles vegetales indica un origen generalmente no marino para el Carbonera, existen capas marinas de las cuales se han colectado faunas de moluscos de la localidad tipo y del norte y oeste de Cúcuta, en Colombia (Notestein et al, 1944, p. 1199), también del sureste de Santa Antonio en Táchira occidental, Venezuela (Trump y Salvador, 1964, p.9). Las colecciones de Colombia se han datado como Eoceno Superior y Oligoceno Medio y las de Táchira, como Eoceno Superior. Sobre la base de estudios palinológicos, Van der Hammen (1958, p. 95) asigna la parte inferior del Carbonera al Eoceno Superior y la superior, al Oligoceno Inferior.

El Carbonera puede ser correlacionado con la Formación Esmeraldas y la parte inferior

de la Formación Mugrosa de la sección del Valle Medio del Magdalena (fig.9).

Se produce petróleo del Carbonera en el anticlinal Socuavó de la Concesión Barco (Cuadrángulo H-13), pero no es un receptáculo mayor (Roberts et al, 1959, p.27). Es de mayor importancia como depósito de abastecimiento en el campo Tarra de Venezuela occidental.

Rocas del Terciario más joven ausentes

Las unidades del Terciario y Cuaternario ausentes en el área de esta investigación por motivo de erosión o no depositación incluyen: la Formación León del Oligoceno Inferior y Medio, el Grupo Guayabo del Oligoceno Superior al Plioceno y la Formación Necesidad que se presume pertenezcan al Plioceno o Pleistoceno (fig.9).

DEPOSITOS SUPERFICIALES

DEPOSITOS GLACIALES

Se encuentran depósitos de cantos de "till" en los flancos y pisos de algunos de los valles encima de los 3.200 m de altitud en las partes norte, central y suroriental del Cuadrángulo H-13. Estos depósitos son de forma típicamente lineal a media luna y ocurren como morrenas a lo largo de los valles o como morrenas laterales y terminales que los flanquean y atraviesan. En algunos sitios depósitos fluvio-glaciales cubren los pisos de los valles. En muchos lugares, las morrenas terminales han sido parcial a enteramente removidas por corrientes fluvio-glaciales o modernas y solamente quedan las laterales. Sin embargo, morrenas terminales bien formadas están preservadas en algunos sitios, como en la quebrada El Salado al norte de Vetás (H-13, a-2, SE) y en la quebrada Ramírez al este de Cachirí (H-13, a-1, N, C). Los depósitos morrénicos están bien desarrollados y fácilmente accesibles al norte de Berlín sobre la carretera a Vetás; otro extenso pero menos accesible se encuentra a unos 7 km al norte de El Portillo (H-13, b-5, NW). Un gran depósito de sedimentos de "till" está localizado al sur de Presidente y al norte del Páramo del Almorzadero (H-13, c-6, NW).

Los depósitos glaciales se formaron por glaciales de circo que en un principio ocuparon las cabeceras de valles favorablemente situados. Las morrenas difícilmente llegan a los 3.200 m de altitud. Sobre esta altura la erosión glacial es común y áreas extensas de roca fresca desmantelada del material meteorizado están expuestas, particularmente encima de los 3.600 m, como en Morro Nevado (H-13, b-2, NW). Los lagos glaciales son comunes en muchas partes del territorio montañoso.

Los depósitos glaciales son simples y, hasta donde se ha podido determinar, de sólo una edad. Cuatro morrenas paralelas sucesivas, que presentan etapas en el retroceso del frente de un glacial que ocupó el lugar, se extienden en el valle de la quebrada Los Salados, al sureste del Morro Nevado (H-13, b-2, SW), donde tuerce formando un ángulo recto. En ninguna otra parte se observaron morrenas múltiples.

Son comunes, depósitos fluvio-glaciales de valle, aguas abajo de los sitios de los glaciales. Estos depósitos pueden reconocerse por su asociación con morrenas y porque cerca de las cabeceras los depósitos contienen cantos de mayor tamaño que los que están siendo movidos por las corrientes actuales. Los depósitos de valle parecen pasar a los de terraza en la parte baja de los valles. Esto se observó en la quebrada Ramírez, al este de Cachirí y en las quebradas Honda y Los Salados, al este de Mutiscua. Grandes terrazas en los valles al norte de El Portillo, en las cabeceras del río Mataperros (H-13, b-5, W), parecen ser depósitos de las aguas de deshielo que resultaron de los primeros glaciales cercanos. Los depósitos de terraza de gran parte del área son discontinuos y fragmentarios debido a las fuertes pendientes de los valles angostos en algunas de las corrientes de montaña. Sin embargo, es razonable deducir, que la mayor parte de las terrazas, si no todas, en los valles más grandes del territorio montañoso, fueron depositadas simultáneamente con la glaciación. Esta probablemente estuvo acompañada por precipitación creciente (Van der Hammen y González, 1963), que ocasionó incremento en la erosión y transporte por las corrientes en el territorio montañoso.

DEPOSITOS DE TERRAZA Y DE CONO ALUVIAL

Estos depósitos están ampliamente distribuidos en la mitad sur del área de estudio. Muchos de los valles mayores tienen terrazas o remanentes de terraza con superficies más arriba de la actual superficie de inundación. Estas tienden a ser más anchas, más extensas y menos disectadas en los tramos superiores de los valles. Pueden verse ejemplos en Mogotes, en el páramo cerca de Berlín y en los valles de los ríos Guaca y Perchiquez. Aguas abajo, particularmente en los cañones más profundos, los depósitos de terraza están disectados y son completamente fragmentarios, parecen ser remanentes de depósitos aluviales más extensos que anteriormente pudieron haber rellenado la mayor parte de los grandes valles de la zona, pero que ahora están sufriendo erosión. En algunos sitios, se encuentran una o dos terrazas fragmentarias más pequeñas y más bajas, con superficies no muy arriba del actual plano de inundación.

Estas fueron observadas en sitios a lo largo del río Chicamocha, cerca de Cepitá y en el área de Bucaramanga a lo largo del Río de Oro y sus tributarios.

Extensos conos aluviales enlazantes en Bucaramanga y al sur llenan parcialmente la cuenca al oeste del frente montañoso. Estos depósitos están siendo disectados por el drenaje actual. Cerca de Bucaramanga, el Río de Oro fluye unos 150 m y el Suratá, unos 350 m debajo de la superficie de los conos. Al sur, hacia Floridablanca y Piedecuesta, los conos enlazantes están menos disectados y forman una superficie aproximadamente continua con declive hacia el oeste. El ápice de cada cono coincide, pero a una altura considerablemente más alta, con la desembocadura de un valle actual que nace del frente montañoso.

La terraza de Bucaramanga sobre la cual está situada la ciudad del mismo nombre, ha sido descrita por: De Porta (1959, p. 5-13) y Julivert (1963, p. 41 - 59). La parte inferior de la terraza está compuesta de grava, arena, limo y capas menores arcillosas fluviales. La parte superior está compuesta de cantos no calibrados que se interpretan como depósitos coluviales. Estos adelgazan lejos del frente montañoso, tienen un gradiente superficial más grande que el de los depósitos fluviales subyacentes y están restringidos a una zona paralela a lo largo de los valles.

El gradiente de la superficie de los depósitos fluviales parece ser más suave que aquel de la superficie de la terraza sobre los depósitos coluviales subyacentes. El tope de éstos en el borde de la terraza de Bucaramanga, sin considerar la garganta del río Suratá, está a unos 700 m. Hacia el norte, la parte más alta de los mismos, yace a unos 825 m. Hacia Girón, las superficies planas en los remanentes de la terraza disectada ocurren a unos 850 a 825 m. La superficie pudo haber sido nivelada con relación a una divisoria del río Sogamoso que ocurre aproximadamente a unos 900 m de elevación sobre el lado occidental de la Mesa de Los Santos. Sin embargo, el eje actual a lo largo de la parte más baja de la superficie de los depósitos parece hundirse hacia el norte en vez de hacia el sur, en la dirección del drenaje actual. Los depósitos de terraza parecen haber llenado completamente el valle de Bucaramanga-Girón, porque terminan contra la pared occidental de éste cerca de Girón, donde se levantan contra la Falla Suárez (Julivert, 1963, figs. 6 y 7, láminas II y III). Aquí los escombros de derrumbe de las pendientes al oeste, cubren inconformemente los depósitos de terraza invertidos.

Los depósitos fluviales inferiores parecen derivarse principalmente de areniscas jurásicas

y cretáceas. Esto es particularmente cierto al sur de Girón y sugiere una fuente en aquella dirección. Julivert (1958, p. 34-36) propuso que los depósitos fueron acumulados por el río ancestral del Chicamocha - Sogamoso, antes de la captura desde el oeste por corrientes al norte de Zapatoca.

Remanentes de terrazas, aparentemente continuos inicialmente con los depósitos fluviales de la terraza de Bucaramanga, flanquean los lados de los ríos Suratá y Tona en las montañas al este de la ciudad del mismo nombre.

La cuña de material coluvial en el tope de la terraza de Bucaramanga, tiene una superficie algo irregular. Rasgos como los lagos de Florida y los lagos del Cacique al sur de Bucaramanga pueden ser depresiones naturales sobre una superficie inicialmente irregular. Los cantos en el material varían desde cuarcita dura (Formación Tambor), pasando por arenisca arkósica friable, blanda, blanca a púrpura (Formación Girón), a neis feldespático muy blanco, casi saprolítico (Neis de Bucaramanga) y cuarzomonzonita (cuarzomonzonita de La Corcova). El color de la matriz es un rojo intenso en muchos sitios, pero en otros, es marrón a gris amarillento uniforme. El último material parece derivarse enteramente de las áreas que cubren la cuarzomonzonita de La Corcova, como puede observarse en un corte de la carretera cerca de Floridablanca. El material que constituye los depósitos coluviales debe haberse derivado de roca parental intensamente meteorizada, tal como se halla hoy en las montañas al este de Bucaramanga. En algunos lugares, materiales de diferente color y textura están en fuerte contacto entre sí. Esta relación sugiere que los depósitos coluviales son compuestos; los depósitos individuales se derivaron de una gama amplia de roca parental.

Los depósitos modernos de deslizamiento se hallan en toda la Zona III, pero hoy en ninguna parte los depósitos coluviales son tan extensos como los que se están acumulando en la terraza de Bucaramanga. Algunos grandes depósitos inactivos de deslizamiento, tales como los del Lago de Ortices (I-13, a-1, SE) son contemporáneos con los coluviales de la terraza de Bucaramanga. Julivert (1963, p. 55) comenta sobre la ocurrencia generalizada de este tipo de depósito en la Cordillera Oriental.

Pequeñas terrazas cuyas superficies están a alturas más bajas que las de los depósitos de terraza y del tipo Bucaramanga, se hallan en el área de esta ciudad, cerca de Mogotes y de Cepitá en el río Chicamocha. Las superficies de estas terrazas están más cercanas a las elevaciones de los actuales planos de inunda-

ción adyacentes que a las alturas de los depósitos de cono y de terraza.

Los depósitos de terraza y de cono ocurren tan ampliamente en la zona y en todas partes muestran tales características semejantes, que se les considera representativos de un depósito único cronoestratigráfico. Su amplia distribución sugiere que se formaron en respuesta a un cambio en las condiciones climáticas más bien que a cambios en el nivel de base de corrientes debido a tectonismo local (Prof. Roy J. Shlemon, comunicación oral, 1968). En la sección sobre los depósitos glaciales, indicamos que los depósitos de terraza y de cono pueden estar relacionados a los glaciales por el empuje de las superficies de los depósitos de terraza con éstos. Esto no se ha hecho sistemáticamente, pero es razonable deducir que se formaron contemporáneamente. Las pequeñas terrazas inferiores, por lo tanto, son más jóvenes y representan pausas en la erosión post-glacial debida a fluctuaciones climáticas o posiblemente tectónicas.

DEPOSITOS COLUVIALES

Áreas con gruesos depósitos de deslizamiento, talud, corrientes de lodo y de otros depósitos coluviales, se han agrupado en una sola unidad en los mapas geológicos. Los depósitos de deslizamiento son los más comunes en las pendientes fuertes, particularmente donde una roca más resistente descansa sobre otra menos resistente. La edad de estos depósitos, como se sugirió en la sección anterior, probablemente va del Pleistoceno al Holoceno. El deslizamiento es un proceso activo en toda la zona.

Los deslizamientos forman la parte más grande de esta unidad del mapa en la parte oriental del Cuadrángulo H-13. En c-4, W, un área de 4 a 5 km² de arenisca de la Formación Aguardiente, se ha resquebrajado y deslizado buzamiento abajo hacia el sureste, en dirección del río Chitagá. En b-7, E, los deslizamientos de una cuenca circular en las formaciones Aguardiente y Capacho, tienen salida a través de la angosta quebrada Agua Sucia, hacia el río Servitá. En c-7, SE, ocurrió un gran deslizamiento en las formaciones Barco, Colón y Mito Juan, el cual se movió hacia el noreste, dirección de la quebrada El Oso. En la superficie de estos deslizamientos pueden verse, con base en las fotografías aéreas, rasgos que son semejantes a los que se ven en las superficies de glaciales, incluyendo fracturas y prominencias transversales a la dirección del movimiento.

ALUVIONES

Las áreas más extensas de aluviones flan-

quean las corrientes principales tales como, los ríos Lebrija y Sogamoso, en los sitios donde entran al Valle del Magdalena, en la parte occidental del Cuadrángulo H-12.

En las áreas montañosas, los depósitos aluviales son escasos. Algunos de éstos cartografiados como aluviones en el páramo alto, posiblemente son en parte o enteramente correlativos, con los depósitos de terraza y de cono y pertenecen posiblemente a Pleistoceno.

METAMORFISMO

METAMORFISMO DINAMOTERMICO REGIONAL

El patrón de metamorfismo regional, en la mitad sur de la Zona III, se complica a causa de los batolitos post-metamórficos, la presencia de por lo menos dos períodos de metamorfismo regional y por el extenso fallamiento que ha yustapuesto, en el presente nivel de afloramiento, inmensos bloques del macizo que fueron metamorfoseados a diferentes profundidades en la corteza. De acuerdo con esto las isógradas comúnmente siguen los límites estratigráficos, los contactos de masas intrusivas, o fallas. Donde las isógradas siguen fallas o límites estratigráficos, las mismas unidades de rocas hacen de zonas metamórficas delimitadas por las fallas o contactos estratigráficos. Las isógradas dibujadas, muestran la presencia inicial de ciertos minerales índices que se forman en la cúspide del metamorfismo regional.

Las isógradas del Neis de Bucaramanga y de la Formación Silgará parecen formar un patrón único y simple a pesar de que probablemente interviene más de un período de metamorfismo que ha efectuado las rocas más viejas. La distribución de las isógradas no fue influenciada por los batolitos del Jurásico-Triásico del Grupo Plutónico de Santander.

Las isógradas de la Formación Floresta no coinciden con las de las rocas subyacentes. Con excepción de algunos sitios de la Formación Diamante, las unidades de rocas más jóvenes que la Formación Floresta, no están metamorfoseadas. Sin embargo, la Formación Diamante del Pérmico carbonífero está notablemente recrystalizada en áreas en que la Formación Floresta muestra el mayor metamorfismo.

NEIS DE BUCARAMANGA

El Neis de Bucaramanga está constituido por rocas de alto grado de metamorfismo, completamente dentro de la isógrada de la sillimanita, que pertenece a la facies anfíbolita alta. La asociación de minerales indica un

metamorfismo, de tipo Bosost a causa de que la kyanita y el granate, están ausentes por completo, existiendo predominio de la andalucita y la cordierita (Winkler, 1967, Tabla 7). Las asociaciones típicas se muestran en la Tabla 3.

El neis soportó diferentes grados de metamorfismo retrógrado en los cuales, los silicatos de aluminio han sido sericitizados y la cordierita pinitizada. A causa de la dificultad de distinguir en el campo la moscovita primaria de la secundaria, solamente se muestra la primera isógrada de la sillimanita que marca el comienzo de la sub-facies sillimanita - cordierita - moscovita - (almandina) de la facies anfibolita - cordierita (Winkler, 1967, p. 121 - 122). Un examen de la asociación de minerales (Tabla 3) muestra que también alcanzó a sub-facies sillimanita - cordierita - ortoclasa (almandina). Rocas de esta sub-facies se encuentran muy esparcidas. Debe ser notada la presencia de andalucita y sillimanita en una asociación. Una discusión sobre esto se hará al tratar de la Formación Silgará.

En la faja del Neis de Bucaramanga, que aflora al este de la ciudad del mismo nombre, el granate es muy raro; sólo una traza de este mineral se halló en una muestra; su composición es desconocida. Los silicatos de aluminio son andalucita y sillimanita con cordierita asociación que indica bajas presiones y temperaturas altas. No se ha encontrado ortopiroxeno pero si generalmente biotita, lo que indica que ninguna de las rocas está incluida en la facies granulita. No se halló wollastonita en las rocas calcáreas.

Las mismas asociaciones predominan en la faja del Neis de Bucaramanga de la faja néisica Berlín-Vetas. Se observó una traza de granate en el área de Tona, pero este mineral falta en la parte principal de esta faja. Solamente en el paraneis del río Caraba al noreste de Berlín cerca de la Formación Silgará, se encuentra granate en forma abundante. Es muy interesante anotar que algunos estratos del neis granítico contienen trazas de este mineral.

El Neis de Bucaramanga en el área Chitagá-Pamplona tiene asociaciones similares a las que se observaron en otras partes. Al este de Chitagá la mayoría de las rocas parecen estar comprendidas dentro de la sub-facies sillimanita - cordierita - ortoclasa - (almandina).

Estas rocas fueron metamorfoseadas a temperaturas del orden en que se forma el neis migmatítico por anatexis de las rocas de composición apropiada.

El carácter migmatítico de la mayoría del Neis de Bucaramanga está en armonía con el grado de metamorfismo involucrado. Como

se dijo al discutir o describir este neis, algunos estratos son demasiado gruesos y obviamente de posición y estructura demasiado discordantes para haberse formado por anatexis in situ. Sin embargo, muchas de las pequeñas características del neis migmatítico pueden tener origen local anatético. Estructura fluidal en algunos de estos neises indican una plasticidad extrema durante la deformación; algunas capas de meta-arenita tienen una apariencia muy granitoide.

FORMACION SILGARÁ

La Formación Silgará es típicamente de grado bajo a medio. Sus asociaciones minerales corresponden a la facies esquisto verde o anfibolita baja, aunque localmente ocurren asociaciones diagnósticas de la anfibolita alta. Así como el Neis de Bucaramanga, la Formación Silgará fue afectada en grados variables por metamorfismo retrógrado.

El rango de facies series en la cual la Formación Silgará ha sido metamorfoseada es más aparente que en el Neis de Bucaramanga. En la parte norte de la faja de la quebrada Silgará, las rocas están dentro de la facies de los esquistos verdes pero hacia el sur, éstas pasan a la de anfibolita. Cloritoide, estauralita y granate en general, no se encuentran, a excepción de algunas trazas muy raras. En las de grado alto hacia el sur, las pelíticas, contienen andalucitas, cordierita y sillimanita (Tabla 3). Estas asociaciones son típicas de la facies serie tipo Abukuma o Bosost. En el área de Tona el granate y la estaurólita están presentes aunque no es gran abundancia. En el resto de las fajas de la Formación Silgará, asociaciones típicas en la facies de los esquistos verdes alta y anfibolita baja contienen granate y estaurólita; con aumento de metamorfismo, andalucita, cordierita y sillimanita. La presencia de granate y estaurólita en rocas de grado bajo a medio en esta área podría interpretarse como evidencia de que la Formación Silgará fue metamorfoseada con una serie de presiones más altas que en cualquier otro sitio. En algunas rocas en las zonas de Silos y Pescadero, la clorita persiste dentro de la facies anfibolita probablemente debido a una composición poco usual de la parte principal de estas rocas.

La paragénesis mineral en la Formación Silgará, así como la que se encuentra en el Neis de Bucaramanga, sugieren una historia metamórfica compleja. Moscovita, clorita, biotita y sillimanita tempranas pero particularmente fibrolita por lo general, están orientadas paralelas a la foliación o al clivaje. El eje longitudinal de los cristales de andalucita y estaurólita, tiene la tendencia a yacer en el plano de foliación; pero se encontró que está orientada al azar en este plano. La orientación de estos dos minerales puede ser mimética o controlada por zonas angostas de composi-

ROCAS META-PELITICAS, META-LIMOLITAS Y CUARCITAS		META-LIMOLITA Y META WACKA		ROCAS CALCAREAS Y HORNBLENDICAS	
ASOCIACION	FORMACION	ASOCIACION	FORMACION	ASOCIACION	FORMACION
Facies asociadas de esquistos verdes					
Cuarzo-Moscovita-Clorita+Magnetita	Silgará-A, *Floresta	Cuarzo-Plagioclasa-Moscovita-Clorita.	Silgará-A	Cuarzo-Calcita producen asociaciones que incluyen: Cuarzo-Epidota-Moscovita-Clorita.	Silgará-A
Cuarzo-Moscovita-Magnetita	Id.	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Moscovita-Clorita+Feldespato Potásico.	Id.		
Cuarzo-Moscovita-Clorita-Biotita.	Id.	Cuarzo-Plagioclasa-Moscovita+Feldespato Potásico.	Id.		
Cuarzo-Moscovita-Clorita-Granate	Silgará-B, *Floresta	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Feldespato-Potásico+Moscovita.	Id.		
Cuarzo-Moscovita-Cloritoide-Granate	Silgará-B	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Feldespato-Potásico+Granate.	Id.		
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Magnetita.	Silgará-A				
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Granate	Silgará-B				
Facies asociadas de anfífolita - Estaurolita o andalucita Isógrada					
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Estaurolita+Granate.	Silgará-B	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Moscovita+Feldespato Potásico.	Silgará-A	Cuarzo - Calcita	Silgará-A
Cuarzo-Plagioclasa-Moscovita-Estaurolita+Granate.	Silgará-B	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Moscovita-Estaurolita+Granate.	Silgará-B	Cuarzo-Calcita-Biotita-Talco	Id.
Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Moscovita-Estaurolita+Granate.	Id.	Cuarzo-Plagioclasa-Moscovita-Estaurolita-Granate.	Id.	Cuarzo-Plagioclasa-Calcita-Hornblenda.	Id.
Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Moscovita-Estaurolita - Andaluclita+Granate.	Id.	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Feldespato Potásico+Granate.	Silgará-A	Cuarzo-Plagioclasa Biotita-Clorita-Hornblenda	Id.
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Andaluclita-Cordierita+Granate.	Silgará-A			Hornblenda-Plagioclasa-Epidota-Biotita.	(Meta ígneo)
Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Moscovita - Cordierita-Andaluclita.	Neis Bucaramanga (?)			Cuarzo-Epidota-Hornblenda-Calcita-Diópsido	Silgará A
	-Sillimanita isógrada			Cuarzo-Plagioclasa-Calcita-Moscovita-Granate	Id.
				Cuarzo-Hornblenda-Epidota.	Neis Bucaramanga
				Cuarzo-Tremolita-Hornblenda-Granate-Flogopita.	Id.
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Sillimanita-Granate.	Silgará-B	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Moscovita-Sillimanita+Granate.	Silgará-A	Diópsido-Tremolita-Plagioclasa-Epidota.	Id.
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Sillimanita.	Neis Bucaramanga	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Moscovita-Feldespato Potásico+Sillimanita	Silgará-A Neis Bucaramanga.	Diópsido-Tremolita-Fosforita-Plagioclasa-Calcita.	Id.
Cuarzo-Moscovita-Biotita-Sillimanita-Feldespato Potásico.	Id.	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Feldespato Potásico+Granate.	Id.	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita.	Id.
Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Cordierita-Sillimanita+Granate.	Id.	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Feldespato Potásico+Sillimanita.	Neis Bucaramanga.	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Tremolita-Feldespato Potásico.	Id.
Cuarzo-Biotita-Andaluclita-Cordierita-Feldespato Potásico.	Id.	Cuarzo-Plagioclasa-Biotita+Hornblenda.	Id.		
Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Cordierita-Feldespato Potásico.	Id.				
Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Cordierita-Andaluclita-Feldespato Potásico+Sillimanita.	Id.				
Cuarzo-Plagioclasa-Biotita-Sillimanita-Feldespato Potásico+Granate.					



* Silgará-A, Formación Silgará en todas las áreas. * Silgará-B, Formación Silgará en todas partes excepto en la zona Norte de Bucaramanga.

ASOCIACIONES MINERALES DE LAS ROCAS METAMORFICAS, EN LA MITAD SUR DE LA ZONA III, SANTANDER Y NORTE DE SANTANDER, COLOMBIA

(Nota: Moscovita, Clorita y Epidota solamente se dan cuando se cree que estos elementos son prógrados)

cion adecuada. En algunos especímenes el granate muestra una estructura en espiral.

De otra parte, algunos porfiroblastos de biotita y clorita han crecido a través de la foliación. La moscovita tardía forma emparrillados de pajuelas finas o grupos de escamas poikiloblásticas grandes sin ninguna orientación preferencial. Estas moscovitas pueden estar relacionadas con un metamorfismo retrógrado muy extenso. Muchos porfiroblastos de cordierita y algunos de andalucita contienen agujas de sillimanita cuyos ejes longitudinales yacen en el plano de foliación. Esta relación sugiere un crecimiento post-kinemático de la andalucita y la cordierita y además demuestra la no contemporaneidad de minerales individuales en las asociaciones de que se habló anteriormente (Tabla 3).

La cristalización metamórfica que pudo haber sido continua o efectuada por etapas, ocurrió bajo condiciones cambiantes de presión y temperatura. Las relaciones petrográficas antes descritas brevemente pudieron observarse en el Neis de Bucaramanga y en la Formación Silgará sugieren que una fase temprana de metamorfismo con un elemento fuertemente dinámico fue seguida por otra más estática. Los minerales aparentemente tipomórficos de las facies series Abukuma en estas rocas, pueden ser en parte la superposición de las condiciones estático-termales de metamorfismo sobre un conjunto temprano posiblemente formado en una facies series diferente. El cambio de cristalización bajo condiciones dinámicas a cristalización bajo condiciones estáticas pudo haber ocurrido bajo un período único y continuo de metamorfismo.

FORMACION FLORESTA METAMORFOSEADA

La Formación Floresta en algunas localidades fue metamorfoseada dentro de la facies de esquistos verdes formándose a pizarras argilitas a filitas. Cuarzo, clorita y moscovita, constituyen la asociación mineral común. Porfiroblastos de granate, cloritoide y biotita se hallan solamente en el área al sur de Berlín en el extremo norte de la faja Covarachía-Silos de la Formación Floresta; es posible que algunas de estas rocas realmente hagan parte de la Formación Silgará.

Las estructuras y minerales de las rocas de la Formación Floresta son producto de metamorfismo dinamo-térmico. En el área de Mogotes por ejemplo, tres tipos de planos S se pueden distinguir así: estratificación -S1, foliación primaria -S2 y clivaje desplazado (Slip) S3. Los minerales metamórficos están orientados paralelamente a S2 que no siempre coincide con S1 y un poco de reorientación y recristalización de los minerales que acompañaron el desarrollo de S3. No se ob-

servaron en esta área porfiroblastos post-cinemáticos tardíos.

ORTONEIS

Las asociaciones minerales de los diferentes tipos del ortoneis son estables en una amplia gama de condiciones metamórficas de grado medio a alto. Sin embargo, donde el grado de metamorfismo de las rocas encajantes es bajo (facies de esquistos verdes), el ortoneis contiene más clorita y epidota, plagioclasa, completamente alterada, mostrando menos recocción de la textura cataclástica que el ortoneis encajado en rocas de mayor grado de metamorfismo. Esas características están bien expuestas en el ortoneis alrededor de Covarachía y Capitanejo donde las rocas que lo circundan son de grado metamórfico bajo en contraste con las de ortoneis de grado metamorfismo alto al norte de Berlín.

La concordancia de la foliación y lineación en el ortoneis con esas estructuras en rocas adyacentes al Neis de Bucaramanga y a la Formación Silgará, se interpreta como un indicio acerca de que todas las tres rocas fueron sometidas al mismo metamorfismo dinamo-térmico. Se ignora si el ortoneis fue emplazado como magma durante el metamorfismo o si la roca plutónica fue intruída y solidificada antes del metamorfismo. Determinaciones radiométricas de edad (Tabla 2) y observaciones en muchas partes del planeta de que el emplazamiento de los batolitos y el metamorfismo regional de alto grado están relacionados espacialmente; se toma como evidencia de que el ortoneis fue emplazado más o menos al mismo tiempo con el metamorfismo regional progresivo de las formaciones Neis de Bucaramanga y Silgará. Detalles de las texturas internas y de las estructuras del ortoneis, se dieron antes en la sección descriptiva de la unidad.

METAMORFISMO RETROGRADO

Muchas características indican un metamorfismo retrógrado muy extendido como se dijo en párrafos anteriores. Estas se hallan más pronunciadas en el Neis de Bucaramanga y en ciertas áreas de la Formación Silgará. La Formación Floresta no muestra efectos de retrogradación.

En el Neis de Bucaramanga las características más sobresalientes de retromorfismo son cordierita pinitizada, plagioclasa saussuritizada, y sillimanita y andalucita sericitizadas. El feldespato potásico generalmente no está afectado aunque se puede encontrar en algunos sitios caolinizado o sericitizado. La hornblenda está afectada muy poco aunque algunos nidos de epidota, biotita y clorita con esfero y óxido de hierro en algunas rocas,

pueden ser los restos de una alteración completa de la hornblenda. Moscovitización esparcida y penetrante es característica de gran parte del metamorfismo retrógrado. En algunos sitios es difícil distinguir esta moscovitización de la causada por el metamorfismo dinámico producido por cizallamiento local y fallamiento. En algunas rocas la moscovitización ha producido solamente emparillados de sericita; en otros lugares ésta parece haberse juntado para formar grandes pajuelas de moscovita, sin orientación definida y comúnmente poikiloblásticas que han reemplazado los silicatos de aluminio o cordierita. En muchas rocas la fibrolita es pseudomorfa de moscovita, pero en otras existen agujas de sillimanita orientadas que se han preservado en porfiroblastos de moscovita. En otras, ambas reacciones han tenido lugar por lo cual la biotita alterada a clorita, suministra el potasio para la sericitización de los silicatos de aluminio.

El metamorfismo retrógrado en la Formación Silgará y particularmente en las rocas de las facies esquistos verdes, es menos evidente que el que se observa en el Neis de Bucaramanga. Esto es debido a que las asociaciones minerales de bajo grado son más o menos estables bajo las condiciones de metamorfismo retrógrado. En rocas dentro de la facies de anfibolita baja, en especial en la faja Pescadero - Aratoca, el granate ha sido en parte cloritizado y la estaurilita alterada hasta cierto punto a sericita y clorita. Por otra parte las reacciones, son semejantes a aquellas en el Neis de Bucaramanga. Se puede distinguir clorita retrógrada de clorita prógrada, haciendo uso de los colores de interferencia anómalos de la primera y por sus inclusiones de óxido de hierro y en algunos casos de leucoceno causadas por la separación de minerales en soluciones sólidas.

Efectos retrógrados semejantes se observan en el ortoneis. Sin embargo, las asociaciones restringidas de minerales de estas rocas las limitan los minerales afectados a biotita y plagioclasa que pueden ser parcialmente cloritizados y saussuritizados respectivamente.

El metamorfismo retrógrado fue acompañado por actividad apreciable de agua y potasio. Aparentemente las temperaturas fueron las mismas que las de las facies de los esquistos verdes. El tiempo de este metamorfismo en relación con el prógrado no se conoce y únicamente puede afirmarse que es más joven que el metamorfismo de la Formación Silgará.

METAMORFISMO DE CONTACTO

Los efectos metamórficos de contacto de los batolitos del Grupo Plutónico de Santander, son menores. No se observó ninguna cornubianita. El único efecto observado en el cam-

po, fue un engrosamiento en el tamaño del grano de la moscovita en ciertas rocas de la Formación Silgará, en sus contactos con los intrusivos. Por ejemplo, grandes láminas redondeadas de moscovita poikiloblástica son prominentes cerca del contacto con el granito de Pescadero, al sur del puente sobre el río Chicamocha, en Pescadero. Probablemente, sin embargo, más efectos tuvieron lugar en las rocas de los respaldos que los que han sido observados.

La contaminación de las rocas plutónicas por los metasedimentos, sin embargo, es generalmente más notoria. La moscovita y el granate son comunes y en granito y cuarzomonzonita, cerca del contacto con los metasedimentos. Esto se observó a lo largo del lado oriental del Batolito de Rionegro y en algunas partes de la cuarzomonzonita de La Corcova. El granito de Durania está ampliamente contaminado por el esquisto que intruye. La cuarzomonzonita de Santa Bárbara es, en algunos sitios, más biotítica y contiene hornblenda en sus contactos con rocas hornbléndicas.

RESUMEN Y DISCUSION

El metamorfismo dinamo-térmico regional del Neis de Bucaramanga y de la Formación Silgará, es de la facies series de tipo Bosost en la faja de rocas metamórficas del lado oeste del macizo al este de la Falla de Bucaramanga, y posiblemente, de la facies series tipo Pirineos oriental a lo largo del lado este del macizo y en la Formación Silgará, al oeste de la Falla de Bucaramanga al sur de la ciudad del mismo nombre. Estas facies series pueden ser consideradas como variantes de las del tipo Abukuma. Con base en las asociaciones de minerales, se estima que las temperaturas máximas alcanzadas para el metamorfismo estuvieron comprendidas entre 600 y 700°C y las máximas profundidades de enterramiento fueron cerca de 10 km, para las rocas en el lado este del macizo y quizá 15 km, para aquellas en el lado oeste del mismo.

Sin embargo debe tenerse en cuenta que las rocas en el lado este del macizo, que muestran evidencias de haber estado sometidas a unas facies series de presión más alta que aquellas que se encuentran en el oeste, están restringidas a zonas de medio y bajo grado de la Formación Silgará. Es posible que mientras la curva de temperatura - presión de metamorfismo de tipo Abukuma, fue relativamente recta en la faja oeste la curva fue cóncava en la faja este con temperaturas menores a la normal en profundidades someras y temperaturas normales para este tipo de metamorfismo a profundidades mayores. La Formación Silgará es la que muestra más claramente la diferencia en las facies series

metamórficas y no el Neis de Bucaramanga. Esto puede ser interpretado como resultado de que el Neis de Bucaramanga haya sido metamorfoseado bajo condiciones diferentes y anterior a la Formación Silgará. Sin embargo, no hay una evidencia concreta para esta interpretación.

Una fase estática de recristalización térmica parece haber seguido a una fase dinámica más en el Neis de Bucaramanga y en la Formación Silgará.

El mayor metamorfismo dinamo-térmico regional, ocurrió antes que la deposición de la Formación Floresta la cual descansa inconformablemente y con discontinuidad metamórfica sobre rocas de la Formación Silgará y ortoneis. Una determinación radiométrica Rb/Sr en roca total en ortoneis y metadiorita, indica una edad Ordoviciano superior para el metamorfismo de éstas. A causa de que neises precámbricos de alto grado metamórfico están involucrados sin embargo, un período de alto grado precámbrico, pudo haber ocurrido antes del evento ordoviciano. Una alternativa es que las edades ordovicianas realmente son precámbricas parcialmente rejuvenecidas durante el metamorfismo post-Devónico. Esto sería posible si la Formación Silgará fuera también precámbrica y no cambro-ordoviciana, como se cree. Dataciones radiométricas que apoyan la edad ordoviciana del ortoneis, se encontraron en la cercana Cordillera de Mérida de Venezuela donde Bass y Shagam (1960, p.381) informan que edades Rb/Sr comprendidas entre 410 ± 40 y 420 ± 105 m.a, fueron obtenidas en moscovita de filita y roca total (esquistos) respectivamente. Hacia el sur, en la Serranía de La Macarena Pinson y otros (1962, p. 907-960) informan sobre edades de cerca de 436 y 484 m.a. en pegmatitas. Estas edades radiométricas de distribución muy amplia, sugieren un evento plutónico-metamórfico regional en el noroeste de Sur de América durante el Silúrico inferior - Ordoviciano superior.

El metamorfismo de la Formación Floresta es regional, prógrado y dinamo-térmico; además en todas partes, de bajo grado. Este también afectó la Formación Diamante del Permo-carbonífero, pero es anterior a la deposición de los sedimentos continentales de la Formación Bocas de edad Triásico. Una filita en la Formación Silgará, situada entre Sardinata y Ocaña en la parte norte de la Zona III, da una edad K/Ar de 221 ± 8 m.a. (Tabla 2) o sea Triásico Inferior aunque esta edad puede reflejar una renovación a causa de la vecindad del Batolito Aguablanca del cual se obtuvo una edad de 196 ± 7 m.a. (Tabla 2). La datación radiométrica de las metamórficas en la vecindad de la Cordillera de Mérida, ha dado edades semejantes que

varían entre 230 y 280 m.a. (Bass y Shagam, 1960, p. 381).

El metamorfismo retrógrado caracterizado por una actividad de mucha agua y potasio, afectó las rocas del Neis de Bucaramanga y la Formación Silgará en la mayoría de la Zona III. No se tiene certeza de la época en que ocurrió este metamorfismo, que puede estar relacionado al regional progresivo y de bajo grado de la Formación Floresta. El metamorfismo retrógrado parece estar muy extendido para relacionarlo con el emplazamiento de los batolitos del grupo plutónico de Santander que tienen efectos despreciables de contacto metamórfico, pero puede estar relacionado con el levantamiento inicial del magma.

ESTRUCTURA

CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS METAMORFICAS

Las características estructurales menores primarias están bien preservadas, aunque frecuentemente distorsionadas. En las formaciones Floresta y Silgará, características de escala menor tales como laminación, estratificación gradada, estratificación cruzada muy fina, acanalamiento y conglomerados intraformacionales, se encuentran en muchas rocas, particularmente en meta-limolitas y meta-areniscas de las facies de esquistos verdes de metamorfismo. En rocas de grado metamórfico, más alto, estas características son menos evidentes. En las demás alto grado, tal como en el Neis de Bucaramanga solamente se refleja una estratificación composicional tosca preservada de los sedimentos originales.

La foliación en el Neis de Bucaramanga es en la mayoría de los sitios paralela a la estratificación composicional, grande y pequeña escala, así que los símbolos de foliación en el mapa, indican normalmente la posición de las capas o también los restos de estratificación. Sin embargo, en las formaciones Silgará y Floresta, comúnmente la foliación y la estratificación no concuerdan entre sí, sólo en las rocas más arenáceas y con estratificación delgada se encuentran a menudo paralelas. En algunos sitios la foliación y la estratificación son ligeramente discordantes en especial en la zona axial de los pliegues; estas relaciones se ven mejor en las capas pelíticas más gruesas. Por consiguiente los símbolos de foliación en las Formaciones Silgará y Floresta no pueden ser tomado con seguridad como representativos de la posición de las capas o estratificación.

El clivaje desplazado (Slip) es la característica estructural más prominente en las rocas de la Formación Floresta, en el área de Mo-

gotes y en la faja de Covarachía-San Andrés. El clivaje desplazado (Slip) se presenta generalmente formando un ángulo bastante alto con la estratificación y la foliación; muchos de los símbolos de foliación en la Formación Floresta, fueron medidos sobre este clivaje y no pueden ser usados para interpretar las posiciones de los estratos y la foliación. En áreas donde el clivaje y la foliación fueron distinguibles, los símbolos de foliación y estratificación pueden ser confiables. El clivaje en la Formación Silgará es paralelo a las superficies axiales de "Crinkles, Chevron" o pliegues de arrastre en esquistos.

Las posiciones de los pliegues menores, el rumbo y buzamiento de sus superficies axiales pero más comunmente el rumbo y buzamiento de sus ejes, se indica en algunos lugares. Aunque la cartografía de estas características fue esporádica, ayudan a interpretar la estructura general de las rocas y la orientación del campo de fuerzas prevalecientes durante el plegamiento y el metamorfismo. Donde las posiciones de los ejes de plegamiento varían ampliamente sobre pequeñas áreas, los pliegues de varias generaciones fueron medidos o el fallamiento ha roto el patrón. En la última situación, dentro de un bloque en particular, éstas deben ser consistentes, pero puede haber una variación con las de bloques adyacentes. Donde se encuentran pliegues de varias generaciones, ejes con diferentes orientaciones pueden ser medidos en el mismo afloramiento. Lo anterior es común en el Macizo de Santander e indica una historia muy compleja de deformación. Se pueden reconocer dos orientaciones de los pliegues. La una está caracterizada por pliegues isoclinales muy apretados con una foliación que tiende a no ser paralela a la estratificación de las áreas axiales; la otra, por pliegues más abiertos con estratificación y foliación que desarrolla el clivaje desplazado (Slip), paralelo a las superficies axiales.

No se distinguen estos tipos en los mapas geológicos; los pliegues menores en el Neis de Bucaramanga son menos conspicuos aunque se encuentran pliegues isoclinales apretados. En los pliegues amplios la foliación y la estratificación, son comunes. En las rocas migmáticas los pliegues tienden a ser disarmonicos y reflejan el alto grado de elasticidad de ellas durante la deformación.

DIRECCIONES Y CARACTERISTICAS MAYORES DE LAS ESTRUCTURAS

Las posiciones (attitudes) estructurales en las rocas metamórficas son suficientes para indicar la dirección general de éstas; pero insuficientes para llegar más allá de sugerir localmente su patrón interno de plegamiento. Las direcciones de foliación y orientación de los pliegues son más o menos semejantes en el Neis de Bucaramanga, en las formaciones

Silgará y Floresta y en el ortoneis. Regionalmente estas orientaciones son norte-sur y paralelas a la dirección general de la Cordillera Oriental con sólo desviaciones locales. La continuidad de las direcciones en las rocas del basamento del macizo está rota por los batolitos y por rocas sedimentarias, donde éstas lo cubren.

FAJA BUCARAMANGA-SILGARA-CEPITA

En el Neis de Bucaramanga en la faja este de la ciudad del mismo nombre, tiene una dirección general norte a noroeste; pero las rocas están tan intensamente plegadas y cizalladas que muy poco se puede decir acerca de los patrones estructurales totales dentro de la zona. Los ejes de plegamientos son subparalelos o chocan contra la Falla de Bucaramanga y no hay duda que son más antiguos que ella. La existencia de un sinclinal, se insinúa en el neis en el área de Bucaramanga a Piedecuesta, comprendido entre la Falla de Bucaramanga y la cuarzomonzonita de La Corcova. El eje cabecea hacia el noroeste. Los ejes de los pliegues menores cabecean casi consistentemente hacia el noroeste en el neis desde Bucaramanga hasta el área de Tona y se mantiene más hacia el oeste que el rumbo de la Falla de Bucaramanga. Los buzamientos de la foliación en el neis comprendido entre el Plutón La Corcova y el Batolito Santa Bárbara, en el área de Sevilla al sur de la zona Cepita-Umpalá, son relativamente suaves. Más hacia el sur es muy notorio que los buzamientos en el neis estén orientados hacia el este en el lado este de la Falla de Bucaramanga y hacia el oeste en los techos pendientes en el Batolito de Mogotes al oeste de la falla. En la Formación Silgará al este del Batolito de Rionegro el rumbo general de la foliación, es norte - sur. Las rocas aparentemente están muy plegadas hacia el norte sin una pauta definida; cerca del extremo sur de la faja del Silgará, la formación del mismo nombre parece yacer en un sinclinal que cabecea hacia el norte.

Al sur de Matanzas y al noroeste de Tona, la Formación Silgará tiene una dirección, este-oeste; los buzamientos de los estratos y el cabeceo de los ejes de los pliegues, van hacia el noroeste apartándose del Neis de Bucaramanga subyacente. Aquí y cerca a Tona y en los parches del Silgará hacia el sur, las posiciones (attitudes) y el patrón de afloramientos, sugieren que el Silgará se encuentra casi horizontal.

FAJA PIEDECUESTA-ARATOCA-MOGOTES

Las rocas metamórficas en la franja desde Piedecuesta hasta Mogotes, yacen al oeste de la Falla de Bucaramanga y excepto por los techos pendientes del Neis de Bucaramanga, en el Batolito de Mogotes siguiendo esta fa-

lla en el Cuadrángulo I-13 están constituidos por la Formación Silgará y por la Formación Floresta en el área de Mogotes. En la zona Pescadero-Aratoca, los rumbos van hacia el norte y noroeste. Los planos axiales de los pliegues fueron medidos únicamente en un área al sur de Pescadero donde las posiciones sugieren un tumbamiento del plegamiento hacia el noreste. Aquí los ejes de los pliegues menores cabecean hacia el suroeste; sin embargo, al norte de Pescadero, cabecean hacia el noreste y hacia el sur en el área de Aratoca; este cabeceo de los pliegues es hacia el sureste. Esta distribución de cabeceos tiene forma de domo. El rumbo del clivaje y de la foliación cerca de Mogotes, es generalmente hacia el norte en tanto que el rumbo de las capas es generalmente este-oeste. La Formación Silgará al sureste de San Joaquín forma un sinclinal si la foliación y estratificación son paralelas. Las direcciones de los rasgos, planares en la Formación Floresta en esta área, tienden a seguir las direcciones de las rocas más antiguas. El clivaje desplazado (Slip) es muy notorio aquí en el Floresta y su rumbo es hacia el norte.

AREA BERLIN-VETAS-PARAMO SAN TURBAN

El rasgo estructural más notorio en el área del Paramo de San Turbán está constituido por un domo incompleto en la zona del río Caraba. Este domo cabecea moderadamente hacia el sur cerca al río ya mencionado y suavemente hacia el norte, en las áreas de Morro Nevado y Vetas. La Formación Silgará buza apartándose del domo en el lado este y rodea el Neis de Bucaramanga y el ortoneis, en el lado sur. En el mapa el patrón del ortoneis y de la Formación Silgará al oeste de Mutiscua, sugiere la presencia de pliegues isoclinales, que cabecean suavemente, dentro de la estructura mayor. El ortoneis parece representar el núcleo de un anticlinal y el Silgará hacia el oeste, un sinclinal complementario. Estos pliegues deben estar replegados cerca del río Caraba. Más al oeste, hacia Vetas y California, los patrones son menos claros. Sus rumbos van hacia el norte y la foliación y estratificación, por los menos en la parte oeste, buzan hacia el oeste. Cerca de Morro Nevado algunos afloramientos muestran pliegues de arrastre inversos con planos axiales que buzan hacia el oeste, lo que indica inversión hacia el este. Varios grandes pliegues isoclinales pueden ser observados en los excelentes afloramientos del Neis de Bucaramanga en esta área. Sin embargo, la carencia de observaciones dentro del área no permite determinar el patrón completo del plegamiento de esta franja. Al este de Cachirí la distribución de los tipos de rocas en el Neis de Bucaramanga sugiere un homoclinal buzando hacia el oeste o una secuencia isoclinamente plegada. Al sur de esta área hacia California, no hay un patrón claro.

AREA PAMPLONA - CHITAGA

Las rocas metamórficas que se encuentran en las vecindades de Pamplona y Chitagá, yacen sobre bloques limitados por fallas y muy poco se puede decir acerca de su patrón estructural. Las direcciones de la foliación y estratificación en general se dirigen hacia el norte como en todas partes. En Pamplona el ortoneis está muy cizallado con planos de cizallamiento vertical. La Formación Silgará en el área suroeste de Pamplona, cerca de Morro Negro parece que buza apartándose del Neis de Bucaramanga al este del granito de Durania que se interpone. Este neis cerca de Chitagá, también buza suave a moderadamente hacia el este; pero la Formación Silgará más al este, parece estar plegada asimétricamente hacia el oeste. Es escasa la información sobre la parte sur de esta faja.

FAJA BARAYA - GUACA - SAN ANDRES

Los rumbos en las rocas metamórficas de la faja al este del Batolito de Santa Bárbara también van hacia el norte. El clivaje buzando hacia el oeste y los planos axiales de los pliegues menores, sugieren que éstos en la Formación Floresta, están invertidos asimétricamente hacia el este. Los cabeceos de los ejes de los pliegues menores cerca a Baraya y San Andrés, van hacia el sur-suroeste como en el área de Aratoca. La orientación general de la estratificación y de la foliación es norte-oeste en el área al sur de San Andrés. Se han registrado orientaciones este-oeste en el Neis de Bucaramanga al oeste de la Falla de Bucaramanga al oeste de la Falla de Bucaramanga en esta área.

RESUMEN

Las direcciones estructurales prevalecientes en las rocas metamórficas en la mitad sur de la Zona III, son hacia el norte con rumbos norte-noroeste que predominan sobre los norte-sur y norte-noreste. La complejidad de la deformación parece decrecer desde las rocas más viejas hacia las más jóvenes. Donde las direcciones de las deformaciones más antiguas difieren de las más jóvenes, las impresiones de las primeras, se encuentran confusas. El plegamiento complejo observado en algunos afloramientos del Neis de Bucaramanga no pudieron ser mostrados adecuadamente en los mapas geológicos. Las características retrógradas en las rocas metamórficas predevónicas como cizallamiento local, milonitización y lineación en la mayoría del ortoneis, todos confirman una historia de deformación repetida, cuya cronología es oscura. Parece sin embargo, que las orientaciones en los campos de esfuerzo que produjeron deformaciones sucesivas, fueron en general semejantes y dieron como resultado pliegues, foliación y lineación cuya orientación gene-

ral norte - sur, se encuentra en todas las rocas.

LINEAMIENTOS

Los lineamientos trazados en las fotografías aéreas se tomaron como fallas en los sitios donde esta interpretación encuadró mejor en el patrón del mapa. En otros puntos, los lineamientos pueden ser fallas o diaclasas. La mayoría de éstos observados en el Batolito de Rionegro, en la parte noreste de H-12, son diaclasas que reflejan un patrón de fractura regional en las rocas uniformes del batolito. Estas diaclasas probablemente se formaron en conexión con los movimientos de la Falla de Bucaramanga. Tales lineamientos son menos evidentes en los otros batolitos.

Comunmente se desarrollan canales de drenaje a lo largo de fallas y diaclasas debido al carácter fracturado y generalmente débil de las rocas en tales lugares. Como consecuencia, muchos de éstos se hallan indicados por lineamientos en los mapas geológicos, aunque poco o ningún desplazamiento relativo pueda detectarse. En los estratos horizontales o casi horizontales, tales como en la Mesa de Los Santos, numerosos canales de drenaje lineales son aparentes en las fotografías aéreas, algunos con desplazamiento vertical relativo y otros sin ninguno.

MILONITA

En muchos lugares se encuentran zonas de milonita, filonita, neis milonítico y cataclásita. Muchas de estas zonas ocurren al este de la Falla de Bucaramanga, cerca y a varios kilómetros de distancia. Sin embargo, no están claramente relacionadas a la falla. Los buzamientos de algunas de estas zonas son suaves, en contraste con el aparentemente fuerte buzamiento de la Falla de Bucaramanga. Cerca de Piedecuesta, la milonita enrumba hacia la falla, pero podría argüirse que la milonita pudo haberse formado durante los movimientos iniciales de la falla, o haber sido rotada por los movimientos finales de la misma. Al noreste de Pescadero, cerca de Umpalá, la milonita buza suavemente alejándose de la falla. La milonita puede trazarse por unos 10 km al noreste de Los Curos, a lo largo del contacto del Neis de Bucaramanga con la cuarzomonzonita de La Corcova. Esta milonita buza hacia el oeste, en algunos sitios suavemente, hacia la Falla de Bucaramanga. Está expuesta a lo largo de la carretera, cerca de 1 km, al este de Los Curos (120-IV-B, c-14, SE). Otra faja angosta más al este, dentro de La Corcova, es vertical y presenta rumbo hacia el norte. Todavía más al este y expuesta sobre esta misma carretera, cerca del contacto oriental de La Corcova con el Neis de Bucaramanga, ocurre otra zona de milonita dentro de este neis, que buza suave

a moderadamente hacia el oeste, hacia el contacto intrusivo adyacente, con buzamiento más pronunciado.

Roca cizallada buzando suavemente hacia el oeste se encontró en algunos sitios a lo largo del río Sevilla, hacia el norte. Una zona muy angosta, de menos de 1 m de ancho que buza suavemente hacia el este, aflora en el contacto de la Formación Silgará con el Neis de Bucaramanga y la cuarzomonzonita de La Corcova, al oeste del Alto El Picacho, en la carretera Bucaramanga - Pamplona. Una u otra de estas zonas, puede conectar con el área sobre el lado oriental de la cuarzomonzonita de La Corcova sobre la carretera Los Curos-Guaca, hacia el sur.

Zonas angostas de milonita afloran en el Neis de Bucaramanga sobre la carretera Bucaramanga-Pamplona, unos pocos kilómetros por vía aérea al este de Bucaramanga. Sobre el rumbo y más al norte, con buzamiento hacia el oeste, milonita y filonita afloran a lo largo del lado occidental del río Suratá y en algunos sitios, en el bloque del Neis de Bucaramanga al este del mismo río, donde se encontraron buzamientos moderados tanto al este como al oeste. Con un trabajo más detallado podría ser posible trazar zonas de milonita y conectar algunos de los afloramientos antes descritos. En las fotografías aéreas no se ven fácilmente las zonas de milonita a causa del carácter relativamente competente de la roca y se pasan a menudo por alto en el campo durante los reconocimientos rápidos de cartografía.

En otras partes de la zona, la milonita aflora en ortoneis diorítico al suroeste de Bábea (110-IV-C, E-1, NW). El ortoneis de cerca de Pamplona está marcadamente cizallado. La milonita buza hacia el oeste en el ortoneis, cerca del contacto con la Formación Floresta al sur de Covarachía.

Alguna milonita puede relacionarse a fallas tardías de alto ángulo. Sin embargo, tales fallas están en lo general, típicamente caracterizadas por brechas con espacios abiertos y superficies discontinuas con espejos de falla y en algunos casos, por alteración hidrotermal. El amplio margen de deposiciones de la milonita y los buzamientos comunmente moderados o suaves, así como también su carácter competente y apretado, indican que representa una generación más antigua de fallamiento que se verificó en la profundidad de la corteza. Un estudio detallado de las zonas de milonita y su distribución podría revelar que el Macizo de Santander, experimentó en un tiempo apreciable fallamiento de ángulo bajo. Estas zonas; como algunas de las unidades de roca, han sido quizás plegadas y dislocadas por fallas posteriores. La antigüedad de alguna milonita está indicada por la presencia de cantos de ésta en con-

glomerados de la Formación Bocas, del Triásico, hallados al norte de Bucaramanga y al oeste de la falla del mismo nombre. La presencia de estos fragmentos de milonita, indican movimientos de falla en tiempos del Triásico o del Pre-Triásico. Alguna milonita puede ser tan antigua como la propuesta, orogénica del Ordoviciano superior que metamorfosó la Formación Silgará. No puede descartarse que alguna milonita esté relacionada con la Falla de Bucaramanga. Algunas zonas de milonita pueden marcar fallamiento inverso local contemporáneo con movimiento lateral de la Falla de Bucaramanga.

FALLAS PRE-CRETACEAS

Un sistema de falla más antiguo que el emplazamiento de la tonalita y granodiorita del plutón de Páramo Rico se postula para el extremo sur del domo del río Caraba según se describe en la sección sobre fallas de dirección norte.

El patrón de afloramiento de los depósitos continentales del Triásico y del Jurásico, sugiere depositación en cuencas de rumbo norte separadas por áreas positivas o de levantamiento diferencial y erosión post-depositacional en tiempos pre-cretáceos. En cualquier caso el fallamiento pudo haber jugado un papel importante. Los conglomerados en la Formación Bocas, cerca de la planta hidroeléctrica sobre el río Suratá, al noreste de Bucaramanga (109-IV-D, G-2, SW), contienen cantos de milonita y granito de un tipo presente en el macizo, hacia el este. Esto muestra que parte del macizo estuvo expuesto durante el Triásico. El fallamiento pudo haber continuado al levantamiento.

Julivert y Téllez (1963) han presentado evidencia de que las fallas de Aratoca y Suratá estuvieron activas en el tiempo pre-Cretáceo y que la de Suratá tuvo una dirección de movimiento opuesta a la que ha tenido desde el Cretáceo.

El control estructural del emplazamiento de los batolitos se discutió en una sección anterior. El fuerte control norte-sur, evidente en la distribución de los batolitos y en lo rectilíneo de sus bordes oriental y occidental, sugiere un control de fallas prebatolíticas o casi contemporáneo. La edad de estas fallas no sería más reciente que Triásico Inferior a Jurásico. Estas probablemente son más jóvenes que los depósitos marinos del Pérmico y del Carbonífero.

FALLA DE BUCARAMANGA

La Falla de Bucaramanga domina el patrón de fallas en la mitad sur de la Zona III (fig. 11). Es una falla de extensión regional que puede trazarse desde cerca del extremo

sur del Macizo de Santander hasta la costa caribe, al oeste de Santa Marta, donde toma el nombre de Falla de Santa Marta, que ha sido aplicado también a la falla en el área de Bucaramanga. Se prefiere conservar el nombre Falla de Bucaramanga para la parte del sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga en la Zona III, al menos para la parte al sur de Ocaña, porque no es sólo un lineamiento recto sino que parece ser un sistema de alguna complejidad (fig. 11). La clara expresión topográfica del sistema de la falla está limitada al área al sur del valle del río Cesar (toda la fig.11). Hacia el norte, la Falla de Santa Marta, se expresa principalmente en el subsuelo (Tschanz, comunicación escrita, 1968).

El rasgo más notorio de la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Santander es su expresión topográfica, aunque hay algunas áreas donde ésta es oscura. A lo largo de la mayor parte de su extensión, presenta un notable lineamiento recto, expresado en valles lineados y diferencias en las unidades litológicas a cada lado, observaciones consistentes con la opinión de que la falla tiene un buzamiento fuerte. El buzamiento aparentemente fuerte y la gran distancia a lo largo de la cual pueden trazarse los lineamientos, comprueban que es una gran falla de rumbo (wrench) como lo sugieren Raasveldt (1956), Rod (1956), Young (1956), Alberding (1960), Moody y Hill (1956) y Campbell (1965). Campbell calcula un desplazamiento lateral izquierdo según el rumbo de 110 km. Basado en evidencias diferentes, Tschanz (comunicación oral) calcula un desplazamiento similar de 100 km. Sin embargo, Julivert (1958, 1961 y 1970) con base en la evidencia en el área de Bucaramanga, enfatiza la importancia de la componente vertical y considera la Falla de Bucaramanga como una falla marginal de un bloque montañoso levantado, con desplazamiento primariamente vertical. Una completa discusión del sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga y su relación a la tectónica de la parte norte de Sur América, está más allá del alcance de este estudio y la discusión que sigue se referirá a la falla tal como se presenta en el área.

DESCRIPCION

La Falla de Bucaramanga parece ser una zona de fallamiento en la cual el desplazamiento principal ocurre en una falla particular. En algunos lugares se han observado zonas de fallas paralelas, como cerca de Bucaramanga y lineamiento paralelos a la falla principal, en otros lugares, particularmente al norte de esta ciudad. No hay gran zona triturada o de brecha comparable a la mencionada por Feininger (1970, p. 1203) a lo largo de la Falla de Palestina en Antioquia oriental, ni extendida milonitización. La zona de falla

contiene mucha roca fracturada y localmente cizallada, con numerosas superficies de espejos de falla orientadas en diferentes direcciones. Ningún estudio sistemático se ha hecho de las orientaciones de las superficies de espejos de falla o de las estrías. Las superficies de las fallas individuales que se formaron durante el último movimiento buzaron fuertemente. Como se mencionó en una sección anterior, las zonas de milonita, en parte probablemente más antiguas que la Falla de Bucaramanga, buzaron de moderada a suavemente acercándose o alejándose de ella. Las zonas de milonita están en algunos sitios cortadas por las fallas más inclinadas.

La Falla de Bucaramanga tiene una traza aproximadamente recta, desde el borde norte del Cuadrángulo H-12 (c-1) hasta el río Manco, cerca de Los Curos (d-7, NE). Esta traza se halla interrumpida solamente donde la falla está desplazada por otras de rumbo noreste. Presenta un rumbo casi sur de Los Curos al sur, hasta cerca de Cepitá (I-13, a-1, NW), donde el rumbo nuevamente es hacia el sureste, pero menos preciso. Aunque existen varios lineamientos en este sector, las rocas a cada lado de la falla son algo semejantes y es difícil establecer cuál lineamiento corresponde con la falla principal, particularmente cerca de Capitanejo en el Cuadrángulo I-13. La falla posiblemente se ramifica en esta área.

Julivert (1961a, b) muestra la Falla de Bucaramanga como perteneciente a una serie de fallas inversas de ángulo alto con el bloque oriental levantado que se formó durante el desarrollo del actual Valle del Magdalena y el levantamiento concomitante del Macizo de Santander. Las observaciones presentes apoyan esta interpretación. Los estratos del Mesozoico Inferior y del Paleozoico Superior, están verticales hasta invertidos en sitios cercanos a la Falla de Bucaramanga, sobre el bloque occidental, en las áreas de Piedecuesta y Floridablanca (H-12, d-6, d-5), lo que indica que aquí el movimiento relativo del bloque oriental fue hacia arriba y hacia el oeste. Al norte de Bucaramanga las posiciones de los estratos cercanos a la falla son inconsistentes. Inmediatamente al norte de la misma ciudad, a lo largo del río Suratá, un bloque de rocas sedimentarias en posición normal buza hacia la falla. Esto ocurre en un ángulo o entrante donde la Falla de Bucaramanga está desplazada y este bloque pudo haber sido rotado.

Desde el extremo norte del mapa geológico (Pl.I) hasta el área Umpalá - Cepitá (H-13, a-8, NW; I-13, a-1, NW), las rocas más antiguas y la topografía más alta se hallan al noreste de la Falla de Bucaramanga. Al sureste de Cepitá, las relaciones de edad de las rocas a ambos lados de dicha falla están invertidas. Las rocas relativamente más antiguas están

en el bloque occidental. En este sector, en donde existe muy poca diferencia de elevación entre los dos bloques la falla pasa entre los batolitos de Mogotes y Santa Barbara y el contraste litológico entre ellos, se pierde.

La topografía a cada lado de la falla no es un índice consistente del salto de ésta, como tampoco es criterio básico la edad de las rocas en los dos bloques. Las observaciones sugieren que apreciable erosión ha intervenido desde que ocurrieron los movimientos de las fallas principales y también, que el movimiento a lo largo de éstas es primariamente lateral.

Aunque Campbell (1965) mostró ilustraciones que indican desplazamiento lateral izquierdo de corrientes que corren a través de la traza de la Falla de Bucaramanga, en el área de esta ciudad, no pudimos hallar desplazamiento sistemático de corrientes a lo largo de la falla desde Bucaramanga hasta el extremo norte de la zona.

Por ejemplo, el río Santa Cruz está desviado hacia el sur a lo largo de la falla antes de torcer al oeste hacia el Valle del Magdalena; pero el río Cáchira al norte del área cartografiada, está desviado hacia el norte.

Varios rasgos en la mitad sur de la Zona III apoyan la interpretación de que la Falla de Bucaramanga es una falla mayor de rumbo de desplazamiento considerable. El alargado y delgado extremo sur del Batolito de Rionegro, podría interpretarse como una "drag tail" (cola arrastrada) a lo largo de una falla de desplazamiento lateral izquierdo, así como también podría ser una "drag slice" (tajada de arrastre) la pequeña masa de cuarzo-monzonita de Bucaramanga. Igualmente sugestiva es la semejanza de los batolitos de Rionegro y Mogotes, con sus fases de cuarzo-monzonita y granodiorita en posiciones relativas semejantes. Sin embargo, el control geológico a cada lado de la falla no es suficientemente bueno para demostrar en forma convincente la cantidad de movimiento según el rumbo, si existe alguno, en la Falla de Bucaramanga.

RESUMEN

Lo rectilíneo y la longitud de la Falla de Bucaramanga sugieren que es primariamente una falla de rumbo (strike-slip) de grandes proporciones. La presencia de rasgos que pudieran interpretarse como colas y tajadas de arrastre, soportarían este concepto. Es posible también hacer coincidir a grandes rasgos las unidades litológicas desplazadas a cada lado. Sin embargo, cerca a Bucaramanga la falla muestra de manera clara desplazamientos verticales con movimiento ascendiente y hacia el oeste del bloque oriental y regionalmente, parece ser parte de un sistema de fa-

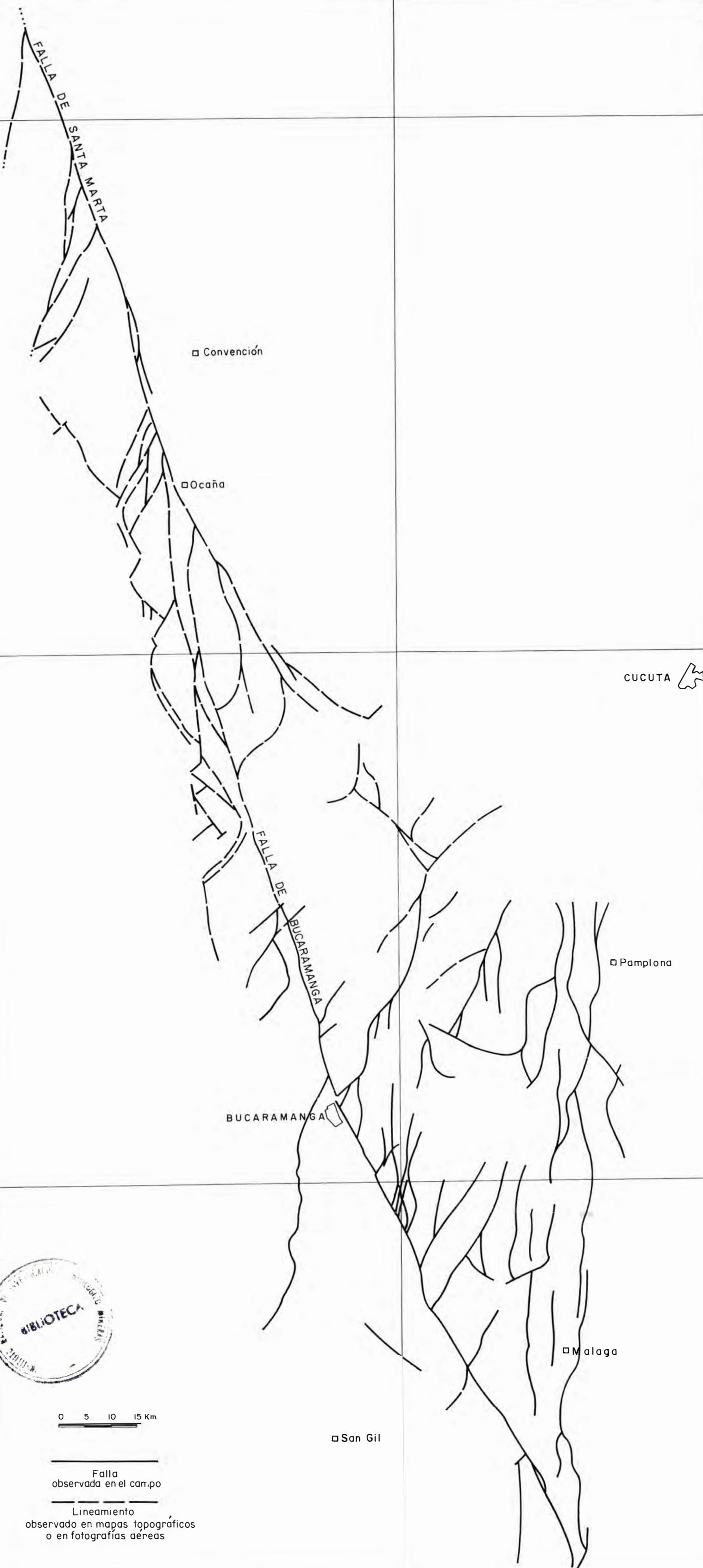


Figura 11- Distribución de fallas y de las fallas supuestas en la vecindad de la Falla de Bucaramanga. Macizo de Santander, Cordillera Oriental.

llas que forma parte del desarrollo del Valle del Magdalena y el levantamiento del Macizo de Santander. Es posible que la Falla de Bucaramanga ha sido el foco de movimientos de estilos diferentes en tiempos diversos. Los últimos movimientos parecen tener relación con el levantamiento del macizo. La Falla de Bucaramanga es antigua, con una historia larga y compleja.

RASGOS ESTRUCTURALES AL ESTE DE LA FALLA DE BUGARAMANGA

La Falla de Bucaramanga divide el área estudiada en dos grandes provincias estructurales: el Macizo de Santander al este y la región de Mesa - meseta - cuenca, al oeste.

En la parte norte del Macizo de Santander, rocas sedimentarias que originalmente cubrieron el macizo, están preservadas en franjas remanentes alargadas, limitadas en un lado por fallas de dirección norte o noroeste (Pl.I), secciones A-A' A-A". Sobre el flanco oeste del macizo, los bloques levantados están sobre los lados occidentales de las fallas, mientras que sobre el oriental, los mismos bloques se hallan sobre los lados orientales. Esto da la impresión de que durante el fallamiento posterior al Cretáceo, la parte central del macizo se hundió o se asentó con relación a las áreas de los flancos.

En la parte sur del Macizo de Santander, fallas de dirección norte y noreste son prominentes. Aquí dos grandes áreas de rocas sedimentarias están preservadas en lo que parece ser cuencas estructurales o áreas complejamente falladas que se hundieron y luego fueron elevadas a sus actuales posiciones.

FLANCO OCCIDENTAL DEL MACIZO DE SANTANDER

Las fallas de dirección noreste son notables en la mitad sur de la Zona III, particularmente en el área inmediata al este de la Falla de Bucaramanga. Son más jóvenes o casi contemporáneos con ésta, porque donde la cortan la desplazan generalmente en un sentido lateral derecho y pocas veces en sentido lateral izquierdo. Las fallas con desplazamiento lateral derecho, ocurren cerca de El Playón (H-12, c-1, NW) y varias fallas pequeñas, están en el sur, encontrándose una en Rionegro (H-12, c-3, SE). El desplazamiento mayor, por lo menos de 750 m, ocurre a lo largo de la Falla de Suratá, en Bucaramanga. Otras, de dirección noreste con desplazamiento lateral derecho, ocurren cerca de Piedecuesta (h-12, d-6, NE) y de Cepitá en la Falla río Perchiquez (H-13, a-8, SW). El sentido del desplazamiento es menos evidente en otros sitios, tales como a lo largo de la Falla río Manco (H-12, d-7, NE) y de la Falla río Umpalá (H-13, a-8, NW). Movimiento lateral izquierdo de pequeño

desplazamiento ocurrió en la Falla de Sevilla, justamente al norte de Los Curos (H-12, d-7, NE). Este mismo pudo también haber ocurrido en dos fallas entre Rionegro y El Playón; pero la presencia de cubierta aluvial en los sitios críticos impide comprobarlo.

En algunas de estas fallas aparentemente hay también involucrado movimiento vertical. En la del norte de Piedecuesta (H-12, d-6, NE) desplaza la cuarzomonzonita de La Corcova en sentido opuesto al que efectúa la Falla de Bucaramanga.

Falla de Suratá

Esta falla, que se extiende hacia el noreste desde Bucaramanga, aproximadamente paralela al río Suratá, es la más grande de las fallas de dirección noreste sobre el lado oriental de la de Bucaramanga. Cerca de Suratá (H-13, a-2, NW), donde la Formación Umir del Cretáceo Superior está en contacto con la Formación Silgará del Pre-Devónico, el desplazamiento vertical de la falla se estima en por lo menos 2.100 m (suponiendo un espesor de 1.000 m para la sección del Cretáceo). Cerca del borde norte de H-13, donde la falla tiene un rumbo norte, la Formación Girón cubre el Silgará sobre el lado occidental de la falla. La franja angosta de rocas del Cretáceo termina cerca de 1 km al norte del límite del mapa, pero la falla continúa hacia el norte a través de un área sinclinal que contiene rocas de las formaciones Girón y Bocas.

En las rocas cretáceas al este de la falla, se presentan fallas de rumbo que causan repetición de la parte inferior de la sección, como puede observarse a lo largo de la carretera de Suratá a California. Las fallas parecen estar concentradas en los shales de las formaciones Paja y Tablazo. Más arriba, en la sección, hay considerable plegamiento a pequeña escala y contorsión de los estratos que es difícil reconocer en los shales negros inferiores pero que se observan fácilmente en los estratos delgados característicos de la Formación La Luna.

Un kilómetro al suroeste de Suratá, hay un pequeño bloque angular fallado de rocas del Cretáceo Inferior, adyacente a la Falla de Suratá al oeste y aparentemente en contacto fallado con los shales del Umir en el norte, sur y este. Como las rocas cretáceas son progresivamente más jóvenes desde el contacto normal a lo largo del borde oriental de la franja hacia la Falla de Suratá en el oeste, la única explicación probable para la presencia anómala de este bloque es que dejó de experimentar el desplazamiento completo que se indica en otras partes a lo largo de la falla.

Julivert y Téllez (1963, p. 9-15) ponen de presente que la Falla de Suratá tiene una his-

en la de este mismo nombre. En las de Mutiscua y Chitagá el movimiento pre-cretáceo fue opuesto al de las fallas post-cretáceas colocando estratos del Devónico y Pérmico a Carbonífero al lado oriental en contacto con rocas del pre-Devónico en el oeste.

Fallas de Mutiscua y río Sulasquilla

La presencia de rocas de las formaciones Floresta y Diamante entre estas dos fallas de dirección norte (H-13, b-1, E y b-2, E) sugiere que las dos formaciones ocurren en una fosa y por consiguiente escaparon de la erosión pre-cretácea. La presencia de un área generalmente sinclinal de rocas del Cretáceo que suprayacen el Floresta en la parte norte de la fosa, indica que hubo movimiento posterior en estas fallas en tiempos post-cretáceos. En el área de estas rocas del Cretáceo, el desplazamiento vertical debido al fallamiento post-cretáceo se estima en un mínimo de 1.000 m en la Falla de Mutiscua y de 1.500 m en la de río Sulasquilla. La cantidad del movimiento pre-cretáceo no puede estimarse.

La Falla de Mutiscua se extiende desde el límite norte de H-13 (b-1, NE) hacia el sur hasta cerca a Mutiscua, en donde es desplazada por dos fallas transversales (b-2, SE). Puede continuar hacia el sur de Mutiscua en la Formación Silgará, a lo largo del río La Plata y las quebradas La Laguna y La Honda, para terminar en una falla al noroeste de Silos (b-4, NE), pero esto no es evidente como tampoco la continuación de la falla del río Sulasquilla, que muere aparentemente debajo de la larga franja de rocas del Cretáceo que está al oeste de la Falla Morro Negro.

Falla La Laguna

Esta tiene rumbo sur y sur-suroeste desde el este de Mutiscua (H-13, b-3, E) y pone a las rocas del Cretáceo del lado este en contacto con rocas del pre-Cretáceo al oeste. La falla muere al sur del pueblo de Laguna (Montegrande en los mapas topográficos), más allá del cual las rocas del Cretáceo suprayacen el Silgará en contacto depositacional. La gruesa sección de arenisca de la Formación Aguardiente, forma un alto risco prominente en este bloque de rocas del Cretáceo.

Falla de Socotá y Angosturas

Con excepción de la parte norte de la Falla de Socotá, estas dos generalmente paralelas de dirección sur definen una fosa angosta en la cual están expuestas rocas principalmente del Jurásico y del Cretáceo Inferior (H-13, b-4, E y b-5, E). La Falla Socotá, en el este, se extiende desde su intersección con la Falla La Laguna hacia el sur a lo largo de la pendiente oeste de la Cuchilla de Socotá. Al sur del río Caraba pasa del oeste al lado este del cañón del río Angostura y continúa paralela

a esta corriente hacia el risco central del macizo. El extremo norte de la Falla de Angosturas está al este de Silos, de donde se extiende hacia el sur a distancias que varían de 0,3 a 1,3 km al oeste de la Falla de Socotá. Las dos pueden unirse y continuar dentro de la parte sureste del Cuadrángulo H-13, pero esto no es claro. En b-5, E, donde la caliza de Rosa Blanca de la fosa está en contacto con la Formación Silgará en el lado este de la Falla de Socotá, el desplazamiento vertical mínimo de la falla se estima en 1.500 m. En la de Angostura al oeste, se estima un desplazamiento vertical de 1.200 m, con base en la presencia de un remanente aislado de la Formación Tambor que yace sobre la Formación Girón en un área sinclinal unos 2 km al oeste de la falla (b-5, SE).

Falla de Morro Negro y Sinclinal de Carbonera

Esta falla traza un arco amplio desde el límite norte del Cuadrángulo H-13 hacia el sur, al área de Mutiscua y luego hacia el sureste hasta donde intercepta y desplaza la Falla de Chitagá (H-13, c-1, W a c-4, NW). La franja de rocas sedimentarias en el lado oeste de la falla contiene formaciones del Cretáceo y del Terciario y posiblemente incluye el Mirador. El afloramiento de la Formación Aguardiente constituye un risco notable en las partes norte y sur de la franja, pero lo es menos en la parte central. Las rocas del Terciario forman el angosto y bien definido sinclinal de Carbonera, con el eje a lo largo de la quebrada del mismo nombre la cual corre paralela a la falla unos 400 m al oeste (c-3, W).

A lo largo de la mitad norte de la falla, el trazo de ésta con respecto a la topografía indica sobrescurrimiento. Se la observó en un ramal al oeste de la carretera sin terminar, de Pamplona a Cucutilla (110-II-A, j-2, SW) y buza hacia el este con ángulo bajo. En la mitad sur de la falla, de dirección sureste el movimiento lateral izquierdo, está indicado por un desplazamiento de cerca de 1 km en la Falla de Chitagá. Sin embargo, el desplazamiento en esta localidad, de las formaciones del Cretáceo que buzan hacia el sureste es opuesta al de la Falla de Chitagá, lo que sugiere que ésta puede buzar hacia el noroeste y que los desplazamientos a lo largo de la Falla de Morro Negro son en su mayoría aparentes, debido al desplazamiento vertical de las componentes de buzamiento más bien que verdaderos desplazamientos debidos a movimiento lateral. El trazo de la falla está generalmente bien definido por rupturas e irregularidades en la topografía, que pueden observarse en las fotografías aéreas, excepto donde cruza el granito de Durania (c-3, SW).

La franja de rocas sedimentarias al oeste de la Falla de Morro Negro termina abrupta-

Sinclinal de Pamplonita

Este sinclinal, en la franja de rocas sedimentarias al oeste de la Falla de Chitagá, incluye rocas del Jurásico, Cretáceo y Terciario hasta la Formación Los Cuervos, inclusive (H-13, c-1, c-2). A causa del fallamiento complicado, el eje no está claramente definido, con excepción de las rocas del Terciario cerca de Pamplonita. Aunque las formaciones del Cretáceo están expuestas al este del eje, la mayoría se hallan claramente falladas y las posiciones de los estratos parecen indicar una estructura sin ninguna relación a la del sinclinal. La Formación Aguardiente aflora a lo largo de la mayor parte del flanco occidental como un risco prominente con pequeños quiebres debidos a fallas transversales en la vecindad de Pamplona. Fallas largas de rumbo cortan las secciones de shale negro de las formaciones suprayacentes al Aguardiente, las cuales se reconocen en los desplazamientos y repeticiones resultantes de la Formación La Luna.

AREA CENTRAL DEL MACIZO DE SANTANDER

En esta área, donde las altitudes van de 3.000 a 4.500 m que se extienden a través del Cuadrángulo H-13 de noroeste a sureste, las rocas están menos meteorizadas y mejor expuestas y en consecuencia, la estructura en muchos sitios está mejor definida que en las áreas de los flancos.

En la parte norte del macizo, donde predominan las rocas metamórficas del pre-Devónico, las orientaciones de las fallas varían de noreste a noroeste, con las direcciones norte noreste más comunes que las otras. En la mitad sur un área con rocas sedimentarias principalmente que van del Devónico al Terciario, los rumbos de los plegamientos y la mayor parte de las fallas mayores, caen dentro de un campo angosto de norte a norte-noreste. Fallas cortas, transversales de rumbo noreste a este, son numerosas en la parte oriental de esta área, pero no representan movimientos mayores.

Falla del río Cucutilla

Esta forma un marcado lineamiento, más notorio al norte del área cartografiada que dentro de ella. Entra al área cartografiada por la parte norte-central del Cuadrángulo H-13 (b-1, NW), pero inmediatamente se torna confusa y se ramifica. El que parece ser el ramal principal se dirige al suroeste para cruzar el río Vetás y Páramo Rico, donde intersecta la Falla de Charta (H-13, a-2, E, a-3 E). Un ramal de ésta puede conectar con una probable falla a lo largo del río La Baja. La mineralización en el área del río La Baja puede tener alguna relación con la Falla del río Cucutilla, si no directamente con la falla

misma, sí con fallas satélites oblicuas a la falla principal. El desplazamiento en la misma es indeterminado porque las rocas de ambos lados son similares y el desplazamiento no es evidente.

Falla del río Charta

Una notable falla en arco de dirección noroeste a oeste, al sureste y este de Charta (Cuadrángulo H-13, a-3) muestra poco desplazamiento vertical aparente, pero apreciable desplazamiento horizontal lateral izquierdo. Se extiende desde el área de Charta, a través de la parte sur del Páramo de Santurbán, al río Caraba. Al este de la carretera Berlín - Vetás, representa un sólo lineamiento, pero en el río Caraba corta la nariz del domo río Caraba y fallas inversas entre el ortoneis y la Formación Silgará del área del mismo río.

Falla de Ventanas

El contacto occidental de la masa de ortoneis al oeste de Mutiscua (Cuadrángulo H-13, b-3, c) que pasa cerca del Morro de Ventanas al norte del río Caraba, se muestra como una falla que desplaza el ortoneis sobre la Formación Silgará. La inferencia es que esta masa de ortoneis es un anticlinal con el flanco occidental invertido y fallado. Cerca del río Caraba, se indican dos fallas. Una con buzamiento suave desplazada por la otra, cuyo buzamiento es más fuerte (Pl. I, sección B-B'). La de buzamiento suave se interpreta como inversa en el mapa del Cuadrángulo H-13 (Pl. I) y se muestra como si fuera cortada por la falla normal a lo largo del río Caraba. La continuación de la falla inversa postulada en el bloque al sur del río Caraba se traza en el área entre Volcán Amarillo y Cerro El Albedrío al norte de Berlín (Cuadrángulo H-13, a-3, SE). Esta falla inversa es anterior a la intrusión de la tonalita y granodiorita del plutón de Páramo Rico. Una discordancia en las posiciones de los neises a cada lado de esta falla no concuerda con ningún rasgo posiblemente relacionado en la tonalita y granodiorita adyacentes.

Falla de Servitá

Desde su terminación en la Falla de Bábega, la de Servitá se dirige con ligeras desviaciones hacia el sur y sirve de límite entre las cuencas estructurales de Málaga al oeste y de Cerrito al este (Cuadrángulo H-13, c-4, w-a, c-8, W). La Formación Girón está expuesta a lo largo de la mayor parte del lado occidental de la falla en el cuadrángulo H-13, donde está en contacto principalmente con rocas del Cretáceo y del Paleoceno, al este. El mayor desplazamiento vertical está en la parte norte (c-5, W), donde las fallas Servitá y Chitagá definen una fosa con área pequeña de unos 4 km de ancho que parece ser la extensión nor-

Baraya, el desplazamiento debe ser apreciablemente menor que el de ésta.

Falla Morro de Las Peñas

De dirección norte es aproximadamente paralela a las fallas Baraya y Alto de Guaca y está cerca de 4 km al este de la última (H-13, b-6, E a b-8, E). Tiene similar desplazamiento relativo, con las rocas más antiguas levantadas en el lado oriental. Desde su terminación en la Falla del río Listará, se extiende hacia el norte en el lado oriental del Morro Las Peñas (b-7, SE), con rocas del Girón hacia el este en contacto con rocas del Cretáceo en el oeste. Más al norte, continúa como un lineamiento bien definido a través de la gruesa sección del Girón y posiblemente se extiende hasta la unión de las fallas de Angostura y Socotá (H-13, b-6, NE), aunque esto no es evidente.

El desplazamiento vertical máximo a lo largo de la Falla Morro de Las Peñas, ocurre al noreste del Morro del mismo nombre, donde la arenisca Aguardiente se halla en contacto con estratos del Girón. Aquí el desplazamiento se estima en 1.600 m.

Falla del río Listará

Tiene dirección aproximada $N60^{\circ} - 65^{\circ}E$, desde San Andrés a lo largo del río Listará y es la única falla mayor que corta más o menos directamente al través la directriz estructural dominante norte-sur del área (H-13, b-8 N). En el extremo noreste cambia la dirección a este y luego al sureste, antes de morir en las rocas del Cretáceo. Produce un desplazamiento en la Falla de Baraya y las de Alto de Guaca y Morro de Las Peñas terminan contra ella. Las diferencias de edad de las rocas a través de la falla varían grandemente a causa de los desplazamientos de las fallas transversales de dirección norte. Las rocas al norte de la falla, van desde el Floresta al Aguardiente y al sur desde el Girón al Capacho. El desplazamiento vertical en las del Cretáceo a través de la falla del río Listará, se estima en 200 - 300 m.

Sinclinal de Angosturas

Este agudo rasgo como de fosa que domina el lado oriental de la cuenca estructural de Málaga, está en su mayor parte complicado por fallas y pliegues menores. Debido a las grandes altitudes, las rocas están relativamente sin meteorizar y la vegetación es muy escasa, con el resultado de que las formaciones del Cretáceo pueden ser fácilmente identificadas en la mayoría de los sitios en las fotografías aéreas. En su parte norte (H-13, b-6 y b-7, c-6 y c-7) es muy simétrico y el eje, que posiblemente constituye una falla en el sur, se caracteriza por un fuerte

pliegue en el norte, donde cambia la dirección al norte-noreste. El eje sigue bien definido en la Formación Girón hasta la fosa entre las fallas de Socotá y Angosturas. Al norte de la fosa este, continúa en las formaciones Girón y Bocas, aunque no tan marcadamente definido.

En la parte sur del Cuadrángulo H-13, el sinclinal pierde su apariencia simétrica abruptamente al sur de una falla transversal de dirección este en el flanco oriental (c-7, SW). El Girón ya no está expuesto en el flanco oriental que está oscurecido por plegamiento local, y el eje mayor tuerce hacia el oeste.

CUENCA ESTRUCTURAL DE CERRITO

Este gran rasgo, limitado por la Falla de Servitá en el oeste y la Chitagá en el este, es algo semejante en su forma a la cuenca estructural de Málaga, pero con directriz axial nornoroeste (H-13, c-5 a c-8). El contraste estratigráfico sin embargo, es muy grande. Las rocas del Terciario y del Cretáceo Superior, que son las más comúnmente expuestas en la cuenca de Cerrito, están ausentes en la de Málaga, mientras que el Girón y las rocas más antiguas, ampliamente distribuidas en esta misma cuenca, no se hallan expuestas en parte alguna de la cuenca de Cerrito. Las estructuras del área se manifiestan muy bien en las fotografías aéreas por los afloramientos de las gruesas secciones de arenisca de las formaciones Barco y Mirador.

Aunque las fallas son numerosas, el plegamiento es el rasgo estructural más notable. El sinclinal de Delgadito es el más grande y largo de la cuenca y su eje corresponde al eje mayor de la misma, con rumbo $N15^{\circ}E - 20^{\circ}E$ y extensión hacia el norte, más allá de un área altamente fallada, dentro de la fosa entre las fallas de Servitá y Chitagá. Hacia el suroeste, paralelos al sinclinal de Delgadito, están el anticlinal de Vado Ancho, el sinclinal de La Sierra y el anticlinal de Pescaditos; el eje del último, corresponde a la larga falla de Pescaditos. Al oeste de ésta se halla el sinclinal de Almorzadero, con un eje de dirección sur-suroeste, que cambia a sur-sureste. Este eje, si se proyecta al sureste, casi coincide con el del sinclinal de El Coronal, al sureste de Cerrito (c-8, W).

Al oeste del sinclinal de Delgadito, el plegamiento es progresivamente más agudo y los limbos llegan a estar paralelos en el sinclinal del Almorzadero. El carbón de los estratos cercanos a la base de la Formación Los Cuervos es muy duro y aparentemente, se ha reducido a cerca de la mitad del espesor que se halla en las minas, 20 km al norte.

Numerosas fallas transversales desplazan los ejes de los sinclinales y de los anticlinales. El rumbo de éstas varía de este a noreste y en la

área de Mesas, Julivert (1958, p. 37 y fig. 13), opina que las capas fluviales inferiores de la terraza, fueron depositadas cuando el río Sogamoso fluyó hacia el norte a lo largo de la Falla de Suárez en dirección al río Lebrija, antes de que fuera capturado por una corriente con flujo hacia el noroeste, que es el cauce actual del río.

Una red de fallas está indicada en la Mesa de Los Santos por lineamientos que pueden observarse en el patrón de drenaje de las fotografías aéreas. Ellas tienen aparentemente poco desplazamiento vertical. La Falla de Los Santos, con dirección noroeste a lo largo de la quebrada del mismo nombre, desde la pendiente sur de la mesa, muere al noroeste de la localidad de Los Santos. Probablemente tiene desplazamiento mayor que cualquier otra falla en la superficie de la mesa; pero cerca a Los Santos éste no es probablemente mayor de 100 m. La flexión con la cual está asociada esta falla posiblemente resulta de una falla en las rocas del pre-Cretáceo que se extiende al noroeste más allá del extremo de la falla. Al noreste de esta falla, la arenisca de la Formación Tambor que corona la mesa buza suavemente al suroeste hacia la falla, aumentando abruptamente cerca de ella. El lado suroccidental está hundido y allí la Formación Rosa Blanca cubre el Tambor, con las formaciones Paja y Tablazo presentes más hacia el suroeste. Los efectos combinados y reforzantes de las fallas, la flexión y el buzamiento regional, hacen que el área de mesas al suroeste de la falla esté 400 - 500 m. más baja que hacia el noreste.

Si se proyecta hacia el sureste, la falla de Los Santos coincide con la de Aratoca, que se extiende al noroeste desde Aratoca a lo largo de la quebrada La Playa hacia el río Chicamocha. Sin embargo, los derrumbes y el material coluvial de las pendientes inferiores de la Mesa de Los Santos en esta localidad, vuelve incierta esta extensión de la falla del mismo nombre.

AREA DE MESETAS AL OESTE DE LA FALLA DE SUAREZ

Esta área incluye una faja ubicada al oeste de la Falla de Suárez que se angosta gradualmente hacia el norte desde la parte central del Cuadrángulo H-12 y termina en la Falla de Bucaramanga. Difiere del área de mesas más baja al este en que el suave plegamiento ha resultado en una superficie irregular, comparada con las pendientes suaves y regulares hacia el oeste de las mesas. Rocas del Cretáceo hasta incluir la Formación Tablazo suprayacen la Formación Girón en el sinclinal Zapatoca (H-12, b-8, c-7, c-8) y la arenisca de la Formación Tambor se encuentra al norte del río Sogamoso, pero la mitad norte del área de meseta tiene expuesta solamente

la Formación Girón. Comparadas con el sinclinal de Zapatoca que se orienta paralelo a la faja, las otras estructuras anticlinales y sinclinales son menores y de dirección variable.

Los lineamientos trazados en las fotografías aéreas generalmente muestran una orientación más bien casual. Un largo lineamiento ondulado que corresponde a un fuerte cambio en el rumbo y buzamiento de los estratos, según se ve en las fotografías, se ha trazado en la Formación Girón al oeste de la Falla Suárez (c-7, c-8). La ausencia de lineamientos y ejes de plegamientos indicados en la parte suroeste de la faja de mesetas (b-5 E; b-6 E y B-7 E) se debe a la falta de recubrimiento completo con fotos, más bien que a la ausencia de estos rasgos en las rocas.

El límite occidental de la faja de mesetas no está bien definido, pero ocurre donde las ondulaciones de los estratos del Girón son sucedidos por fuertes y sostenidos buzamientos hacia el oeste. Julivert (1958, p. 16) ha llamado esta transición la "flexión del Chucurí".

Falla de El Espino

De dirección norte ocurre el oeste y aproximadamente paralela a la Falla de Bucaramanga, desde la pendiente occidental de la quebrada El Espino en el sur, hasta casi La Ceiba en el norte (H-12, c-1 a c-4). A lo largo de la mayor parte de esta distancia desde Bocas hacia el norte, hasta Portachuelo, la traza de la falla se efectúa a lo largo de la pendiente occidental más alta del río Negro. La posición de la falla en las quebradas que drenan hacia el este y en los filos adyacentes, indica un buzamiento hacia el oeste del plano de la misma. Los buzamientos en la Formación Bocas al este de la falla, son principalmente hacia el este; los de la Formación Girón en el oeste, hacia el oeste.

En Portachuelo, la Falla de El Espino está solamente a unos pocos metros al este de la de Bucaramanga. Hacia el norte está expuesta en varios lugares en la pendiente occidental más baja de la quebrada San Francisco. Termina en una falla de dirección noreste que corta y desplaza la de Bucaramanga en La Ceiba (c-1, S).

Fallas de La Plata y Rionegro

Estas dos fallas relativamente cortas y de dirección norte ocurren entre las de Bucaramanga y El Espino, al oeste y al este de la población de Rionegro (H-12, c-3). Forman los límites de un angosto bloque hundido de limolita y arenisca color marrón rojizo de la Formación Jordán. Al oeste de Rionegro, cuarcitas fracturadas color claro de la Formación Bocas están al oeste de la Falla de La Plata. Al norte de una falla transversal

parte de la sección del Cretáceo a lo largo de su mitad sur, la Falla del río Cáchira toma dirección casi exactamente sur, pero no pudo trazarse donde los aluviones del río Lebrija cubren la Formación Umir.

El desplazamiento vertical a través de la falla es grande, ya sea producido por el movimiento lateral o vertical o por ambos. Los buzamientos y rumbos de superficie de las formaciones Girón y Tambor en el lado norte de la falla, indican que allí el contacto Tambor-Girón se proyectaría en el plano de falla a una profundidad de 1.600 m verticalmente debajo del contacto Tambor-Girón en el lado sur de la misma.

Falla Lebrija

Cerca del límite norte de Cuadrángulo H-12 las formaciones Bocas y Girón y las del Cretáceo Inferior, que tienen rumbo noroeste, terminan en la Falla de Lebrija (b-1). En el lado occidental, están los estratos del Terciario Inferior. La falla continúa hacia el norte dentro del Cuadrángulo G-12, donde las formaciones del Cretáceo aparecen nuevamente al este de la misma. En su parte sur, muere aparentemente como una falla de rumbo en los shales de la Formación Umir.

Al oeste de la falla, los buzamientos de la Formación Lisama son fuertes hacia el este y al oeste de la misma, en la Formación Bocas, son menos pronunciados hacia el este (b-1, NW). Con base en esta información y una estimación de 3.000 m para el espesor de la sección del Jurásico-Cretáceo, se calcula un desplazamiento vertical mínimo de 4.600 m donde las formaciones Lisama y Bocas, están en contacto a través de la falla.

Depresión estructural de Vanegas

Esta área de formaciones pre-cretáceas y cretáceas de dirección noreste a noroeste, está limitada en el este por la Falla de Solferino y en el oeste, por la Lebrija (H-12, b-1 E, b-2 E, c-1 W, c-2 W). La depresión parece ser el resultado de movimientos en la Falla de Solferino y levantamiento en el norte, donde la Formación Bocas está ampliamente expuesta e intruída por un cuerpo alargado de riolita que probablemente ha sido un factor en el levantamiento.

Numerosas fallas y plegamientos cruzan la depresión, con direcciones que van desde el noroeste al noreste. Se extienden dentro de la Formación Umir en la parte sur de la depresión donde están cubiertos por amplios depósitos del Cuaternario o mueren en los shales de la Formación Umir. Sin duda, algunos continúan al sur de la depresión porque el espesor del Umir es mucho menor de lo que parece indicar el ancho de la faja expuesta (véase sección AA" de la Pl. I).

Anticlinal de Vanegas

El eje algo ondulante y con suave cabeceo de esta estructura, puede trazarse por unos 14 km, desde la Formación Girón en el norte, hasta la Formación La Luna, en el sur (H-12, b-1 SE, b-2 E). En vista de su longitud y persistencia, el anticlinal probablemente continúa hacia el sur en la Formación Umir (véase sección A-A", Pl. I), aunque esto no es evidente.

Sinclinal de Vanegas y Falla de Cuestarrica

El flanco oriental del anticlinal de Vanegas se une al sinclinal del mismo nombre, que cabecea suavemente hacia el sur y desaparece debajo del material aluvial del río Lebrija. El eje sinclinal está bien definido hacia el norte hasta la Falla de Cuestarrica, que sigue el eje aproximado del sinclinal al noroeste. En la Formación Bocas, cerca del límite norte del Cuadrángulo H-12, los buzamientos y rumbos de los estratos indican un sinclinal de dirección noroeste que está lineado, aproximadamente con el sinclinal de Vanegas, pero no hay una continuidad clara. En su parte noroeste, la Falla de Cuestarrica intersecta la Falla de Lebrija y la desplaza ligeramente al noroeste. Más allá de este desplazamiento muere en los estratos del Terciario del oeste de la Falla de Lebrija. Se estima un desplazamiento vertical de 400 m en el contacto Tambor - Girón a través de la misma, donde el anticlinal Vanegas está bien definido en la Formación Girón (H-12, b-1 SE).

Sinclinal Arévalo

Cerca del flanco oriental de la depresión estructural de Vanegas, este marcado sinclinal de dirección norte-noroeste es el mejor definido de varios pliegues que ocurren al este de la Falla del río Cáchira. Todos cabecean suavemente hacia el sur y desaparecen debajo de los depósitos del Cuaternario.

Anticlinal de Río Sucio y Sinclinal de Naranjo

Estos rasgos ocurren dentro de la ancha faja expuesta de la Formación Umir al suroeste de la depresión estructural de Vanegas (H-12, b-4). Dos áreas alargadas de la Formación Lisama con gruesos estratos de arenisca suprayacen la Formación Umir al este del eje del anticlinal Río Sucio y están separadas del afloramiento principal con buzamiento hacia el oeste del Lisama, a lo largo del flanco occidental del anticlinal. En su parte sur, el eje anticlinal está representado por una falla y el flanco oriental, hundido.

El área norte aislada de la Formación Lisama y parte del área sur, están en la fosa del sinclinal de Naranjo. El sinclinal se encuentra en una posición hundida entre fallas de

tander, se presenta sinópticamente en la Tabla 4. Aquí se resumen las discusiones de edad y correlación ya enunciadas al final de la descripción de cada unidad y se presentan también observaciones adicionales para clasificar o ampliar eventos específicos o mostrar áreas de conocimiento incierto. La historia geológica se muestra a continuación en 18 episodios cuya numeración corresponde a la de la Tabla 4.

1. El Neis de Bucaramanga formó parte del Escudo de la Guayana probablemente en tiempos de Precámbrico Superior, hace unos 950 m.a. La edad de 945 m.a. del Macizo de Santander, la más antigua citada de la Cordillera Oriental, está corroborada por otra de 940 m.a. de la Sierra Nevada de Santa Marta (Tschanz, comunicación escrita, 1969). La edad de 680 m.a. del Macizo de Santander se interpreta como retrógrada. Más antiguas de 1.300 a 1.400 m.a. son mencionadas por Tschanz de la Sierra Nevada y otras de 1.200 a 1.300 m.a. por Pinson y otros (1962) de la región del río Guaviare, al oriente de la Cordillera Oriental en el Escudo de Guayana y por Kallio-koski (1965) de Venezuela Central. Estas edades datan aparentemente una orogenia más antigua al oriente de la del Macizo de Santander. Las rocas de la Sierra Nevada que dan las edades de 1.300 a 1.400 m.a. son granulitas, mientras que el Neis de Bucaramanga no tiene un grado más alto que la facies de la anfíbolita superior.

Las rocas de las dos áreas podrían ser estratigráficamente equivalentes pero metamorfoseadas bajo condiciones algo diferentes de temperatura y presión. La muestra de 940 m.a. de la Sierra Nevada de Santa Marta, es también de la facies de la granulita. En este caso, las edades de 940 m.a., tanto de la Sierra Nevada como del Macizo de Santander, podrían ser retrógradas de 1.300 m.a. Sin embargo, el hecho de que ocurran dos cifras cronológicas semejantes en dos áreas tan ampliamente separadas, sugiere la presencia de un evento metamórfico-plutónico extenso desarrollado alrededor de 950 m.a. Rocas de la facies de la granulita fuertemente retrógradas afloran en un área estructuralmente aislada del flanco oriental de la Cordillera Central (Feininger, comunicación escrita, 1968), pero no han sido datadas. Subyacen filita del Ordoviciano. Algunas fases del Neis de Bucaramanga se parecen a otros del Neis Nus y rocas relacionadas de la Cordillera Central.

2. El geosinclinal en el cual se depositaron los sedimentos de la Formación Silgará fue aparentemente de considerable ex-

tensión y recibió un apreciable espesor de sedimentos a lo largo del sitio de la actual Cordillera Oriental y posiblemente de la de Mérida en Venezuela. La Formación Silgará al este de la Falla de Bucaramanga, en el área Pescadero-Aratoca, se prolonga hacia el oeste con un espesor sostenido debajo de la cubierta sedimentaria del Mesozoico. El Silgará pudo haber sido bastante espeso debajo del Valle del Magdalena, pero su actual distribución en el subsuelo es especulativa debido a grandes fallas (wrench) de rumbo (Feininger, 1970) que intervienen entre las cordilleras Central y Oriental. Las rocas ordovicianas de la estación Cristiana del Ferrocarril de Antioquia, son probablemente correlativas con el Silgará. Estas pueden ser residuos de una sección originalmente espesa, pero es igualmente probable que el espesor de las rocas del Ordoviciano nunca fue grande.

El espesor del Silgará es incierto. En el área Pescadero-Aratoca, puede tener 3.700 m de grueso y probablemente un espesor semejante, si no mayor, en el área de la quebrada Silgará. Hubach (1957, p. 162), anota que la equivalente Serie Güejar engruesa apreciablemente en la Cordillera Oriental, hacia el oeste de la Serranía de La Macarena. Renz menciona 2.000 m del Güejar en el camino a Uribe C.J. Campbell (1962, anexo 1, p.11) calcula que el Grupo Quetame al oriente de Bogotá y correlativo de la Serie Güejar tiene 2.750 m de espesor. Christ (1927, p.404), estima el espesor total de las posiblemente correlativas formaciones Bella Vista y Caparo de la Cordillera de Mérida en 3.000 m.

Ninguna evidencia se ha observado acerca de que las rocas del Precámbrico del Macizo de Santander, estuvieron expuestas durante el tiempo de deposición de la Formación Silgará. El área de origen de los sedimentos primariamente silíceos, de grano fino y estratificación delgada, puede ser el Escudo de la Guayana situado al oriente. El espesor de la formación en áreas diferentes y su grado de metamorfismo, dan alguna luz con relación a los límites de la cuenca del Cámbrico-Ordoviciano. El Grupo Güejar de la Serranía de la Macarena, correspondiente al Cámbrico-Ordoviciano, es delgado, muy ligeramente metamorfoseado y contiene apreciables cantidades de arenisca cuarzosa (Hubach, 1957, p. 161 - 162). Más al norte la Formación Caparo, del Ordoviciano, entre la Cordillera de Mérida y la Cuenca de Barinas al sur, tiene 700 m de espesor y está poco metamorfoseada. La Formación Bella Vista, no fosilífera, que aflora en la mis-

tán expuestas ahora las rocas más antiguas y metamorfoseadas.

6. El metamorfismo de la Formación Floresta en el Macizo de Santander, pudo haber tenido lugar entre el Devónico Medio y el Pensilvaniano Medio, un intervalo del cual no se conocen fósiles o registro sedimentario. Sin embargo, en la mayoría de los sitios, ninguna apreciable discordancia angular, entre la Formación Floresta y los suprayacentes estratos del Carbonífero, es evidente, ni hay allí edades radiométricas dentro de este intervalo de tiempo. También observamos en las áreas de Berlín y Mutiscua que la Formación Diamante, del Pensilvaniano Medio al Pérmico, fue afectada por el metamorfismo de la Formación Floresta. Aunque la recristalización de la caliza del Diamante podría atribuirse al metamorfismo térmico relacionado al emplazamiento de los batolitos del Jurásico-Triásico, las rocas filíticas asociadas con la caliza recristalizada del área de Mutiscua, no son el producto de simple metamorfismo térmico. O la caliza y la filita asociada no son Diamante, sino probablemente Formación Floresta o el metamorfismo de las rocas del Devónico y del Pensilvaniano ocurrió más tarde, en el Pérmico Superior a Triásico Inferior (véase evento 9).
- 7-8 El intervalo entre el evento Pérmico Superior (8) al evento Triásico Superior (11) fue aparentemente un tiempo de actividad orogénica progresivamente creciente cuyo impulso inicial está registrado en la suave discordancia entre la Formación Diamante y la suprayacente Formación Tiburón.
9. El metamorfismo de la Formación Floresta en el Macizo de Santander es más intenso en la parte central este y con excepción del área de Mogotes, está confinado a una faja más bien restringida desde Capitanejo al área de Mutiscua. Rocas Metamorfoseadas del Devónico están presentes en la Cordillera de Mérida, pero los estratos del Devónico no lo están en la Serranía de Perijá ni en la región de la Convención del Departamento de Norte de Santander. El eje del metamorfismo más intenso de las rocas del Devónico parece extenderse así sobre el flanco oriental del Macizo de Santander y dobla al noreste dentro de la Cordillera de Mérida en Venezuela.

La existencia de edades radiométricas que van desde el Pensilvaniano Superior al Triásico Inferior en la Cordillera de Mérida, Sierra Nevada y el Macizo de Santander (Tabla 4) y la presencia de ro-

cas metamorfoseadas del Pensilvaniano en el Macizo de Santander, soportan la interpretación de un evento metamórfico - plutónico durante el Pérmico Superior al Triásico. Edades radiométricas de este intervalo de tiempo también han sido citadas de la Cordillera Central. Este evento parece estar marcado en muchos sitios principalmente por intrusión plutónica sin concomitante metamorfismo regional, excepción hecha del Macizo de Santander y de la Cordillera de Mérida. La dispersión de las edades radiométricas posiblemente es el resultado combinado de métodos diferentes de datación y el efecto del calentamiento durante el episodio mayor de intrusión batolítica del Jurásico y del Triásico Superior en la Cordillera Oriental y en la Sierra Nevada de Santa Marta.

10. Por primera vez hay evidencia definitiva de que el macizo fue un área positiva, ya que los detritos de la Formación Bocas se derivaron de las rocas más antiguas del macizo. La depositación de los sedimentos continentales de la Formación Bocas siguió a la orogenia del Pérmico Superior Triásico Inferior y marcar el comienzo de una nueva fase en la historia del macizo.
11. La orogénesis y el levantamiento del Paleozoico Superior - Mesozoico Inferior, culminaron con emplazamiento post-cinemático esparcido, de batolitos calco-alcalinios en el Macizo de Santander (Grupo Plutónico de Santander), la Sierra Nevada de Santa Marta (Tschanz, comunicación escrita, 1969) y probablemente en los Andes de Mérida. Los batolitos más antiguos fueron emplazados cerca del límite Triásico-Jurásico en el Macizo de Santander. Sin embargo, el vecino Granito Palmar de Venezuela noroccidental, parece ser algo más antiguo (Mencher, 1963, p. 75). El emplazamiento de los batolitos continuó a lo largo del período Jurásico en la Sierra Nevada de Santa Marta (Tschanz, comunicación escrita, 1969) y en el Macizo de Santander.
12. Capas rojas continentales y marinas con detritos volcánicos intercalados con rocas volcánicas, están ampliamente distribuidos en el Macizo de Santander, la Cordillera de Mérida, la Serranía de Perijá, la Sierra Nevada de Santa Marta y el flanco oriental de la Cordillera Central.

Su edad va desde el Triásico hasta el Jurásico y en algunos lugares, hasta el Cretáceo Inferior. En el Macizo de Santander, la Formación Jordán contiene menos material ígneo que las capas equiva-

y el Mioceno, refleja el aumento en la rata de levantamiento a medida que avanza el período Terciario.

En el flanco oriental del macizo, los remanentes de las formaciones del Terciario que están presentes en bloques fallados y en la cuenca estructural de Cerrito, se hallan limitados al Paleoceno, Eoceno y Oligoceno Inferior. Estas rocas son el su mayoría, semejantes litológicamente a las de la misma edad del Valle del Magdalena Medio, pero tienen sólo la mitad de su espesor, lo que indica una rata más lenta de depositación o posiblemente menor al este del macizo durante esta parte del Terciario.

18. Los depósitos en la vecindad de Bucaramanga registran los últimos eventos de la historia geológica del área. No se han hallado fósiles con los cuales datarlos y se consideran del Cuaternario. Julivert (1963) ha reconocido cuatro etapas que en este trabajo han sido ligeramente modificadas, así:

- 1) Materiales fluviales muy gruesos a finos de la actual terraza de Bucaramanga fueron depositados en un bloque hundido entre las fallas de Suárez y Bucaramanga hasta una profundidad de 250 - 300 m. El hundimiento estuvo localizado también al sur de la falla a lo largo del río Suratá (De Porta, 1959, fig.2).
- 2) Durante un período de levantamiento regional, material coluvial no calibrado derivado de roca profundamente meteorizada, se depositó sobre gran parte de la terraza.

Depósitos coluviales semejantes, en el área de mesas y en toda la Cordillera Oriental se cree fueron formados simultáneamente.

- 3) Localmente en las partes más altas

de la terraza de Bucaramanga, una secuencia de limos grises y material turboso intercalados hasta de 5 ó 6 m de espesor, se acumuló sobre los depósitos coluviales.

- 4) Pequeñas terrazas debajo del nivel de la terraza de Bucaramanga no tienen cubierta de material coluvial. Por consiguiente, estas terrazas son de origen más reciente e indican etapas en la disección del relleno del valle.

La Falla de Suárez y probablemente la Falla de Bucaramanga fueron activas durante la acumulación de los sedimentos de la terraza de Bucaramanga y han permanecido inactivas desde entonces. Los remanentes del material coluvial que cubren la Falla de Suárez no han sido perturbados por movimientos posteriores de la falla (Julivert, 1963, fig.7).

La glaciación alpina que ocurrió en las partes más altas del Macizo de Santander probablemente se desarrolló durante uno de los mayores períodos glaciales del Pleistoceno. Las superficies de los depósitos fluvio-glaciales parecen enlazar con las superficies de los remanentes aterrazados de los rellenos de valle, tal como la terraza de Bucaramanga.

El diastrofismo y levantamiento de la Cordillera Oriental aun continúa activo en la actualidad. Dentro del área investigada, la erosión prosigue en el macizo a alturas hasta de 4.500 m, mientras que el material está siendo depositado en la parte norte del sinclinal de Nuevo Mundo a alturas de menos de 100 m. Los procesos de erosión pueden observarse muy claramente en áreas como las del río Umpalá, donde éste corta el Batolito de Santa Bárbara. Aquí roca profundamente meteorizada se derrumba y rueda pendiente abajo al río, el cual transporta el material como una banda transportadora.



- Cediel, F., 1968.- El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Bol. Geológico, v. XVI, p. 5-96.
- Champetier de Ribes, G. y Alvarez, A. 1961.- Informe de la comisión de reconocimiento en la región California-Vetas, Departamento de Santander: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Informe 1374, 18 p.
- Christ, Piter, 1927.- La coupe géologique le long du chemin de Mucuchachi á Santa Bárbara dans les Andes vénézuéliennes: Ecol. Geol. Helv.
- Compton, R. R., 1962.- Manual of field geology: New York, John Wiley and Sons Inc., 378 p.
- Cushman, J. A., and Hedberg, H. D., 1941.- Upper Cretaceous Foraminifera from Santander del Norte, S.A.: Contr. Cushman Lab. Foraminifera Research, v. 17, pt. 4, p. 79-100.
- De Porta, J., 1959.- La terraza de Bucaramanga: Univ. Indus. de Santander (Colombia), Bol. de Geología, no. 3, p. 3-13.
- Del Río, A., 1947.- Carbones de los Municipios de Pamplonita, Bochalema y Cornejo, Departamento de Norte de Santander: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Informe 540, 27 p.
- Dickey, P. A., 1941.- Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 25, p. 1789-1795.
- Duarte, A., 1966.- Las minas de oro en Santander y sus posibilidades: Univ. Indus. de Santander (Colombia), Cimet, v. 2, no. 2, p. 12-16.
- Etayo, F., 1964.- Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos: Univ. Indus. de Santander (Colombia), Bol. de Geología, nos. 16, 17, p. 1-142.
- Eugster, H., 1922.- Sur geologie der columbianischen Ostkordilleren: Ecl. Geol. Helv., v.17, no. 2, p. 251-266.
- Feininger, Tomas, 1970.- The Palestina Fault, Colombia: Geol. Soc. América Bull., v. 81, p.1201 - 1216.
- Fischer, R. P., and Fisher, F. S., 1968.- Interpreting pan-concentrate analyses of stream sediments in geochemical exploration for gold: U.S. Geol. Survey Circ. 592, 9 p.
- Folk, R. L., 1959.- Practical petrographic classification of limestones: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 43, p. 1-38.
- 1962.- Spectral subdivisions of limestone types, in Classification of Carbonate Rocks, a Symposium: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Men, no. 1, p. 62-84.
- Gansser, A., 1954.- The Guiana shield (South America): Ecl. Geol. Helv. v.47, p. 77 - 112.
- García, M. C., y Martínez, L., 1962.- Investigación carbonífera de la zona comprendida entre Ricaurte - Lourdes - Silos - Labateca, Departamento de Norte de Santander: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Informe 1417, 83 p.
- Garner, S. H., 1926.- Suggested nomenclature and correlation of the geological formations of Venezuela: Am. Inst. Mining Metall. Engineers Trans., p. 677 - 684.
- Goldsmith, Richard, Marvin, Richard F., and Mehnert, H.H., 1971.- Radiometric ages in the Santander Massif, eastern Cordillera, Colombia: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 750, p.
- Hamilton, E.O., 1965.- Applied Geochronology: London, Academia Press, 267 p.
- Hea, J. P. y Whitman, A. B., 1960.- Estratigrafía y petrología de los sedimentos pre-Cretáceo de la parte norte central de la Sierra de Perijá, Estado Zulia, Venezuela: Memoria Tercer Congreso Geológico Venezolano, Tomo I.

- Langenheim, J. H., 1959.- Preliminary notes on plant fossils from Late Paleozoic and Early Mesozoic rocks in the Cordillera Oriental of Colombia: Univ. Indus. de Santander (Colombia), Bol. de Geología, no. 3, p. 51-53.
- 1961.- Late Paleozoic and Early Mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and correlation of the Giron Formation: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Bol. Geol., v. VIII, p. 95-132.
- Langenheim, R. L., Jr. 1954.- Preliminary report on the stratigraphy of the Giron formation in Santander and Boyaca: Inst. Geol. Nal. (Colombia), Informe 1011, 20 p.
- Leith, E., 1938.- A Middle Ordovician fauna from the Venezuela Andes: Am. Jour. Sci., v.36, p. 337 - 344.
- Martínez, L. E., 1962.- Investigación de unos yacimientos de yeso, barita y cobre en el Municipio de Zapatoca, Departamento de Santander: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Informe 1427, 17 p.
- 1964.- Calizas del Departamento Norte de Santander: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Informe 1478, 46 p.
- McNair, A. H., 1940.- Devonian Bryozoa from Colombia: Am. Paleontology Bull., v.25, no. 13, 34 p.
- Mencher, Ely, 1963.- Tectonic history of Venezuela, in Backbone of the Americas: Am. Assoc. Petroleum Geologists Memoir No.2, p. 73-87.
- Miller, A. K. and Williams, J. S., 1945.- Permian cephalopods from northern Colombia: Jour. Paleontology, v. 19, no.4, p. 347 - 349.
- Miller, J. B., 1962.- Tectonic trends in Sierra de Perija and adjacent parts of Venezuela and Colombia: Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., v.46, p. 1565-1595.
- Moody, J. D., and Hill, M., 1956.- Wrench fault tectonics: Geol. Soc. America, Bull., v.67, p. 1207-1246.
- Moore, R. C., Lalicker, C. G., and Fischer, A. G., 1952.- Invertebrate fossils: New York, McGraw-Hill Book Co., Inc. 766 p.
- Morales, L. G., and the Colombian Petroleum Industry, 1958.- General geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia, in Habitat of oil-a symposium: Am. Assoc. Petroleum Geologists, p. 641-695.
- Morales, P. A., 1965.- A contribution to the knowledge of the Devonian faunas of Colombia: Univ. Indus. de Santander (Colombia), Bol. de Geología, no. 19, p.51-111.
- Navas J., 1962.- Geología del Carbonífero al N de Bucaramanga: Univ. Indus. de Santander (Colombia), Bol. de Geología, no.11, p. 23-34.
- 1963.- Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia): Univ. Indus. de Santander (Colombia), Bol. de Geología, no. 12, p. 19-33.
- Nelson, W., H., 1955.- Examen petrográfico de las muestras radioactivas procedentes de California, La Baja, Santander: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Bol. Geol., v.III, no. 3, anexo 1, p. 1-19.
- Notestein, F. B., Hubman, C. W., and Bowler, J. W., 1944.- Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America: Geol. Soc. America Bull., v.55, p.1165-1216.
- Oppenheim, V., 1940.- Jurassic- Cretaceous (Giron) beds in Colombia and Venezuela: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., v.24, p. 1611-1619.
- 1941.- Geología del sur de la Cordillera Oriental entre los Llanos y el Magdalena: Bol. Min. Petrol. (1939-1940), nos. 121-144, p. 81-95.

- Stille, H., 1907.- Geologische studien im gabiete des rio Magdalena: Festschr. Adolf von Köenen, p. 278 - 258.
- Sutton, F. A., 1946.- Geology of the Maracaibo Basin, Venezuela: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., v. 30, p. 1621-1741.
- Taborda, B., 1965.- Guidebook to the geology of the De Mares Concession: Colombian Soc. Petroleum Geologists and Geophysicists, 25 p.
- Téllez, N., 1964.- Geología de la Mesa de Barichara: Univ. Indus. de Santander (Colombia), Bol. de Geología, no. 18, p. 12-21.
- Thompson, M. L., and Miller, A. K., 1949.- Permian fusulinids and cephalopods from the vicinity of the Maracaibo Basin in northern South America: Jour. Paleontology, v. 23, p. 1 - 24.
- Trump, G. W., and Salvador, A., 1964.- Guidebook to the geology fo western Tachira: Assoc. Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, 25 p.
- Trumpy, D., 1943.- Pre-Cretaceous of Colombia: Geol. Soc. America Bull., v. 54, p. 1281 - 1304.
- Van der Hammen, T., 1958.- Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Bol. Geol., v. VI, p. 67-128.
- Van der Hammen, T. y González, E., 1963.- Historia del clima y vegetación del Pleistoceno superior y del Holoceno de la Sabana de Bogotá: Servicio Geológico Nacional (Colombia) Bol. Geol., v. XI, p. 189 - 260.
- Ward, D. E., Goldsmith, Richard, Jimeno, V. A., Cruz, B. J., Gómez, R. E., 1969.- Mapa Geológico del Cuadrángulo H-12, "Bucaramanga". Colombia: Colombia Ministerio de Minas y Petróleos, Inst. Nal. Inv. Geológico - Mineras.
- Ward, D. E., Goldsmith, Richard, Cruz, B. J., Jaramillo, C. L., Vargas, H. R., 1970a.- Mapa Geológico del Cuadrángulo H-13, Pamplona: Colombia Ministerio de Minas y Petróleos, Inst. Nal. Inv. Geológico - Mineras.
- Ward, D. E., Goldsmith, Richard, Cruz, B. J., Téllez, I. N., Jaramillo, C. L., 1970b.- Mapa Geológico de parte de los Cuadrángulos I-12 (San Gil), I-13 (Málaga): Colombia Ministerio de Minas y Petróleos, Inst. Nal. Inv. Geológico - Mineras.
- Ward, D. E., Goldsmith, Richard, Cruz, B. J., and Restrepo, A. H., 1970.- Mineral resources of the souther half of zone III, Santander, Norte de Santander, and Boyacá, Colombia: U. S. Geological Survey openfile report, 109 p.
- Weiske, F., 1926.- Memoria detallada de los estudios del Río Magdalena: Obras proyectadas para su arreglo y resumen del presupuesto: Ministerio de Obras Públicas (Colombia) Editorial Minerva.
- Winkler, H. G. F., 1967.- Petrogenesis of metamorphic rocks, 2d. ed.: New York, Springer-Verlag, 237 p.
- Wokittel, R., 1953.- Yacimientos del Municipio de Molagavita, Departamento de Santander: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Informe 972, 21 p.
- 1954.- Recursos Minerales de las zonas Alta, Baja y Vetas en el Municipio de California, Departamento de Santander: Servicio Geológico Nacional (Colombia), Informe 1030.
- 1957.- Yacimientos Minerales en el Municipio de Barichara, Departamento de Santander (Barita, yeso, cobre): Ins. Geol. Nal. (Colombia), Informe 1169, 10 p.
- 1960.- Recursos Minerales de Colombia: Servicio Geológico Nacional (Colombia) Compilación de los estudios geológicos oficiales en Colombia, Tomo X, 393 p.

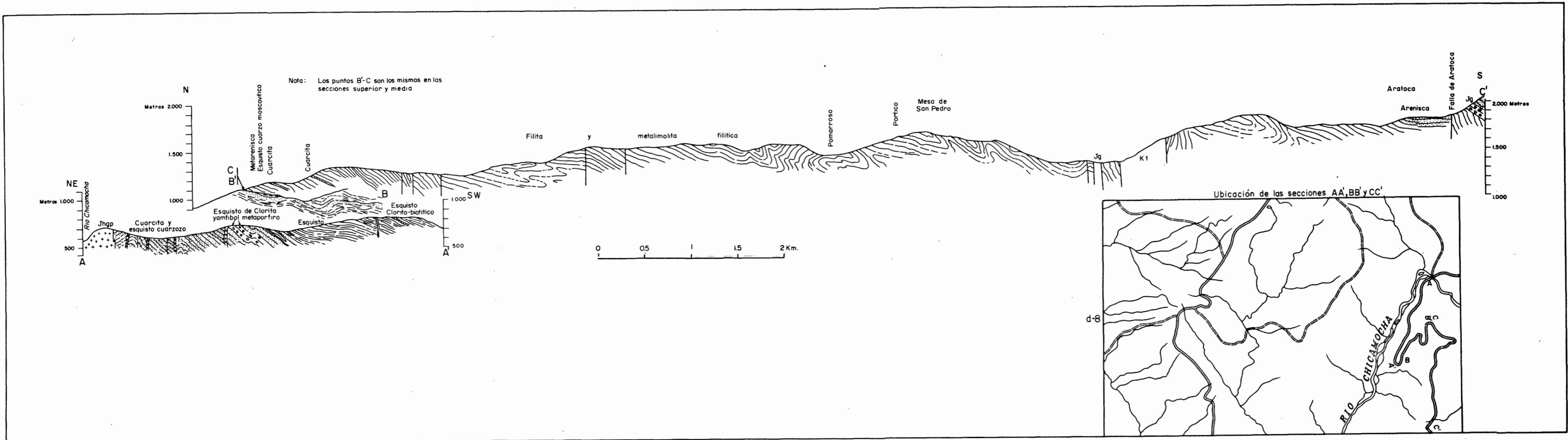


Figura 3- Secciones paralelas a la carretera de Pescadero a Aratoca, Santander Colombia

TIEMPO	EVENTO	REGISTRO FOSILIFERO Y SEDIMENTARIO	EDADES RADIOMETRICAS				CORRELACION				
			ESTE ESTUDIO	ANDES DE MERIDA	MACARENA Y GUAVIARE	PERIJA - SANTA MARTA VENEZUELA OCCIDENTAL	SERIE DE PERIJA LADO ORIENTAL	SANTA MARTA SERIE DE PERIJA LADO OCCIDENTAL	ANDES DE MERIDA	MACARENA	
PRECAMBRICO	1) Metamorfismo y plutonismo de los depósitos geosinclinales del Precámbrico. Formaciones Neis de Bucaramanga. El metamorfismo alcanzó la facies más alta de la anfibolita. Siguió levantamiento y erosión?		945 m.a. Puede ser retrógrada.			1.205 m.a. ² 1.300 m.a. ²	945 m.a. ³ 1.300 m.a. ³	Serie Perijá ⁵		Serie Iglesias ⁶	Basamento
PRECAMBRICO SUPERIOR, CAMBRICO - ORDOVICIANO	2) Depositación de la Formación Silgará: geosinclinal cuarzoso, estratidelgada. Capas más gruesas en la parte inferior.	Sin fósiles en el área; fósiles de Cámbrico y del Ordoviciano en La Macarena y Venezuela.						Serie Perijá ⁵	Cambro Ordoviciano ³	Form. Sierra N ^o Form. Bella-vista ⁷ Form. Caparo ⁷	Grupo Güejar ⁸ Quetame ⁹
ORDOVICIANO SUPERIOR SILURICO INFERIOR	3) Metamorfismo regional, plutonismo. Metamorfismo de grado bajo a medio principalmente: alcanzando raramente la facies más alta de la anfibolita. Las áreas de grado metamórfico alto coinciden con las del evento 1).		410 m.a. 450 m.a.	410-420 m.a. ¹		450 m.a. ²					
SILURICO, DEVONICO INFERIOR	4) Levantamiento y erosión.	Fósiles del Silúrico en Venezuela 4).									
DEVONICO MEDIO	5) Depositación de la Formación Floresta: depósitos marinos pandos; delgados en el oeste, más gruesos en el este.	Fósiles del Devónico Medio y del Devónico Inferior alto.						Grupo Río Cachirí ⁵	Devónico ³	Grupo Mucachuchi ⁷ ?	
DEVONICO SUPERIOR PENSILVANIANO INFERIOR	6) Hiato. Discordancia? Discordancia angular? Metamorfismo regional?	Sin Registro.									
PENSILVANIANO MEDIO A PERMICO	7) Depositación de la Formación Diamante; caliza marina extensa.	Fósiles del Pensilvaniano Medio al Pérmico Medio.		285-277 m.a. ¹				Tinacoa ¹⁰	Carbonífero ³	Sabaneta ⁷ Palmarito ⁷	
PERMICO SUPERIOR	8) Erosión de la Formación Diamante; deposición de la Formación Tiburón.	Cantos de la Formación Diamante en la Formación Tiburón.		230-242 m.a. ¹			250 m.a. ³	Macoita ¹⁰	Pérmico ³		
PERMICO SUPERIOR A TRIASICO	9) Metamorfismo regional de grado bajo; intrusión granítica local. Metamorfismo más intenso al este del centro del macizo. Formación Diamante recristalizada, pizarra local.		221 m.a.							Form. Corual ³ Formación Los Indios ³	
TRIASICO SUPERIOR?	10) Levantamiento, erosión, deposición de la Formación Bocas.	Depósito continentales; cantos de granito en conglomerado.					210 m.a. ⁴	La Quinta ¹⁰		La Quinta ⁷	
TRIASICO - JURASICO	11) Volcanismo, intrusión de grandes batolitos a lo largo de lineamientos norte - sur.		192-198 m.a. 170 m.a. 160 m.a.				172-177 m.a. ³ 162-167 m.a. ³			Formación Guatapurí ³	
JURASICO	12) Depositación de la Formación Jordán hacia el final del episodio plutónico.	Depósitos continentales; cantos de granito rosado y pórvido en los conglomerados de la Formación Jordán.						Conglomerado de Seco Río Negro ¹⁰			
JURASICO SUPERIOR A CRETACEO INFERIOR	13) Levantamiento, erosión, destrucción de batolitos. Deposición de la Formación Girón en cuencas locales.	Depósitos continentales. Material derivado de batolitos en la Formación Girón.					142 m.a. ³		Río Negro ³ Los Portales ³		
CRETACEO INFERIOR A CRETACEO MEDIO	14) Transgresión marina. Actividad ígnea local.	Depósitos marinos transgresivos; rocas del Cretáceo Inferior en el lado occidental del macizo, rocas del Cretáceo Medio en el lado oriental.	127 m.a.				131 m.a. ³				
CRETACEO SUPERIOR	15) Depositación marina continua, interrumpida por levantamiento suave y erosión antes, durante y después de la deposición de la Formación La Luna, seguida por mares más pandos.	Deposición marina, shale negro-chert-fosforita en La Luna. Abundantes foraminíferos a través de la sección. Depositación continental en los flancos.									
CRETACEO SUPERIOR Y PALEOCENO	16) Retiro de los mares, fin de la deposición marina. Levantamiento suave del macizo.	Deposición continental en los flancos del macizo. Extensos mantos delgados de carbón. Polen del Paleoceno.									
EOCENO, OLIGOCENO Y MIOCENO	17) Diastrofismo regional progresivamente intensificado. Rocas cretáceas erodadas del macizo y de gran parte del área al oeste de la Falla Bucaramanga.	Deposición continental en los flancos del macizo, más gruesos y más espesos en el oeste. Sección del Valle Medio del Magdalena: Mioceno - restos de vertebrados hojas de planta. Oligoceno Superior - horizonte fosilífero La Cira Oligoceno Medio - horizonte fosilífero Mugrosa Eoceno Superior - horizonte fosilífero Los Cerros Sección de la Cuenca de Maracaibo: Eoceno Superior a Oligoceno Inferior - Moluscos, polen. Eoceno Inferior a Medio polen.									
PLIOCENO Y CUATERNARIO	18) Probablemente el más alto grado de diastrofismo regional hasta el presente y el más grande relieve. Glaciación alpina pleistocena encima de los 3.200 m.	Terraza de Bucaramanga, con remanentes de terraza y depósitos glaciales en los valles más altos relacionados posiblemente a un sólo período de clima húmedo. Remanentes pequeños de terraza en los niveles más bajos.									

1. Bass y Shagam, 1960
2. Pinson y otros, 1962
3. Tschanz, com.esc., 1968
4. Mencher, 1963
5. Sutton, 1946
6. Kunding, 1938
7. Pierce, 1960
8. Hubach, 1957
9. Trumphy, 1943
10. Hea y Witman, 1960

TABLA 4

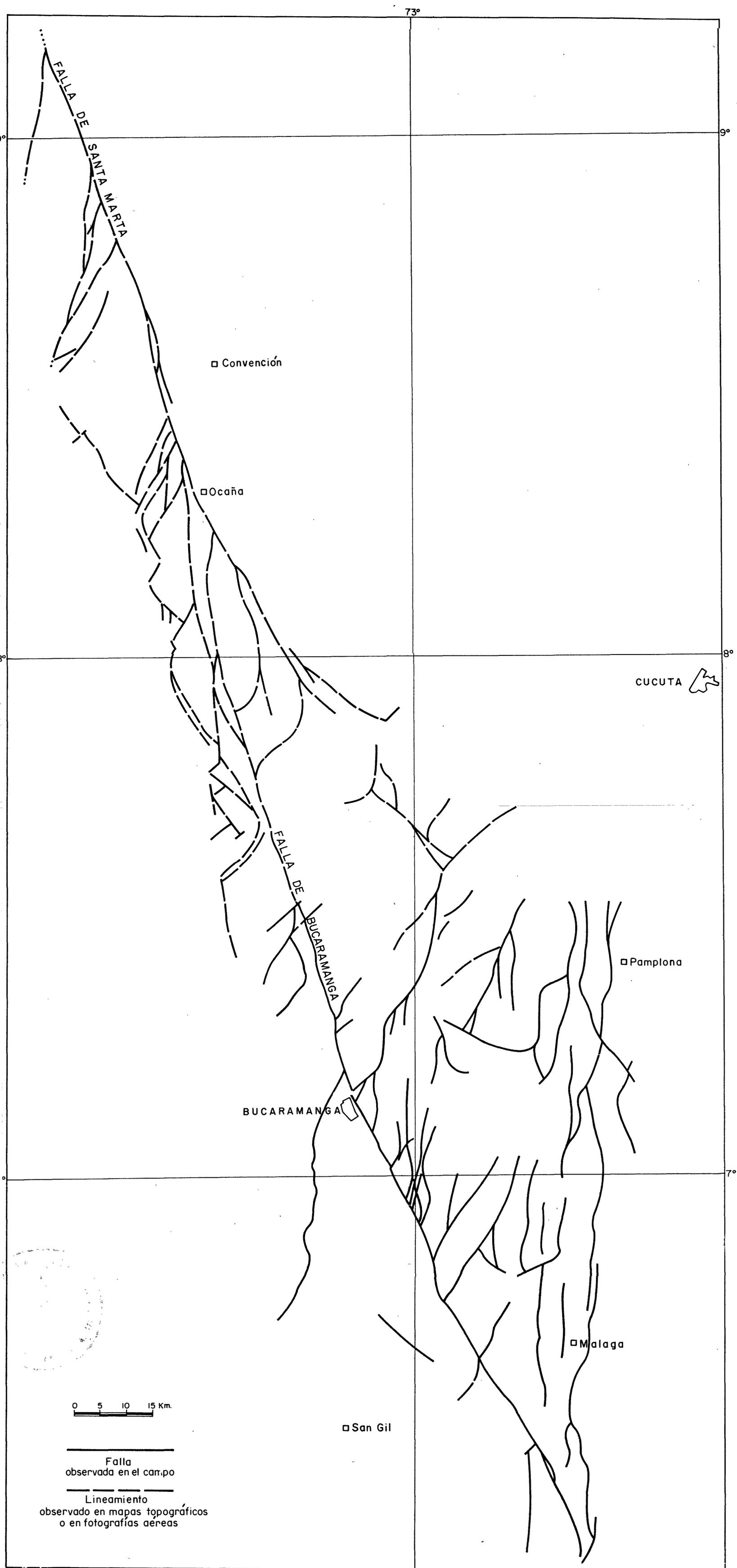


Figura 11- Distribución de fallas y de las fallas supuestas en la vecindad de la Falla de Bucaramanga. Macizo de Santander, Cordillera Oriental.