

ISSN - 0120 - 1425

BOLETIN GEOLOGICO



GEOLOGIA DE LAS PLANCHAS 86 ABREGO Y 97 CACHIRA
DEPARTAMENTO DE NORTE DE SANTANDER

Por:

Alfonso Arias Tauta y Rodrigo Vargas H.

GEOLOGIA DE LAS PLANCHAS 135 SAN GIL Y 151 CHARALA
DEPARTAMENTO DE SANTANDER

Por:

Orlando Pulido González

Volumen 23 - No. 2, pp. 1 - 78
Bogotá - Colombia
ISSN - 0120 - 1425

Bol. Geol.
Ingeominas

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

BOLETIN GEOLOGICO

INDICE GENERAL

	<u>Página</u>
A. Arias T., R. Vargas H. Geología de las planchas 86 Abrego y 97 Cáchira	3 - 38
O. Pulido G. Geología de las planchas 135 San Gil y 151 Charalá	39 - 78

EDITOR

Alberto Villegas Betancourt
Geólogo

Volumen 23 - No. 2, pp. 1 - 78
Bogotá - Colombia
ISSN - 0120 - 1425

Bol. Geol.
Ingeominas

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES
GEOLOGICO-MINERAS

**GEOLOGIA DE LAS PLANCHAS 86 ABREGO, Y 97 CACHIRA;
DEPARTAMENTO DE NORTE DE SANTANDER**

INFORME No. 1759

Por:

ALFONSO ARIAS TAUTA

RODRIGO VARGAS HIGUERA

BOGOTA, 1978

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN	7
0. INTRODUCCION	7
0.1. LOCALIZACION	7
0.2. TOPOGRAFIA	7
0.3. CLIMA Y VEGETACION	9
0.4. HIDROGRAFIA	9
0.5. ACCESIBILIDAD	10
0.6. POBLACION	10
0.7. METODO DE TRABAJO	10
0.8. ESTUDIOS ANTERIORES	11
0.9. AGRADECIMIENTOS	11
1. ROCAS METAMORFICAS	12
1.1. NEIS DE BUCARAMANGA	12
1.2. FORMACION SILGARA	13
1.3. ORTONEIS	14
2. METAMORFISMO	14
2.1. METAMORFISMO REGIONAL	14
2.1.1. NEIS DE BUCARAMANGA	14
2.1.2. FORMACION SILGARA	15
2.1.3. ORTONEIS	15
2.1.4. METAMORFISMO TERMICO	15
2.1.5. METAMORFISMO RETROGRADO	15
3. ROCAS IGNEAS	15
3.1. TONALITA	16
3.2. DIORITA	16
3.3. CUARZOMONZONITA	17
3.4. GRANODIORITA	17
3.5. RIOLITAS Y RIOLITAS METAMORFICAS	18
3.6. DIQUES	19
4. ROCAS SEDIMENTARIAS	19
4.1. SISTEMA JURASICO	19
4.1.1. FORMACION BOCAS	20
4.1.2. FORMACION JORDAN	20
4.1.3. FORMACION GIRON	21
4.2. CRETACEO	21
4.2.1. FORMACION RIONEGRO	22
4.2.2. FORMACION TIBU Y MERCEDES	23
4.2.3. FORMACION LA LUNA	24
4.2.4. FORMACION UMIR	25
4.3. SISTEMA TERCIARIO	26
4.3.1. FORMACION LISAMA	26
4.3.2. FORMACION ESMERALDAS	26
4.3.3. GRUPO CHUSPAS	27
4.3.3.1. <i>Formación Mugrosa</i>	27
4.3.3.2. <i>Formación Colorado</i>	27
4.3.4. GRUPO REAL	28
4.3.5. GRUPO MESA	28
4.3.6. FORMACION ALGODONAL	29
4.4. SISTEMA CUATERNARIO	29
5. ESTRUCTURAS	29
5.1. FALLA DE BUCARAMANGA	30
5.2. FALLA DE LEBRIJA	30

	<u>Página</u>
5.3. FALLA DE LA TIGRA	30
5.4. FALLA DE LA VEGA	30
5.5. FALLA DE VEGUITAS	31
5.6. FALLA DE PARAMILLO	31
5.7. FALLA DE CASITAS	31
5.8. FALLA DE CACHIRA	31
5.9. OTRAS FRACTURAS	31
6. GEOLOGIA ECONOMICA	31
6.1. MANIFESTACIONES MINERALES	31
6.1.1. COBRE	32
6.1.2. PLOMO Y ZINC	32
6.1.3. BARITA	32
6.1.4. FLUORITA	32
6.2. PROSPECCION GEOQUIMICA REGIONAL	33
6.2.1. SISTEMA DE MUESTREO Y ANALISIS EFECTUADOS	33
6.2.2. INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS	33
6.2.2.1. <i>Distribución y Valores Anómalos para Cobre</i>	33
6.2.2.2. <i>Distribución y Valores Anómalos para Plomo</i>	33
6.2.2.3. <i>Distribución y Valores Anómalos para Molibdeno</i>	36
6.2.2.4. <i>Otros Elementos</i>	36
6.2.3. CONCLUSION	36
7. REFERENCIAS CITADAS	36

FIGURAS

1. Localización del área estudiada	8
2. Histograma de distribución de Cobre, Plomo y Molibdeno. Sedimentos Finos. Determinación espectrográfica	34
3. Curvas acumulativas para Cobre, Plomo y Molibdeno. Sedimentos Finos. Análisis espectrográficos	35

PLANCHAS

1. Mapa Geológico de las Planchas 86 Abrego y 97 Cáchira	Publicadas.
2. Sección Estratigráfica de la Formación Algodonal	entre 29 y 30
3. Localización del muestreo y valores para Cobre y Molibdeno	entre 33 y 34

* * *

RESUMEN

La geología de las Planchas 86, Abrego y 97 Cáchira, presentada a escala 1:100.000 consta en su mayor parte de rocas metamórficas de las formaciones Bucaramanga y Silgará, e ígneas del Grupo Plutónico de Santander. Anfibolitas, neises hornbléndicos y esquistos de alto grado datados radiométricamente como Precámbricos y esquistos micáceos, filitas y meta-areniscas de bajo a medio grado asociados a ortoneis, cuarzomonzonitas, granitos, riolitas, dacitas y algunos pocos piroclásticos, cubren gran parte del área, que corresponde a una porción de la región septentrional del Macizo de Santander.

Las unidades estratigráficas de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena afloran en la parte occidental de las planchas, mientras que las correspondientes a la Cuenca de Maracaibo se presentan como retazos en la región oriental.

El fallamiento (generalmente alto ángulo) en bloques, es preponderante en el área al igual que en el resto del Macizo de Santander, que en esta parte viene limitado al oeste por la Falla de Lebrija y nó por la de Bucaramanga como se observa al sur.

Las ocurrencias minerales de cobre, plomo, zinc, fluorita y barita son de escasa importancia económica y los resultados del muestreo geoquímico efectuado no permiten abrigar grandes esperanzas sobre el hallazgo de yacimientos.

0. INTRODUCCION

La cartografía geológica de las Planchas 86, Abrego y 97, Cáchira, se llevó a cabo como continuación de los programas del Ingeominas asignados a la Oficina Regional de Bucaramanga. Inicialmente, durante el año de 1969, se elaboró un mapa fotogeológico con algunas transversas de comprobación de campo; posteriormente, en los años 1974 y 1975, este mapa fue complementado con labores de campo orientadas preferencialmente hacia las áreas menos estudiadas.

Simultáneamente con la cartografía y con el fin de localizar nuevas mineralizaciones de interés económico, se efectuó un muestreo geoquímico regional de sedimentos finos, especialmente en las zonas ígneo metamórficas

de mayores posibilidades; los resultados obtenidos se dan a conocer en el capítulo de geología económica.

0.1. LOCALIZACION

El área de estudio está localizada en la Cordillera Oriental, al nor-noroeste de la ciudad de Bucaramanga y cubre parte de los departamentos de Norte de Santander, Santander y Cesar.

Dentro de la nomenclatura del Instituto Geográfico Agustín Codazzi, el área está comprendida en las planchas Nos. 86 y 97 a escala 1:100.000, con las coordenadas X=1'320.000 a X=1'400.000; Y=1'060.000 a Y=1'120.000 (Fig. 1).

Del área cartografiada, aproximadamente el 58% es jurisdicción del Departamento Norte de Santander, 29% del Cesar y 13% corresponde a Santander.

0.2. TOPOGRAFIA

Dentro del área considerada se encuentran 3 zonas topográficas diferentes. La primera corresponde a las zonas planas localizadas en las partes occidental de las planchas 86 y 97, y central de la Plancha 86; la elevación en la región occidental varía entre 75 y 150 m, mientras que en la región central, alrededores del Municipio de Abrego (Pl. 86, C-7), la altura es de 1.400 m aproximadamente; los ríos de esta parte corren suavemente y por amplios valles. La segunda zona comprendida entre 200 y 600 m de altura, corresponde a las estribaciones de la cordillera con pendientes no muy fuertes y con una topografía que se puede considerar como semi-abrupta. Finalmente, entre 600 y 3.800 m, se presenta una zona con pendientes muy fuertes y topografía abrupta; en ella se localizan las alturas mayores del área; en esta parte los ríos y quebradas han excavado cañones profundos con laderas de inclinaciones muy altas.

Al este de Mohan (Pl. 97, F-12), se encuentra el punto más elevado del área cartografiada (3.800 m), el cual queda incluido dentro de la zona de páramo, conocida con el nombre general de Páramo de Cáchira. Otros sitios mayores de 3.000 m, correspondientes a este mismo páramo, se localizan en la parte más oriental del área; los más cono-

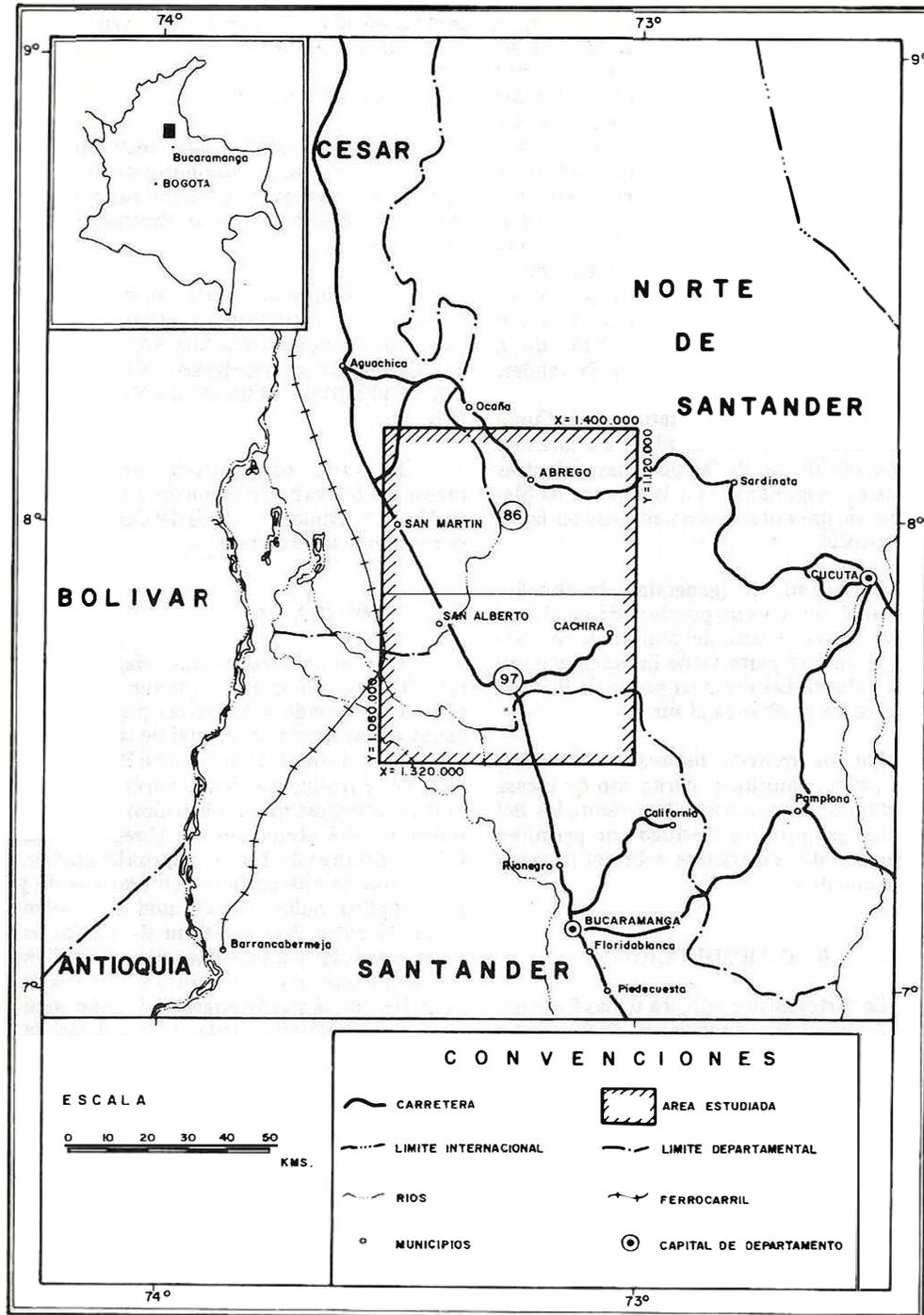


FIGURA 1.

Localización del área estudiada.

cidos son: Loma de Páramo de Pringado (C-12; D-12), Filo de Peña Rica y páramos de Guerrero (B-12) y Torrecitas (A-12).

En la parte norte central de la Plancha 97 sobresale la Cordillera de Orocué, la cual alcanza su punto máximo (3.500 m) en Cerro Pelado también conocido como Cerro Jurisdicciones (A-7).

En lo referente al punto más bajo, 75 m aproximadamente, se sitúa en la parte más occidental de la Plancha 97 en los valles del Río San Alberto (D-1, 2), y Quebrada Minas (A-1).

0.3. CLIMA Y VEGETACION

Existen en el área diversas clases de clima, desde cálido hasta de páramo, pasando por clima medio predominante entre 1.000 y 2.000 m, y frío entre ésta última altura y los 3.000 m aproximadamente.

El clima cálido se presenta a alturas menores de 1.000 m, como en la región occidental muy plana donde se han desarrollado de una manera intensiva la agricultura y la ganadería. Los principales productos agrícolas son: algodón, arroz, sorgo, café, plátano y palma africana, en menor proporción tabaco, caña de azúcar, maíz y yuca; el ganado vacuno, constituye el renglón predominante en la economía de la zona, el cual es seguido por porcinos, caballares y mulares.

La zona de clima medio se subdivide en dos partes: la de mayor extensión corresponde a la topografía montañosa cubierta por densa vegetación selvática y la otra formada por partes planas y semi-planas en los valles de los ríos y quebradas mayores; en éstas últimas se cultiva café, algodón, yuca, plátano y caña de azúcar; en el valle del Río Algodonales (alrededores de Abrego) y en los alrededores del Municipio de Ocaña los cultivos de cebolla y piña son los más notorios.

La zona de clima frío, entre 2.000 y 3.000 m, por lo general es abrupta; en ella se encuentra la terminación de la vegetación selvática para dar paso a la de páramo; los cultivos son escasos y están restringidos a los sitios donde la pendiente es menor; los principales productos agrícolas son: papa, maíz, trigo y cebolla; la ganadería en esta parte tiene poco desarrollo.

Finalmente el clima de páramo, alturas mayores de 3.000 m, se encuentra en la Cuchilla de Orocué y en la región denominada de una manera general como Páramo de Cáchira en la parte nororiental de la Plancha 97. La vegetación en estas regiones es muy escasa; solamente en las cercanías de Cerro Pelado (Pl. 97, A-7), se encuentran pequeñas plantaciones de papa. La ganadería está representada por ovinos, caprinos y vacunos.

0.4. HIDROGRAFIA

En el área considerada se encuentra la divisoria de aguas entre las cuencas fluviales del Río Magdalena, al oeste, y el Lago de Maracaibo, al este. En el sur, esta divisoria se encuentra en el Páramo de Cáchira, y se prolonga por dicho páramo hacia el norte hasta el Alto Torrecitas en donde cambia su dirección a suroeste hasta cerca al sitio La Aurora (Pl. 97, B-10); en este punto toma una dirección aproximada nor-noroeste y siempre desplazándose hacia el occidente sale de la zona por la cuchilla que separa las aguas del Río Tejo de las de la Quebrada Torcoromita (Pl. 86, A-4).

Las principales corrientes de la vertiente occidental, enumeradas de sur a norte, son las siguientes: Río Romeritos, Río Playón con su afluente Quebrada Betania, Río Cáchira al cual desembocan los ríos La Silleta y San Alberto; en la región centro occidental el drenaje está constituido por las quebradas Minas, Torcoroma y Tisquerama ésta última formada por las quebradas Santa Bárbara y El Rosario. La Quebrada Torcoroma con sus ramales El Socorro, Aguablanca y El Guamito, drena una zona muy amplia en esta parte del área. Al noroccidente, las quebradas Torcoromita y Peralonso constituyen las corrientes más notorias.

Los ríos y quebradas anteriormente nombrados desembocan en el Río Lebrija el cual a su vez vierte sus aguas en el Río Magdalena.

La región norte central-nororiental está disectada por los ríos Tejo con sus quebradas Samagala y El Bagre, Río Algodonal formado por los Ríos Frío y Oroque. Río Borrá (parte alta) y el Río Tarra, el más caudaloso dentro del área de estudio, que recoge las aguas de la región más oriental por medio de

sus quebradas San Vicente, La Sierra, Urama, La Pancha, Aguablanca, Páez, El Hatice y otras de menor importancia.

Los ríos y quebradas nombrados son afluentes del Río Catatumbo el cual desemboca en el Lago de Maracaibo cerca a la Ensenada Aguas Muertas.

Morfológicamente el drenaje se considera sub-dendrítico en la parte montañosa, localmente controlado por fracturas, y meandriforme en la región plana, especialmente al occidente.

0.5. ACCESIBILIDAD

La carretera de la Costa, que une a Bucaramanga con Santa Marta, recorre parte del área estudiada; inicialmente atraviesa la zona montañosa en la región sur central hasta un poco al norte del Corregimiento de La Esperanza (Pl. 97, E-5), en donde sigue por la parte plana con dirección noroeste hasta el Corregimiento de San Martín (Pl. 86, E-1), en donde unos kilómetros al norte abandona la Plancha 86; en este trayecto casi la totalidad de la carretera se encuentra pavimentada y solamente existe un tramo destapado entre el sitio de límites (Pl. 97, F-7), y el Corregimiento La Esperanza.

De esta carretera principal, cerca al sitio de Primavera (Pl. 97, E-7), se desprende hacia el este un carreteable sin pavimentar que pasando por el Corregimiento de La Vega conduce al Municipio de Cáchira (Pl. 97, C-11), continuándose de este sitio hacia el norte por 8 km aproximadamente.

Los carreteables que con dirección oeste arrancan de la carretera de la Costa en San Alberto (Pl. 97, C-4), y cerca a Don Bosco (Pl. 86, G-2), fueron de poca utilidad para la realización del trabajo.

Cerca al límite occidental, donde la carretera sale del área cartografiada, arranca un carreteable con dirección norte el cual después de pasar por los corregimientos Los Angeles (Pl. 86, C-1), y Montecitos (Pl. 86, A-1), se une fuera del área, con la transversal Aguachica-Ocaña. Del carreteable descrito arrancan varios de penetración de los cuales los que se dirigen al oeste salen nuevamente a la carretera central, mientras que los de rumbo este terminan al pie de la cordillera.

Otra carretera importante, señalada en la Figura 1 es la transversal que derivándose de la principal en la población de Aguachica une los municipios de Ocaña, Abrego, Sardinata y Cúcuta; esta transversal penetra en el área en cercanías del sitio de Rincón Casero (Pl. 86, A-5), llega al Municipio de Abrego y con dirección este atraviesa la Plancha 86 en la parte central. De esta transversal, sin pavimentar en la parte correspondiente al área estudiada, parten los siguientes carreteables: Chapinero-La Playa-Hacarí (los dos últimos fuera del mapa); Abrego-Cerro Pelado (Las Jurisdicciones); carreteable a la finca Palmira (Pl. 86, C-9) y carreteable al Municipio de Villacaro (fuera del mapa) el cual se aparta de la transversal cerca al Alto El Santurrón (Pl. 86, D-12).

En resumen, se considera que por el carácter montañoso del área cartografiada ésta presenta pocas vías carreteables, siendo el acceso muy difícil y en su mayor parte sólo es posible reconocerlo por caminos de herradura.

0.6. POBLACION

Dentro del área sólo se localizan tres cabeceras municipales, correspondientes a los municipios de Abrego, Cáchira y el recientemente creado Municipio de San Alberto; otros sitios poblados en orden de importancia son los corregimientos de La Vega, San Martín, La Esperanza, Los Angeles, Montecitos y La Ermita.

La población en su mayor parte es rural y dedicada a la agricultura y ganadería. Datos suministrados por la oficina del DANE en las Monografías Municipales 1976, muestran que según el censo de 1973 la población de Abrego era de 21.825 habitantes de los cuales 16.214 eran rurales y 5.611 urbanos; Cáchira en el mismo año tenía 1.119 habitantes urbanos y 16.903 rurales; no se obtuvieron datos para el Municipio de San Alberto, debido a que hasta hace poco tiempo era corregimiento del Municipio de Río de Oro.

0.7. METODO DE TRABAJO

En el año de 1969 se hizo una fotointerpretación controlada mediante transversas de campo bastante espaciadas, y simultáneamente se tomaron datos estructurales que permitieron un mejor conocimiento del área y la terminación, en 1970, del mapa preliminar.

Posteriormente y para cumplir con los requisitos necesarios para esta clase de trabajos, el mapa preliminar fue complementado mediante nuevas comprobaciones de campo, orientadas preferencialmente hacia las áreas que mostraban menor control.

El estudio fue realizado por geólogos de la Regional de Bucaramanga quienes utilizaron como base topográfica los mapas a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Estos tienen 10 km de longitud en el sentido norte sur y 15 km de este a oeste, con curvas de nivel cada 25 m hasta la cota de 600 m y de ésta en adelante cada 50 m. Las secciones geológicas se efectuaron a lo largo de las carreteras, y en las quebradas y caminos, hasta donde lo permitieron las condiciones topográficas y de vegetación.

Durante la segunda fase de la cartografía y simultáneamente con ella, se efectuó un muestreo geoquímico regional con miras a la búsqueda de posibles anomalías de interés económico. Especialmente en la zona ígnea y cerca al contacto con el metamórfico, se recolectaron muestras de sedimentos finos tomados en el lecho activo de las quebradas. Estas muestras fueron enviadas al laboratorio del Ingeominas en Bogotá y Medellín, donde después de secadas (a 105°C) y tamizadas, a fracción menor de malla 80, fueron analizadas espectrográficamente para 32 elementos. Los resultados obtenidos se dan a conocer en el capítulo de geología económica.

Para efectos de la cartografía se elaboraron 520 secciones delgadas, cuya descripción petrográfica fue hecha por los geólogos Richard Goldsmith (33), Humberto González (158), Gloria Inés Rodríguez (179) y Euclides Mancilla (150). Para la clasificación de las rocas ígneas, el geólogo Goldsmith utilizó la de Compton (1962); el resto de los geólogos nombrados utilizó la tabla de Travis (1955).

Las localizaciones se citan en el texto de dos maneras: la primera corresponde a localizaciones generales dadas con referencia a sitios o rasgos topográficos sobresalientes que pueden ubicarse en las planchas 86 y 97 (Mapa Geológico) y en el Mapa de localización del muestreo y valores para cobre y molibdeno; la segunda consiste en un sistema de coordenadas, de acuerdo con las planchas 1:100.000 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi, marcadas de norte a sur con letras mayúsculas de A a H y de oeste a este con números

de 1 a 12; de esta manera una localización dada se encontrará dentro de la cuadrícula correspondiente a las coordenadas que sean mencionadas.

0.8. ESTUDIOS ANTERIORES

Son muy pocos los trabajos geológicos detallados dentro del área; solamente se conoce el informe No. 612 del Servicio Geológico Nacional, por Botero G. y Sarmiento A. (1947) titulado "Reconocimiento Geológico de la carretera Ocaña-Abrego-Sardinata, Departamento Norte de Santander". En él se hace la descripción de las unidades litológicas cartografiadas, se clasifican fósiles colectados en sedimentos cretáceos y se estudian varios yacimientos minerales encontrados dentro del área de influencia de la sección.

En los informes del Servicio Geológico Nacional No. 1202, Hubach E. (1956) y "Recursos Minerales de Colombia", Wokittel R. (1960) se hace referencia de una manera somera a las manifestaciones minerales situadas en las cercanías del Municipio de Abrego.

Otero y Angarita (1975) en el informe 1685 "Ocurrencias Minerales en el Departamento de Norte de Santander" hacen la descripción de las diversas manifestaciones conocidas en el área de este estudio.

El estudio geológico más completo sobre el Macizo de Santander, especialmente en lo referente a las rocas ígneo-metamórficas, es el realizado por el Ingeominas, y cuyos resultados se describen en el informe de Ward et al (1973). En el presente trabajo se seguirá en su mayor parte este informe en vista que, las planchas 86 y 97 se encuentran inmediatamente al norte del área por ellos estudiada y que algunas de sus conclusiones se basan en observaciones realizadas dentro del área de esas planchas.

0.9. AGRADECIMIENTOS

La comprobación de campo fue realizada por geólogos de la Regional de Bucaramanga; en las planchas 86 y 97 se muestra el área cubierta por cada uno. La redacción de la memoria se dividió en dos partes donde Rodrigo Vargas discute los capítulos de Rocas Sedimentarias, Estructuras y parte inicial de la Geología Económica, y el resto es descrito por Alfonso Arias.

Las secciones delgadas fueron elaboradas en la Sección de Petrografía del Ingeominas y clasificadas por los geólogos Gloria Inés Rodríguez, Humberto González, Euclides Mancilla y Richard Goldsmith.

En las primeras fases del programa, los análisis espectrográficos fueron ejecutados en los laboratorios del Ingeominas en Bogotá por los químicos Victor García(†), Darío Monsalve, Félix Roa y la técnica de laboratorio Margarita Akle de Chica(†). A partir de enero de 1975 las muestras fueron enviadas al laboratorio del Ingeominas en la Regional Medellín donde fueron analizadas por el químico Darío Monsalve.

1. ROCAS METAMORFICAS

Ocupan dentro de las planchas una de las áreas mayores, y comprende las formaciones Neis de Bucaramanga, Ortoneis y Silgará. Estas formaciones y las ígneas que las acompañan forman el denominado Macizo de Santander, del cual, una parte de la región norte cubre el presente estudio.

1.1. NEIS DE BUCARAMANGA

Ward et al. (1973) definen esta formación como una secuencia de rocas metasedimentarias de alto grado metamórfico, que consisten principalmente en paraneis pelítico, semipelítico y arenáceo, esquisto y cantidades subordinadas de neis calcáreo, mármol, neis hornbléndico y anfibolita. Incluye también zonas de migmatita de dos tipos: una en la cual el paraneis está mezclado con rocas graníticas neísicas y otra, donde ambos están cortados por muchas masas pequeñas de granito no foliado de edad mucho más joven.

En el área, el Neis de Bucaramanga se halla en la región centro-occidental formando parte de las estribaciones de la cordillera; forma una faja alargada de dirección aproximada norte-sur, la cual empieza a aflorar al oeste del Corregimiento León XIII (Pl. 97, C-7), y se prolonga con dirección norte hasta salir de la plancha. El ancho máximo que alcanza es de 18 km aproximadamente. A pesar de hallarse aislada, se considera que esta franja puede ser la continuación de la más occidental o faja de Bucaramanga de Ward et al (1973). En el lado oriental el neis se halla casi en su totalidad en contacto con la cuarzo-monzonita del Batolito de Ocaña; so-

lamente en los alrededores de la Loma El Solplón (Pl. 86, D-6), está cubierto por sedimentos terciarios; el límite occidental en su mayor parte lo constituyen rocas ígneas: cuarzo-monzonitas, tonalita y riolitas en contacto fallado (parte sur principalmente) o normal. Cerca a la Quebrada Mateplátano (Pl. 86, H-5; Pl. 97, A-5), el contacto con el ortoneis es fallado y un kilómetro al norte, el neis está cubierto por sedimentos jurásicos del Bocas.

En el área de estudio el Neis de Bucaramanga está constituido por paraneis pelíticos y arenáceos, neis hornbléndico, anfibolita; localmente incluye zonas migmatíticas y esporádicamente se presentan granulitas. A diferencia de la faja occidental de Ward et al (1973) donde el neis hornbléndico y la anfibolita están subordinados, en el área existe un incremento notable de estas rocas, siendo localmente predominantes.

Macroscópicamente el paraneis pelítico se presenta bien bandeado con capas finas cuarzosas de color claro y capas micáceas oscuras; los arenáceos presentan desde bandeamiento incipiente hasta bandas gruesas de color claro, con cuarzo y feldespato y oscuras con ferromagnesianos. En sección delgada los primeros contienen como minerales principales cuarzo, biotita, muscovita, plagioclasa, granate y silimanita; los accesorios son magnetita, zircón y apatito; los arenáceos se componen de cuarzo, plagioclasa, feldespato de potasio, muscovita y biotita como minerales principales y epidota, opacos, apatito, zircón y esfena como accesorios.

Los neises calco-silicatados, abundantes en el área, en general son de grano medio, color oscuro y finamente bandeados aun cuando localmente desarrollan bandas claras y oscuras bien definidas. Microscópicamente se observan hornblenda y biotita como minerales principales; como accesorios apatito, esfena, opacos y calcita; de alteración (cuando están presentes) clorita, sericita y productos arcillosos. Estos neises parecen provenir de rocas ígneas básicas.

El Neis de Bucaramanga incluye zonas de migmatita, ortoneis y granulita todas muy local es y pequeñas por lo cual no fueron cartografiadas separadamente. Las dos primeras presentan características semejantes a las descritas por Ward et al. (1973) y no se hace descripción de ellas. Las granulitas son muy esporádicas; una muestra colectada en la ar-

te occidental de la franja al este del sitio El Cobre (Pl. 86, E-3), presenta las siguientes características: macroscópicamente es una roca granulítica de color blanco, con manchas pardo amarillentas y rojizas con lentejones de cuarzo, contiene granates; en sección delgada los minerales principales son cuarzo 25 %, ortoclasa perfitica 35-40 %, plagioclasa 25 %; como minerales accesorios se encuentran zircón, muscovita y magnetita, todos en trazas; los minerales de alteración presentes son clorita 1 %, y epidota 1 %; como minerales metamórficos, granate 1 %; otra muestra con características semejantes se encuentra en la parte norte, aproximadamente 700 m al oeste del sitio Miraflores (Pl. 86, D-4).

La edad del Neis de Bucramanga fue establecida por Ward et al (1973) como claramente precámbrica con base en análisis radiométricos (potasio-argón) en hornblenda de una muestra de neis hornblendico; la edad calculada es de 945 más o menos 400 millones de años. La muestra analizada se sitúa dentro de la continuación norte de la faja a que se ha venido haciendo referencia y aproximadamente a 10 km del área estudiada, por lo tanto se considera esta edad la más apropiada para la formación; asimismo las relaciones estratigráficas están bien establecidas en el informe mencionado.

1.2. FORMACION SILGARA

“La Formación Silgará es una secuencia de rocas clásticas metamorfoseadas, típicamente delgadas y cíclicamente estratificadas, que consta de pizarra, filita, metalimolita, metaarenisca impura, metawaca y metawaca guijarrosa con menos cantidades de pizarra y filita calcárea. La formación toma su nombre de la Quebrada Silgará, en la parte noreste del Cuadrángulo H-12, donde gran parte de la formación está bien expuesta a lo largo de una faja de 15 km de ancho” Ward et al. (1973).

La Quebrada Silgará se encuentra pocos kilómetros al sur de la Plancha 97 y la faja a que se hace referencia penetra dentro del área en la región oriental y se continúa hasta terminar contra una falla (sin denominación) de dirección NW-SE en la cuadrícula G-11 (Pl. 97). En esta zona el contacto del Silgará es con rocas intrusivas (cuarzomonzonita); solamente cerca a la desaparición está cubierta por sedimentos jurásicos de la Formación Bocas.

La segunda faja de importancia donde se halla expuesta la Formación Silgará se localiza al noroeste de la anterior; se inicia al sur del Municipio de Cáchira (Pl. 97, C-11) como una franja delgada, la cual al prolongarse hacia el norte (al este de la Falla de Casitas) va mostrando mayor espesor hasta alcanzar su máximo desarrollo al este y noreste de Abrego (Pl. 86, C-7) en donde al salir de la plancha, aflora en una longitud aproximada de 25 km. De esta zona se observan buenos afloramientos a lo largo de la carretera Abrego-Río Tarra.

En el límite occidental El Silgará se halla en contacto con rocas ígneas cuarzomonzoníticas, en la parte central está intruido por una granodiorita y en el este y sureste, Mesa de Los Conde (Pl. 86, G-11) y sus alrededores, está cubierto por rocas sedimentarias que van del jurásico al cretáceo inferior.

Se considera como una tercera faja la constituida por una serie de techos pendientes y fajas delgadas, generalmente de pocos kilómetros de superficie, que se localizan al oeste de la Falla de Casitas; por la manera en que se presentan se hallan en contacto con rocas intrusivas.

A pesar de la exposición por fajas, la formación presenta en todas las áreas una composición litológica semejante, de tal manera que se hará la descripción del conjunto como una sola unidad.

En el área de las planchas 86 y 97, El Silgará está compuesto por filitas, esquistos micáceos, cuarcitas micáceas y neises cuarcítico-micáceos; en menor proporción se encuentran pizarras carbonosas, esquistos cuarzo sericíticos, metaconglomerados y metaliditas.

En sección delgada, las filitas contienen como minerales principales sericita, muscovita, biotita, cuarzo y plagioclasa; esfena, zircón y magnetita como accesorios; limonita, hematita y ocasionalmente clorita como minerales de alteración. Los esquistos micáceos están formados principalmente por biotita, muscovita, clorita, cuarzo y sericita; zircón, magnetita y apatito son accesorios; óxidos de hierro de alteración y granate se presenta en algunas muestras como producto de metamorfismo. En las cuarcitas micáceas y neises cuarcítico-micáceos es notorio el aumento del cuarzo, el cual en algunas

partes forma el 80 % de la roca; otros componentes principales son muscovita, biotita y feldespato; accesorios son el zircón y opacos; de alteración, óxidos de hierro.

En lo referente al origen de las rocas de la Formación Silgará, las muestras analizadas indican que provienen de sedimentos pelíticos, semipelíticos y arenáceos sometidos a metamorfismo regional de bajo grado, facies de esquistos verdes de Winkler (1967). Un aumento en el grado de metamorfismo, en dirección oeste a este, es notorio en la carretera Abrego-Río Tarra; en efecto la sección se inicia en rocas de muy bajo grado, pizarras y filitas, las cuales van pasando a esquistos micáceos y localmente a neises; sin embargo este aumento es oscurecido por los efectos de contacto de la granodiorita la cual intruye El Silgará en esta región produciendo fenómenos de retromorfismo sobre las rocas de esta formación.

La relación estratigráfica entre El Silgará y el infrayacente Neis de Bucaramanga, así como su edad y correlaciones son ampliamente discutidas en el informe de Ward et al. (1973) y no se hará énfasis en ellas ya que el área estudiada es la continuación norte de la de los mencionados autores y algunas de sus conclusiones están basadas en observaciones realizadas en el área de las planchas 86 y 97; la edad dada para la formación es Cambro-Ordoviciano.

1.3. ORTONEIS

Esta unidad es la que presenta menor extensión areal dentro de las rocas metamórficas; los afloramientos se localizan al oeste de la Falla de Bucaramanga en las estribaciones de la cordillera. Se presenta como dos cuerpos aislados, de los cuales el mayor se sitúa al norte del Corregimiento de La Esperanza (Pl. 97, E-5), cortado en su parte más septentrional por rocas intrusivas (cuarzomonzonita); en el área del Río San Alberto (Pl. 97, B-5) su continuidad es interrumpida por sedimentos aluviales. El segundo afloramiento se presenta en el límite norte del área, tiene aproximadamente 6 km² de extensión y se encuentra entre la Quebrada Torcoromita y el Caserío La Palmita (Pl. 86, A-3, 4).

Las rocas cartografiadas como ortoneis se caracterizan por ser generalmente masivas con lineación definida de sus componentes. Masas pequeñas de ortoneis posiblemente

te han quedado incluidas dentro de zonas migmatíticas en el Neis de Bucaramanga; de la misma manera es probable que se hayan cartografiado como ortoneis en algunos lugares, rocas intrusivas jóvenes cizalladas.

Macoscópicamente el ortoneis se presenta como una roca bandeada de grano medio a grueso con orientación definida en cristales de cuarzo y feldespato; en sección delgada la textura es granoblástica y está compuesto principalmente de cuarzo, plagioclasa, feldespato de potasio, biotita, muscovita y en algunos casos granates; minerales accesorios son zircón, magnetita, esfena, apatito y epidota, ésta última a veces en venas; leucoceno, limolita, clorita y sericita se encuentran como minerales de alteración.

La unidad proviene de rocas graníticas y tonalíticas sometidas a metamorfismo regional de grado medio a alto. "Las texturas microscópicas, las estructuras y la paragénesis mineral indican que el ortoneis sufrió metamorfismo durante o después del emplazamiento" (Ward et al. 1973). El mismo autor considera que el ortoneis podría abarcar del Devónico inferior al Ordoviciano o ser en parte Precámbrico; ésta apreciación es aceptada en el presente trabajo en vista de que durante la comprobación de campo no se observó ningún dato que permita infirmar esta edad.

2. METAMORFISMO

En este capítulo se hará un breve resumen de las clases y grados de metamorfismo a que fueron sometidas las unidades presentes en el área y anteriormente descritas; para mayor información al respecto se remite al lector, al informe, varias veces mencionado de Ward et al. (1973) en donde los fenómenos metamórficos son ampliamente descritos y discutidos.

2.1. METAMORFISMO REGIONAL

El Neis de Bucaramanga, la Formación Silgará y El Ortoneis fueron sometidos a este metamorfismo presentando las siguientes características:

2.1.1. NEIS DE BUCARAMANGA

Está constituido por rocas de alto grado de metamorfismo, que llega hasta la subfacies silimanita-cordierita-ortoclasa-almadi-

no que es la parte más alta de la facies anfíbolita-cordierita (WINKLER, 1967).

La esporádica presencia de granulitas significa que, localmente la formación estuvo sometida a metamorfismo de más alto grado donde alcanzó la sub-facies ortopiroxeno (?) - plagioclasa (WINKLER, 1967); además confirman la presencia de por lo menos dos períodos de metamorfismo, tal como lo postulan Ward et al. (1973), ya que "las granulitas parecen ser producto de rocas previamente metamorfoseadas" (WINKLER, 1967, p.131).

Dentro de la secuencia de neises de origen pelítico, en varias localidades se constató la presencia de granates lo que se ha interpretado como un aumento en la presión sufrida durante el metamorfismo, estimada aproximadamente en 3 a 3,5 kilobar (WINKLER, 1967, p. 126) correspondiendo el metamorfismo, dentro del área de las planchas, al tipo "Abukuma" y no al "Bosost", como lo consideran Ward et al. (1973) para la región central y sur del Macizo de Santander.

2.1.2. FORMACION SILGARA

Las asociaciones minerales que se encuentran en la formación están comprendidas, casi en su totalidad, dentro de la facies de esquistos verdes y algunas muestras alcanzan la subfacie andalusita - cordierita - muscovita de la facies anfíbolita - cordierita (WINKLER, 1967), sin embargo no fue posible determinar si este cambio es debido a un aumento del metamorfismo regional o si se trata de efecto de contacto, ya que estas muestras se localizan cerca a rocas intrusivas que atraviesan esta unidad. Las asociaciones minerales quedan incluidas dentro de la serie tipo "Abukuma".

2.1.3. ORTONEIS

El grado de metamorfismo de la unidad varía de medio a alto; las muestras analizadas en su mayoría corresponden a la parte baja de la facies anfíbolita-cordierita, aun cuando algunas secciones alcanzan la sub-facies más alta de la anfíbolita.

Dentro del área de las planchas 86 y 97, el Ortoneis presenta concordancia de la foliación y lineación con el Neis de Bucaramanga y la Formación Silgará, tal como lo observan Ward et al (1973) en otras zonas del macizo, lo que se interpreta como un indicio de que

las tres unidades fueron sometidas al mismo metamorfismo dinamo-térmico.

2.1.4. METAMORFISMO TERMICO

Fenómenos que pueden atribuirse a metamorfismo de contacto se encuentran dentro de la Formación Silgará en la sección Abrego-Río Tarra, donde se incrementa el grado de metamorfismo, al pasar de filitas a esquistos, a medida que se acerca a la zona de influencia del intrusivo granodiorítico que atraviesa dicha formación; en esta zona se encuentra andalusita muy alterada que podría ser de origen térmico.

En el Neis de Bucaramanga estos fenómenos son menos notorios; sin embargo en algunas muestras se encuentran láminas de biotita, cordierita y granulita (?) que pueden ser producto de metamorfismo de contacto.

2.1.5. METAMORFISMO RETROGRADO

En el Neis de Bucaramanga y en la Formación Silgará, se encuentran características que pueden atribuirse a fenómenos de retromorfismo; en el primero se presenta sericitización de plagioclasa y silimanita y cloritización de granate y de biotita; en la Formación Silgará los efectos son menos notorios, registrándose en muy pocas muestras sericitización de plagioclasa y cloritización de biotita.

De acuerdo con Ward et al. (1973) "el metamorfismo retrógrado fue desarrollado simultáneamente con una actividad apreciable de agua y potasio. El tiempo de este metamorfismo en relación con el progrado no se conoce y únicamente puede afirmarse que es más joven que la Formación Silgará".

3. ROCAS IGNEAS

Por su extensión son las más importantes dentro del área estudiada; están incluidas dentro del Grupo Plutónico de Santander, y su composición varía desde tonalitas grises (más máficas) hasta cuarzomonzonitas y granitos de color rosado. Según Ward et al. (1973), las rocas grises son más antiguas que las rosadas; siguiendo este concepto se hará la descripción de las rocas ígneas presentes en las planchas 86 y 97, de las más antiguas a las más jóvenes.

3.1. TONALITA

Aflora en la región noroccidental en forma de un cuerpo alargado de dirección aproximada norte-sur, en una longitud de 32 km y un ancho máximo de 3 km; un "stock" de tonalita de 9 km² aflora al oeste de la Falla de Bucaramanga, en contacto con ésta y cortado por la Quebrada San Francisco (Pl. 86, F-4, G-4). La masa de tonalita localmente presenta variaciones a cuarzdiorita, cuarzomonzonita, granodiorita y granito, pero estas son de tamaño muy pequeño para ser cartografiadas separadamente.

La tonalita predominante es de color gris, ligeramente verdoso, fanerítica de grano medio y constituida por cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita. En sección delgada la textura es hipidiomórfica y está compuesta por plagioclasa (63 a 74 %), cuarzo (6 a 13 %), hornblenda (4 a 26 %) y biotita (6 a 8 %); minerales accesorios son apatito, opacos, epidota, esfena y calcita, todos en cantidades menores al 2%; minerales de alteración son clorita, sericita, sausruta y productos arcillosos.

El intrusivo tonalítico en su contacto oriental atraviesa el Neis de Bucaramanga, mientras que al occidente es cortado por riolitas o cubierto por sedimentos recientes; el "stock" de la Quebrada San Francisco intruye el neis casi totalmente a excepción del límite oriental constituido por la Falla de Bucaramanga. De esta roca no se obtuvieron datos radiométricos que permitan establecer con certeza su edad. Según Ward, et al. (1973) se ignora si los varios cuerpos tonalíticos dentro del macizo son contemporáneos; sin embargo considera que probablemente son más jóvenes que el metamorfismo de la Formación Silgará y por su relación, en la parte central del macizo, con ígneos de edad establecida, podrían pertenecer al Triásico; esta edad se conserva en este informe.

3.2. DIORITA

En el mapa geológico (Pls. 86 y 97) se muestra como una sola unidad, la formada por una diorita hornbléndica, atravesada por abundantes diques de granito riebeckítico que afloran a lo largo de la carretera principal aproximadamente 1 km al sur del caserío La Esperanza (Pl. 97, E-5; F-5); la abundancia de los diques, la íntima relación entre las dos rocas y el carácter regional de la cartografía

impidieron su representación separadamente. Buenas exposiciones y la relación existente entre las rocas, se encuentran en el carretable que por margen norte del Río San Pablo arranca de la vía principal, cerca al Puente La Unión, y conduce al sitio del mismo nombre (Pl. 97, E-6).

La diorita se encuentra como una roca masiva, con variaciones locales a cuarzomonzonita y gabro; en algunos sitios presenta inclusiones de 5 cm de longitud, y de color oscuro. Macroscópicamente la roca es fanerítica de grano grueso, color gris verdoso, con alto contenido de hornblenda; algunas muestras son porfiríticas con fenocristales de plagioclasa hasta de 2 cm de longitud en una matriz de grano fino donde predominan los minerales máficos. En sección delgada, se observan como minerales principales plagioclasa (40 a 60%), hornblenda (20 a 45%), cuarzo (6 a 20%), ortoclasa (5 %) y ocasionalmente piroxenos; minerales accesorios son apatito, magnetita, esfena, epidota y zircón en proporciones variables y menores del 5%; sericita, óxidos de hierro, clorita y epidota se encuentran como minerales de alteración.

El granito riebeckítico de grano fino a medio, color gris claro, compuesto por plagioclasa, feldespato de potasio, biotita y/o hornblenda parcialmente alterada, microscópicamente está compuesto por ortosa peritítica (55 a 60 %), plagioclasa (5 a 13 %), cuarzo (20 a 22 %) y riebeckita (9 a 10%) como minerales esenciales; esfena, rutilo y opacos son accesorios.

Característica de la unidad es hallarse casi totalmente en contacto fallado con las rocas adyacentes; solo en la parte suroriental está en contacto con rocas sedimentarias de la Formación Bocas y en el suroccidente está cortada por riolitas; la región central está atravesada por riolitas que debido a efectos cataclásticos han adquirido metamorfismo dinámico.

El análisis radiométrico de una muestra de granito riebeckítico por el método Rb/Sr dio una edad de 160 ± 30 m.a. (WARD, et al., 1973, p. 20), que la sitúa en el Jurásico superior o sea más joven que las edades obtenidas en los diversos cuerpos intrusivos del grupo Plutónico de Santander; esta edad confirma la relación observada en el campo, donde el granito corta la diorita que se con-

sidera de edad Jurásico inferior, al igual que los intrusivos de la parte norte del macizo (WARD, et al., 1973).

3.3. CUARZOMONZONITA

Es el mayor cuerpo intrusivo dentro del área de las planchas 86 y 97, encontrándose desde la parte sur, límites con el Cuadrángulo H-12, prolongándose hacia el norte hasta abandonar el área estudiada cerca al Corregimiento de La Ermita (Pl. 86, A-5), para continuarse dentro del Cuadrángulo F-12; su máxima amplitud se halla en la parte media donde alcanza aproximadamente 25 km. Este cuerpo de dimensiones batolíticas, en la región sur es denominado Batolito de Rionegro por Ward, et al. (1973), mientras que al norte es conocido con el nombre de Batolito de Ocaña; debido a que no se había establecido la continuidad de la roca entre estas localidades. Inicialmente y durante la elaboración del mapa fotogeológico se intentó hacer una separación entre estos batolitos, basándose para ello en la gran cantidad de rocas volcánicas asociadas que se encuentran en el área de Ocaña; sin embargo, debido a la similitud en la composición del intrusivo, al carácter regional de la cartografía y a la presencia de algunos volcánicos en la región sur, se consideró conveniente presentar el conjunto en una sola unidad.

El batolito está compuesto principalmente por cuarzomonzonita con variaciones locales de granito, granodiorita y esporádicamente a tonalita; las dos primeras son ampliamente predominantes.

En orden de importancia, dentro del cuerpo ígneo se hace una descripción del tipo de rocas presentes. La cuarzomonzonita es de color rosado a gris clara, de grano grueso equigranular a subporfirítica, presentando fenocristales de feldespato rosado y en algunos casos de plagioclasa. En sección delgada, presenta textura hipidiomórfica y está compuesta de 25 a 35% de cuarzo, 25 a 45% de oligoclasa, 20 a 40% de microclina y microperthita, y 1 a 10% de biotita. Los accesorios son zircón, esfena, apatito y óxidos de hierro; y los secundarios, clorita, epidota y sericita.

El granito es gris, ligeramente rosado, grano medio a grueso, caracterizado por la abundancia del feldespato potásico que alcanza hasta el 50% de la roca y cuarzo y pla-

gioclasa en proporciones similares; la biotita llega a formar el 5%. La plagioclasa generalmente corresponde a albita más que a oligoclasa. En sección delgada la textura es hipidiomórfica y presenta como minerales accesorios, epidota, apatito y zircón; como productos de alteración, sericita y clorita.

La granodiorita es gris a gris rosada muy pálida, grano medio a grueso, subporfirítica, con escasos cristales grandes de feldespato de potasio y cristales más pequeños de plagioclasa asociados con cuarzo y biotita; hornblenda se encuentra localmente. En sección delgada presenta textura hipidiomórfica y está compuesta por 10 a 20% de cuarzo, 45 a 60% de andesina, 10 a 20% de feldespato de potasio y 5 a 10% de biotita; minerales accesorios son esfena, apatito y allanita y secundarios, clorita y epidota.

En su mayor extensión el batolito, en la parte sur central, está encajado dentro de rocas metamórficas. El contacto oriental es intrusivo en su totalidad con la Formación Silgará; el contacto occidental, en la región norte central, es con el Neis de Bucaramanga; intruye al ortoneis continuándose hacia el sur en contacto fallado con el mismo ortoneis y la diorita hornbléndica y solamente en el suroccidente está cubierto por sedimentos de la Formación Bocas.

Ward, et al. (1973) con base en determinaciones radiométricas (K/Ar) en muestras colectadas en el Batolito de Rionegro, que dieron edades de 172 ± 6 m.a. y 177 ± 6 m.a., o sea Jurásico inferior a medio, consideraron este batolito como Jurásico; en vista de su continuidad hasta el área de Ocaña, se le ha asignado edad Jurásico a toda la unidad.

3.4. GRANODIORITA

En la región nororiental de la Plancha 86, aflora un cuerpo de granodiorita, el cual en el sentido norte-sur alcanza aproximadamente 25 km de longitud y un ancho máximo de 10 km; el intrusivo es cortado por la carretera Río Tarra-Alto el Santurrón (D-10,11,12) y por el carretable que de éste último sitio, conduce al Municipio de Villa-Caro, fuera del área estudiada.

La granodiorita, con variaciones locales a granito y esporádicamente a tonalita, presenta muchas similitudes con la descrita por Ward et al (1973), en el Cuadrángulo

H-12, en la vecindad de Rionegro y a lo largo del Río Santa Cruz. Macroscópicamente es de color gris a gris verdoso, grano medio, a veces ligeramente inequigranular, compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita localmente en manchas; algunas muestras localizadas cerca al contacto con la Formación Silgará, a la cual intruye, se presentan como un granito bimicáceo, debido posiblemente a la asimilación de la roca encajante.

En sección delgada la textura de la roca es hipidiomórfica y está compuesta por plagioclasa (andesina-oligoclasa a veces saussuritizada y empolvada, 40 a 65 %), cuarzo incoloro y limpio generalmente intersticial (10 a 19%); minerales accesorios son magnetita, epidota, apatito, esfena y zircón; los de alteración son sericita, clorita, productos arcillosos, calcita y epidota.

La granodiorita se halla encajada, casi en su totalidad, en rocas metamórficas de bajo a medio grado de la Formación Silgará; la porción sur del intrusivo está cubierta por sedimentos del Girón y en el Llano de Paramillo (Pl. 86, E-10), areniscas del Cretáceo inferior descansan sobre él; un retazo de estas areniscas se encuentra en el Alto El Judío (D-12) en la misma posición. Cerca al contacto con El Silgará el intrusivo contiene xenolitos de esta formación; probables efectos térmicos sobre ella fueron descritos en el capítulo correspondiente.

En consideración a que los varios cuerpos plutónicos parecen corresponder a un mismo evento magnético, se le asigna a la granodiorita una edad Jurásico tal como señalan Ward, et al. (1973) para los intrusivos de esta área.

3.5. RIOLITAS Y RIOLITAS METAMÓRFICAS

En las estribaciones occidentales de la cordillera se cartografiaron varios cuerpos de riolitas, en general de pocos km² de superficie, que se hallan al oeste de la Falla de Bucaramanga. En la región sur estas riolitas están relacionadas con la Formación Bocas, pero a medida que se avanza hacia el norte esta relación desaparece, encontrándose en contacto con el Ortonois, con la tonalita y en el extremo norte con el Neis de Bucaramanga. Los varios cuerpos presentan características y composición semejantes y corresponden a

las denominadas riolitas de la Formación Bocas de Ward, et al. (1973); aparentemente son rocas intrusivas y están formadas por riolitas afaníticas, porfiríticas brechosas y microbrechosas; localmente se encuentran aglomerados volcánicos y riolacitas.

Las rocas son de color gris a gris ligeramente verdoso; las porfiríticas presentan fenocristales de cuarzo y feldespato en una matriz de color rosado y las brechosas contienen fragmentos de rocas hasta de 1/2 cm de longitud en una matriz finogranular de color gris claro; las riolacitas, al parecer extrusivas, son masivas, criptocristalinas con microfenocristales de feldespato de color gris verdoso.

En sección delgada, las riolitas en su mayor parte tienen textura porfirítica a microporfirítica con fenocristales de cuarzo, feldespato y clorita en una matriz criptocristalina, encontrándose como minerales accesorios calcita, zircón y opacos; las brechas están formadas por fragmentos de roca (en gran parte de origen volcánico pobres en máficos) en 40 a 45 %, en una matriz vítrea criptocristalina de 50 a 55 %; calcita y opacos son minerales accesorios; la riolacita presenta textura pilotaxítica, con microfenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica, incolora, compuesta esencialmente por microlitos de plagioclasa mezclados con cuarzo y con minerales accesorios como apatito, esfena, epidota y opacos.

En la Plancha 97 se muestra un cuerpo de riolita metamórfica (Pl. 97, E-5,6), al este del caserío La Esperanza, entre la carretera al mar y el Alto Caraño; en los afloramientos, la roca tiene características metamórficas y por esta razón se diferencia de las riolitas tratadas anteriormente. En composición corresponde a riolitas porfiríticas y brechas volcánicas las cuales fueron sometidas a metamorfismo dinámico, alcanzando algunas de ellas la sub-facies más baja de los esquitos verdes. El cuerpo está limitado casi totalmente por fallas; solamente cerca al Alto Caraño (E-6) atraviesa a la diorita hombléndica. Se considera que estas riolitas hacen parte de las descritas en párrafos anteriores pero que por hallarse en esta zona de intenso fallamiento presentan metamorfismo.

Riolitas asociadas con la cuarzomonzonita son abundantes en la parte norte, en cercanías del Municipio de Abrego y extendiéndose

dose hacia el sur; se encuentran en forma de diques que atraviesan el intrusivo y como coberteras pequeñas sobre él; son de color gris claro a ligeramente verdoso y al meteorizarse producen un suelo de color claro, casi blanco, característico en el área. Por la manera de presentarse y la poca extensión areal no fueron separadas en el mapa geológico.

Las rocas, aparentemente intrusivas hipobasales, corresponden esencialmente a riolitas porfiríticas y dacitas porfiríticas y en menor proporción a brechas volcánicas y riolitas amigdaloides. En sección delgada las tres primeras tienen textura y composición semejante a las descritas en párrafos anteriores; la riolita amigdaloides presenta vesículas rellenas por prehnita y cuarzo; fenocristales de plagioclasa y cuarzo están incluidos en una matriz afanítica color amarillento.

La relación entre los cuerpos riolíticos de la región occidental y las riolitas asociadas a la cuarzomonzonita no pudo establecerse; asimismo se ignora si corresponden a un mismo evento magmático. La edad de las riolitas según Ward, et al. (1973) es incierta; sin embargo, de acuerdo con los mismos autores, una muestra de un dique de riolita porfirítica del área de Ocaña sometida a análisis radiométricos (K/Ar) dio una edad de 127 ± 3 m.a. que la sitúa en el Cretáceo inferior; o aún podrían ser más jóvenes, si su emplazamiento fue controlado por la Falla de Bucaramanga, Ward et al. (1973).

3.6. DIQUES

Diques aplíticos, diabásicos, de pórfidos andesíticos y venas de cuarzo atraviesan rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias en el área de las planchas 86 y 97. En los mapas geológicos se muestran algunos pocos, ya que la mayoría, por ser demasiado pequeños se han omitido; asimismo los de riolita porfirítica se discuten en el capítulo precedente.

Las aplitas son de grano fino, compuestas de plagioclasa, cuarzo y ortoclasa, pocos minerales opacos y trazas de zircón y en algunas muestras están presentes núcleos de biotita; generalmente están relacionadas con rocas ígneas cuarzomonzoníticas a graníticas.

Los diques diabásicos se encuentran en las rocas ígneas y algunos atravesando sedimentos de la Formación Bocas; son de grano fino a afanítico color verde oscuro; en sección

delgada tienen textura sub-ofítica a ofítica, compuestos por plagioclasa cálcica, hornblenda y augita uralitizada; los minerales accesorios son magnetita, epidota y esfena; sericita, clorita, productos arcillosos y epidota se encuentran como minerales de alteración.

Los pórfidos andesíticos son de color gris ligeramente verdoso con fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica; en sección delgada se reconocen como constituyentes fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo (no se observó como fenocristales); minerales accesorios son magnetita, apatito, zircón y esfena; de alteración son clorita y calcita.

Venas y diques de cuarzo lechoso desde 2 cm hasta 2 m de espesor, atraviesan rocas ígneas y metamórficas; son más abundantes y alcanzan su máximo espesor en la región sur del área estudiada, en donde cortan la cuarzomonzonita.

Los diversos diques aplíticos, porfiríticos y máficos, de acuerdo con lo expresado por Ward, et al. (1973), son probablemente contemporáneos con las rocas de los batolitos y por lo tanto corresponden al Jura-Triásico, o aun podrían ser más jóvenes.

4. ROCAS SEDIMENTARIAS

Corresponden a una pequeña parte de las rocas que afloran en el área y varían en edad, de Jurásico inferior a Reciente. Rocas sedimentarias de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, pertenecientes al Cretáceo y al Terciario, se encuentran en la parte occidental del área, mientras que las cretáceas correspondientes a la Cuenca de Maracaibo están restringidas a la parte oriental. Los sedimentos expuestos en la parte occidental limitan al Macizo de Santander en su margen oeste; sin embargo, los expuestos en la parte oriental tan solo corresponden a pequeños retazos o remanentes dentro del macizo.

4.1. SISTEMA JURASICO

Dentro de las rocas sedimentarias, sin contar los depósitos Cuaternarios del Magdalena, son los sedimentos del Jurásico los más ampliamente distribuidos; están representados por las Formaciones Bocas, Jordán y Girón. Teniendo en cuenta la nueva información disponible, la Formación Bocas, has-

ta hace poco considerada como del Paleozoico y Triásico (WARD, et al. 1973), se data ahora como Jurásico Inferior.

4.1.1. FORMACION BOCAS

Esta unidad fue inicialmente denominada como "Serie Bocas" por Dickey (1941, p. 1790) e incluía "las series menos fosilíferas desde Puente de Tierra a Bocas" que suprayacen a la "Serie de Suratá", a lo largo de la carretera al norte de Bucaramanga.

Una sección tipo para la Formación Bocas fue establecida en el Cuadrángulo H-12, por Ward, et al. (1973); esta sección tiene dos partes, encontrándose la inferior a lo largo de la carretera Bucaramanga-Río Negro, desde la calera San Luis hasta la Quebrada Santa Elena (plancha 109) y la superior, al suroeste, a lo largo de la carrilera, desde la población de Bocas hasta el contacto con la Formación Jordán.

Los afloramientos de la Formación Bocas dentro del área estudiada, se encuentran restringidos a pequeños retazos en la parte suroeste de la Plancha 86 y en las partes noroeste, sureste y sur-central de la Plancha 97; la última área nombrada corresponde a una franja de unos 15 km de ancho limitada al oeste por la Falla de Lebrija que la pone en contacto con rocas Cretáceas y Terciarias, y al este, parcialmente por la Falla de Bucaramanga que la separa del Batolito de Río Negro.

Litológicamente, la formación está constituida por limolitas gris verdosas a pardas, arcillosas, ligeramente calcáreas, con delgadas intercalaciones de arenisca gris verdosa, dura, grano fino, ligeramente calcárea, lutita gris a gris negra y escasas intercalaciones de conglomerado gris a gris verdoso, duro masivo, con guijos de caliza gris, lutita gris negra y cuarzo, en una matriz calcáreo arenosa. La meteorización de este conjunto da lugar a suelos de color rojizo. En el área sur-central se observa una sección media de cuarcita gris clara, limpia, muy fracturada y que alcanza a presentar una amplitud (afloramiento) hasta de 1 km, para luego desaparecer por pinchamiento hacia el sur en el Cuadrángulo H-12. Riolitas y brechas intruyen en gran parte a estos sedimentos y han sido cartografiadas separadamente cuando su extensión lo permite. Diques básicos, principalmente diabásicos son comunes dentro de la

Formación Bocas. El espesor de la formación no fue medido; sin embargo, se calcula que no es inferior a los 900 m. La pobre descripción litológica disponible sobre la parte suroeste de la Plancha 97, sugiere que podría encontrarse allí la parte media de la Formación Diamante de Ward, et al (1973). En esta área parece que predominan las lutitas negras con intercalaciones de limolitas y areniscas gris claras.

Según la descripción original, estos sedimentos (Formación Bocas) corresponden al Carbonífero. En base a flora colectada, J.H. Langenheim (1959, 1961) los considera del Pensilvaniano. Ward, et al. (1973) considera la formación como Triásica, teniendo en cuenta las características de Conchostrácos colectados, así como la relación de la unidad con unidades infrayacentes y de las cuales obtuvo nueva evidencia paleontológica.

Remy, et al. (1975) indican que la presencia de *Phlebopteris brannei* (White) Gothan asociado con microflora del género *Classopollis*, limita la edad de la Formación Bocas al Jurásico inferior.

4.1.2. FORMACION JORDAN

El nombre de Formación Jordán, fue introducido por Cediel (1968), para designar una secuencia sedimentaria, cuya sección tipo está localizada 1 km al oeste del pueblo de Jordán, sobre la pendiente norte del cañón del Río Chicamocha, en el Cuadrángulo I-12. Allí la sección expuesta comprende una parte inferior de 100 m de areniscas gris verdosas de grano grueso, con lentes esporádicos de lutitas verdosas y conglomerados cuarzosos, y una parte superior de 200 m, de color marrón rojizo, compuesta por limolitas y areniscas de grano muy fino bien estratificadas. La base de la formación no está expuesta. Asociados a estos sedimentos rojos se observan tobas volcánicas ácidas (Welded tuffs) y mantos de porfirita (CEDIEL, 1968, p. 67 - 68).

En el área estudiada, la formación está restringida a dos zonas pequeñas; una en la parte centro-oeste de la Plancha 97 (D-5, E-5) en la cual se observaron limolitas y areniscas rojizas, y otra zona en la esquina noroeste de la Plancha 86 (A-1,2; B-2), en donde afloran limolitas y areniscas rojas. En esta segunda área hay abundancia de rocas volcánicas asociadas ya como diques ya como silos.

En sección delgada corresponden a rocas porfiríticas de tipo riolítico principalmente y algunas latitas y traquitas.

La litología en las dos áreas muestra gran similitud con el conjunto o parte superior descrito por Cediél (1968). Hay que poner de presente que en la parte noroccidental de la Plancha 86, los "niveles" volcánicos con una composición algo diferente son mucho más abundantes, lo que recuerda a la Formación Guatapurí, en la parte sur de la Sierra de Santa Marta, de la cual no hay una descripción que permita una comparación más o menos precisa.

La Formación Jordán según Cediél (1968), se halla entre el Permiano y Triásico? Ward et al. (1973) la considera como del Jurásico inferior. La formación suprayace discordantemente a la Formación Bocas e infraace al Girón; sin embargo, en el área esta relación no es evidente, ya que sus contactos son en su mayoría fallados. Localmente se encuentra descansando sobre rocas metamórficas.

4.1.3. FORMACION GIRON

El nombre se deriva de la población de Girón y fue utilizado por primera vez por Hettner (1892) para designar un conjunto grueso de areniscas, conglomerados y limolitas rojas que se encuentra expuesto en los alrededores de Zapatoca y Girón. Langenheim, R.L. (1954), redefine la formación y establece su sección tipo en el Río Lebrija, entre las estaciones de Bocas y Conchal, sobre la vía férrea Bucaramanga-Puerto Wilches. El espesor dado a la formación es de 3.500 m por Langenheim, 2650-2690 por Navas (1963) y 4.650 por Cediél (1968).

En el área, el Girón está restringido a la parte oriental y está constituido por areniscas rojas-violáceas de grano fino a medio con intercalaciones de conglomerados y limolitas del mismo color. Hacia la parte alta de la secuencia se observa un aumento en los guijos de cuarzo lechoso, dentro de los conglomerados.

El espesor de esta secuencia se calcula en unos 2.000 m en la parte oriental de la Plancha 97, y disminuye hacia el norte, hasta desaparecer en la Meseta de Paramillo, en la Plancha 86 (E-11; F-11, 12), en donde el Cretáceo, reposa directamente sobre rocas metamórficas.

El Girón fue inicialmente considerado como parte del Cretáceo hasta que en 1935 Notestein, basado en una discordancia que observó en la Mesa de Los Santos, lo considera Pre-Cretáceo (en JULIVERT, et al. 1968, p. 303); Langenheim, J. (1959) colectó flora fósil en la Quebrada Honda, que fue identificada como del Carbonífero al Pérmico, pero la falta de conservación de los especímenes, pone en duda la determinación (JULIVERT, et al. 1968, p. 311). Flora fósil colectada por el mismo autor al sur de Floridablanca, en la Quebrada Mensulí, fue identificada como posiblemente jurásica. Basado en la determinación de fósiles del Bocas, como pertenecientes al Jurásico inferior, Remy et al. (1975), considera la Formación Girón como del Jurásico superior.

En el área objeto del presente trabajo, el Girón se encuentra reposando discordantemente sobre rocas ígneas o metamórficas de la Formación Silgará. A su vez, está discordantemente suprayacido por la Formación Rionegro del Cretáceo. La formación ha sido generalmente correlacionada con la Formación La Quinta de Venezuela, la cual se considera como Jurásico superior (OPPENHEIM, 1940, p. 1611).

4.2. CRETACEO

Se encuentra en el área restringido a dos pequeñas franjas; la primera ubicada en la parte oriental de las planchas 86 y 97 y que ocupa una extensión aproximada de 28 km de longitud, con un ancho máximo de 4 km descansando sobre sedimentos continentales de la Formación Girón en casi toda su extensión, exceptuando su prolongación más norte en donde descansa sobre rocas ígneas o metamórficas de la Formación Silgará. En dicha área se encontraron sedimentos del Cretáceo inferior que litológica y estratigráficamente se pueden clasificar dentro de la nomenclatura de la Cuenca de Maracaibo, correspondiendo a las Formaciones Rionegro, Tibú y Mercedes. La segunda franja es muy estrecha y está restringida a la parte occidental en donde la Falla de Lebrija pone en contacto rocas pre-cretáceas con sedimentos del Cretáceo más superior, como son las formaciones La Luna y Umir, pertenecientes a la Cuenca del Valle Medio del Magdalena; para esta unidades (formaciones) se presenta la descripción dada para el Cuadrángulo H-12, teniendo en cuenta que son de inmediata continuación hacia el norte de

las observadas en el mencionado cuadrángulo y, que la información de campo es muy escasa y corresponde principalmente a fotogeología.

4.2.1. FORMACION RIONEGRO

El nombre "Rionegro Conglomerate" fue utilizado por Hedberg (1931) para designar a los depósitos del Cretáceo inferior de la Sierra de Perijá, Zulia, Venezuela. Una descripción más detallada de la litología es dada por Hedberg y Sass (1937), quienes la denominan Formación Rionegro y la describen como constituida por areniscas y arcosas de grano grueso con algunas capas de conglomerados, areniscas de grano fino y lutitas interestratificadas. El término Rionegro fue incluido por Miller (1962, p. 1573) en una sección en el Valle del Cesar. Posteriormente Richards (1968) aconseja el uso del nombre Formación Rionegro, para designar las capas arenosas basales del Cretáceo en la Concesión Barco, consideradas anteriormente como base del Tibú (5-12 m).

A continuación se presenta una sección estratigráfica de la Formación Rionegro en la Quebrada Cuesta Boba, al suroeste de la Mesa de Los Conde (Pl. 86, G-11), Municipio de Villa Caro, Departamento de Norte de Santander (medida y descrita por L. J. MEJIA y A. J. RODRIGUEZ, mayo 1975).

	Espesor (m)		1,9
		Arenisca blanca de grano medio a grueso	
		Arenisca blanca de grano medio, cuar- zosa, compacta, con niveles conglome- ráticos.	2,2
		Arenisca gris de grano grueso a conglo- merática, con estratificación gradada, cuarcítica, en bancos de más de 20 cm	4,5
		Arenisca gris de grano grueso a conglo- merática, cuarzosa, presenta estratifi- cación cruzada.	1,3
		Arenisca conglomerática gris clara, con guijos bien redondeados de cuarzo . . .	2,2
		Arenisca blanca de grano medio, cuar- zosa, compacta	1,5
		Arenisca gris clara de grano fino a conglo- merática, con estratificación grada- da, cuarcítica en capas de 40 cm. . . .	2,0
		Arenisca blanca de grano grueso, cuar- zosa	2,0
		Arenisca gris de grano grueso, dura, presenta estratificación cruzada, con niveles conglomeráticos	2,3
		Arenisca gris clara de grano grueso a conglomerática, compacta, granos de cuarzo poco redondeados	1,7
		Arenisca gris clara de grano grueso, compacta, algo ferruginosa	1,5
		Espesor medido	37,0
		Formación Girón (Capas superiores solamente)	
		Arenisca roja violácea de grano fino a conglomerática, deleznable. Hacia la parte superior conglomerado gris ama- rillento con guijos redondeados de cuarzo lechoso intercalado con arenis- ca de grano fino del mismo color. En la parte media se observaron 2 silos? de riolita no mayores de 50 cm de espesor ±	50,0
		Formación Rionegro:	
		Arenisca gris verdosa de grano fino, cuarzosa, micácea, algo ferruginosa, con capas de 5 a 10 cm.	3,5
		Limolita gris amarillenta	1,0
		Arenisca gris de grano medio, cuarcítica algo ferruginosa, en capas de 20 a 30cm	4,8
		Arenisca gris de grano muy fino, cuar- zosa, en capas de 20 cm hacia la parte superior, intercalada con limolita gris en capas de 40 cm	4,6

to el Cretáceo; corresponde a los 5-12 m basales del Tibú, que puede ser más gruesa en los alrededores de Pamplona (WARD et al. 1973).

La Formación Rionegro, en Colombia, ha sido considerada como Neocomiano (?) Aptiano, en la Concesión Barco (RICHARDS, 1968) y Valanginiano en García Rovira (JULIVERT et al. 1968).

El límite inferior de la Formación Rionegro es de discordancia. Localmente descansa sobre rocas sedimentarias de la Formación Girón y sobre ígneas y metamórficas de la Formación Silgará. El límite superior parece ser concordante con las formaciones Tibú y Mercedes. Litológicamente, la formación se puede correlacionar con la Formación Tambor de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (WARD et al. 1973).

4.2.2. FORMACIONES TIBU Y MERCEDES

Las formaciones Tibú y Mercedes fueron originalmente consideradas como miembros de la Formación Uribante de Sievers (1888), por Notestein et al (1944) y derivan su nombre del Río Tibú y Valle Mercedes en el área de la Concesión Barco, Cuadrángulo F-13. Según la descripción original, El Tibú presenta una parte basal de areniscas guijosas de grano grueso de 5-12 m de espesor. Encima de las areniscas, se encuentra, caliza gris fosilífera, densa, con unas pocas capas de lutita y areniscas de grano fino en la mitad inferior. La Formación Mercedes consiste en intercalaciones de caliza, lutita y areniscas; las calizas son semejantes a las de la Formación Tibú, aun cuando algunas son arenosas y son junto con la lutita oscura negra, micácea y carbonosa, las rocas predominantes hacia el tope. Las areniscas son grises de grano fino a medio, glauconíticas y algunas calcáreas. Lutita gris oscura en la base de la Formación Mercedes da lugar a un contacto neto pero conforme con El Tibú. El espesor varía de 250 m a 367 m; sin embargo Ward et al. (1973), presenta una sección con un espesor de 560 m en los alrededores de Pamplona.

Los términos Tibú y Mercedes, tal como se utilizan en este trabajo, tienen el mismo sentido dado por Notestein et al. (1944) pero excluyendo la parte arenosa basal del Tibú, que se denomina Formación Rionegro, siguiendo la sugerencia de Richards (1968). Se sigue el uso introducido por Salvador (1961) de cartografiar al Tibú y Mercedes

conjuntamente como una unidad litológica, pero conservándola en el rango de formación de acuerdo con Ward et al. (1973).

Una sección parcial de las Formaciones Tibú y Mercedes, obtenida al suroeste de la Mesa de Los Conde, se presenta a continuación:

Sección estratigráfica parcial de las formaciones Tibú y Mercedes en la Quebrada Cuesta Boba (Pl. 86, G-11) Municipio de Villa Caro, Departamento de Norte de Santander (medida y descrita por L.J. MEJIA y A.J. RODRIGUEZ, mayo 1975).

Formación Tibú y Mercedes:	Espesor (m)
Alternancia de arenisca gris amarillenta de grano fino, micácea, matriz arcillosa, en estratos de 1,5 a 3 m, con lutita gris oscura en estratos de 2 a 3 m.	32,0
Arenisca gris amarillenta de grano medio, cuarzoza, glauconítica, algo micácea, en bancos de 1 a 2 m	12,0
Alternancia de lutita gris amarillenta y arenisca blanca de grano fino a medio en bancos de 0,5 a 2 m	27,0
Arenisca blanca amarillenta de grano grueso, cuarzoza, glauconítica, ferruginosa, con bandas de minerales pesados, en bancos de 1 a 2 m separados por capas de arcillolita gris verdosa hasta de 0,5 m	7,0
Arenisca blanca de grano grueso, cuarzoza, glauconítica, en bancos de 1 a 2 m separados por lutita gris en capas de 1 a 5 cm. Hacia la base es grano medio.	27,0
Arenisca gris amarillenta de grano medio a grueso, cuarzoza, glauconítica, en bancos de 0,2 a 1 m	8,0
Arcillolitas pardo amarillentas, micáceas, con restos carbonosos, con estratos de 2 a 3 m con delgadas intercalaciones de arenisca gris amarillenta de grano medio, glauconítica.	16,0
Arcillolitas gris amarillentas a gris negras, micáceas, en capas de 1 a 2 m, con intercalaciones de arenisca gris amarillenta de grano medio, glauconítica, en estratos de 0,5 a 1 m	18,0

Arenisca arcillosa rojiza a amarillenta, glauconítica, friable, en estratos de 1 a 5 m. En la base se observa una capa de 0,5 m de arcillolita gris amarillenta, micácea, glauconítica.	8,6	Lutita gris oscura a amarillenta cuando está meteorizada, fosilífera	10,0
Caliza gris arenosa con glauconita	1,0	Lutita gris oscura intercalada con arcillolita roja pálido. El conjunto es fosilífero.	4,6
Caliza gris clara, fosilífera, nodulosa . .	3,5	Parcialmente cubierto (lutita negra)	4,0
Caliza gris clara en capas de 5 a 20 cm. . .	3,0	Lutita gris con nódulos ferruginosos. Algunas intercalaciones de limolita gris amarillenta y arenisca gris amarillenta de grano fino, en capas de 5 a 10 cm.	6,2
Caliza gris clara, fosilífera con glauconita en bancos hasta de 2 m.	12,7	Total medido	363,3
Caliza gris clara, fosilífera, con glauconita, en capas de 0,5 a 1 m, con intercalaciones de capas nodulares de 10 a 20cm.	20,0	Formación Rionegro (Capas superiores solamente):	
Parcialmente cubierto. Caliza gris fino-granular fosilífera	8,5	Arenisca gris verdosa de grano fino, cuarzosa, micácea, algo ferruginosa, en capas de 5 a 10 cm.	3,5
Lutitas negras, con niveles irregulares de nódulos calcáreos hasta de 10 cm de diámetro, interestratificados con caliza negra en estratos de 10 a 20 cm.	27,3	Las formaciones Tibú y Mercedes son de edad Aptiano superior a Albiano inferior, según Notestein et al. (1944). La Formación Apón, que es su correspondiente litológico en Venezuela, ha sido datada como del Aptiano superior al Albiano medio (SUTTON, 1946) o Aptiano a Albiano inferior (TRUMP y SALVADOR, 1964). Botero y Sarmiento (1947) colectaron fósiles en el Llano de Paramillo y vereda de Turmeros que determinaron como pertenecientes al Aptiano en su mayoría, con algunos pocos del Hauteriviano.	
Caliza negra, fosilífera, nodular	5,0		
Caliza gris oscura, finogranular con delgadas intercalaciones de lutita negra	5,2		
Intervalo cubierto	4,0		
Caliza gris clara masiva, con fósiles recristalizados y estructuras estilolíticas.	20,0	4.2.3. FORMACION LA LUNA	
Caliza gris clara, con capas de 0,3 a 0,5 m, de color gris oscuro y nodular hacia el tope.	16,9	El nombre fue utilizado por primera vez por Garner (1926) en la Serranía de Perijá, Estado de Zulia, Venezuela, en donde se encuentra la localidad tipo. Teniendo en cuenta la marcada similitud litológica con la unidad encontrada en Colombia, el nombre ha sido retenido en el noreste (MORALES et al, 1958, p. 658), en donde se subdivide en los miembros Salada, Pujamana y Galembo. Esta subdivisión fue hecha por Wheeler (Inédito), quien definió las secciones tipo en las quebradas Salada (sobre el Río Sogamoso, en la margen opuesta a la desembocadura de la quebrada), Pujamana (tributaria del Río Sogamoso) y Cerro del Galembo (en donde el Río Sogamoso corta el Cerro del Galembo), localidades todas dentro del Cuadrángulo H-12.	
Caliza gris clara, masiva.	8,0		
Caliza gris oscura, nodular, en capas de 10 a 30 cm.	10,8		
Caliza gris clara, con fósiles recristalizados. Ligero olor a petróleo cuando se rompe	10,0		
Caliza lumaquélica con fragmentos de bivalvos y amonitas	1,0		
Caliza gris en capas de 0,5 m. Hacia el techo son más oscuras y fosilíferas	17,0	En su área tipo, el Miembro Salada contiene lutitas negras, calcáreas, delgadamente estratificadas con apariencia pizarrosa	
Intervalo Cubierto (nivel blando)	9,0		

en afloramiento. Unas pocas y delgadas capas de caliza negra de textura fina, se encuentran ocasionalmente. Una característica en este miembro es la presencia de venillas y concreciones de pirita, algunas puras y otras íntimamente mezcladas con caliza o formando el núcleo de concreciones calcáreas, que presentan una sección elipsoidal, hasta de 10-15 cm en su mayor dimensión. El Miembro Pujamana contiene lutita gris a negra, calcárea, delgadamente laminada. El Miembro Galembo está constituido predominantemente por una lutita negra, dura, calcárea, finamente estratificada, con delgadas intercalaciones de caliza arcillosa; concreciones discoidales de caliza que contienen amonitas, alcanzan hasta 1 m en tamaño y delgadas intercalaciones de chert negro azulado, están presentes. Cerca al tope del Galembo son persistentes capas fosfáticas que contienen abundantes huesos, fragmentos de vértebras y dientes de peces. Las calizas y lutitas del Galembo, en superficies frescas, dan generalmente un fuerte olor a gas y se conocen algunas ocurrencias de asfalto, rellenando fracturas, como es el caso de la Quebrada La Sorda (Cuadrángulo H-12).

Los miembros Salada y Galembo están compuestos por capas duras de 5-20 cm de espesor, que presentan planos de estratificación muy regulares y uniformes (características de la formación) las cuales, generalmente se encuentran muy plegadas y fracturadas en pequeños bloques.

El espesor de la formación es muy variable; así, se citan de 50-131 m para el Miembro Salada, 50-234 m para el Pujamana y de 180-274 m para el Miembro Galembo.

La edad de la Formación La Luna, de acuerdo con los fósiles obtenidos, *ammonites*, *pelecípodos* y *foraminíferos*, varía desde Turoniano inferior en el Miembro Salada, a Turoniano superior y posible Coniaciano inferior en el Miembro Pujamana y Turoniano superior, Coniaciano y posible Santoniano en el Miembro Galembo (MORALES et al. 1958, pp. 653, 654, 655). El límite Pujamana-Galembo se considera como un período de transgresión.

El contacto de La Luna con la formación infrayacente Simití, es concordante, pero su contacto con la suprayacente Formación Umir, es de inconformidad y representa período de erosión anterior a la depositación

de las lutitas de El Umir. En el área estudiada, La Luna se encuentra limitada por fallas.

4.2.4. FORMACION UMIR

El término fue utilizado por L. G. Humtley en 1917 (TABORDA, 1965, p. 10) para designar una secuencia en la Quebrada Umir, 3 km al oeste del Cerro Umir. Sin embargo tal como fue utilizado el nombre por Humtley, quedan incluidas dentro de esta formación, capas del Paleoceno, que hoy son conocidas como Lisama. En 1925, T.A. Link (MORALES, et al. 1958) redefinió la Formación Umir, restringiendo el nombre para las capas cretáceas solamente. Hasta el momento no ha sido definida una sección tipo para la formación.

La parte inferior de la formación está constituida por lutitas negras a gris azulosas oscuras, con láminas carbonosas y micáceas. La parte superior está compuesta de lutita gris oscura a gris verdosa, blanda, con unas pocas intercalaciones de arenisca de grano fino y delgados mantos de carbón. Delgadas franjas, lentes y pequeñas concreciones ferruginosas arcillosas de color pardo, están presentes en cantidades variables a través de la formación.

El espesor promedio de la formación es de unos 1.000 m y descansa inconformemente sobre la Formación La Luna, la cual fue erodada antes de la depositación de los sedimentos del Umir. En la Quebrada La Sorda, Municipio de Lebrija, Santander Cuadrángulo H-12, se observa un conglomerado basal hasta de 5 m de espesor, que contiene granos de arena gruesa y pequeños guijos de cuarzo, glauconita y cantidades variables de guijos fosfáticos y nódulos derivados de las capas fosfáticas de La Luna (WARD et al. 1973, p. 176). El Umir pasa gradual y concordantemente a la suprayacente Formación Lisama en el área del Cuadrángulo H-12, pero al oeste, Taborda (1965, p.10) cita algunas perforaciones en el Valle Medio del Magdalena, en las que El Lisama ha sido completamente erodado y El Umir está suprayacido discordantemente por capas terciarias más jóvenes.

En base a bien establecidas zonas de foraminíferos, apoyadas por amonitas, al Umir se le ha asignado una edad Campaniano-Maestrichtiano y posible Daniano (MORALES et al, 1958, p. 656). La Formación Umir se

correlaciona con las formaciones Colón y Mito Juan de la Cuenca de Maracaibo.

4.3. SISTEMA TERCIARIO

En la parte suroccidental del área estudiada, se encuentran rocas sedimentarias pertenecientes al sistema Terciario, las cuales son la continuación de la secuencia sedimentaria ya cartografiada en el Cuadrángulo H-12 (parte noroeste) y, por consiguiente se ha utilizado la nomenclatura seguida en dicho trabajo, es decir la nomenclatura adoptada por las Compañías Petroleras (MORALES et al. 1958, p. 647) y que corresponde a la Cuenca del Valle Medio del Magdalena. Teniendo en cuenta lo anterior y los escasos datos de campo, se presenta la descripción litológica dada en el Cuadrángulo H-12, ya que se considera perfectamente aplicable. En la parte norte-central de la Plancha 86 se encuentran sedimentos de tipo local; corresponden en edad, parcialmente, al Grupo Mesa.

4.3.1. FORMACION LISAMA

El nombre fue introducido en 1925 por T. A. Link, en un informe no publicado (MORALES et al. 1958, p. 656) quien define como sección tipo, la expuesta en la Quebrada Lisama, un tributario del Río Sogamoso, al sur del Cuadrángulo H-12, en donde el río mencionado cruza el límite oeste de dicho cuadrángulo.

Los sedimentos del Lisama representa la transición desde depósitos marinos (Formación Umir) hasta continentales. Consta de lutitas moteadas, rojas, pardas, grises a gris claras, con intercalaciones de arenisca de grano fino a medio, gris a gris verdosa y parda; localmente presenta estratificación cruzada. Hacia el tope de la formación las areniscas son de grano más grueso y presentan escasos y delgados mantos de carbón.

La formación tiende a presentar la forma del valle, debido al predominio de arcillas. Alcanza a presentar un espesor hasta de 1.225 m (MORALES et al. 1958, p. 657). En la Concesión de Mares, Cuadrángulo H-11, Taborda (1965, p. 11) cita un espesor máximo de 1.100 m y establece que la formación puede llegar a desaparecer debido a erosión durante el solevantamiento post-Lisama. En el Cuadrángulo H-12, en la carretera nueva de Bucaramanga - Barrancabermeja, Ward et al. (1973) cita un espesor de 1.090 m.

El contacto con la Formación Umir es gradacional y generalmente es colocado en la primera arenisca bien desarrollada que se encuentra encima de las lutitas del Umir. El contacto con la suprayacente Formación La Paz, es discordante, localmente con marcada discordancia angular (TABORDA, 1965, p. 11).

A la formación se le asignó una edad Paleoceno de acuerdo a análisis palinológicos, y presenta condiciones deposicionales que varían de lagunales a deltáicas. La formación ha sido uniformemente correlacionada por las Compañías Petroleras, dentro de la Cuenca del Carare, exceptuando La Texas, que lo reúne con El Umir. Van Der Hammen (1954), la correlaciona con la Cordillera Oriental con la mitad superior de la Formación Guaduas y la parte inferior de la Formación Bogotá; en su pie oriental (Río Cravo Sur) con las capas carboníferas del Guaduas. En el Norte de Santander, El Lisama corresponde palinológicamente a la Formación Barco y a la casi totalidad de la Formación Los Cuervos, cuya parte superior es considerada Eoceno (HUBACH, 1957, p. 127).

4.3.2. FORMACION ESMERALDAS

El nombre Formación Esmeraldas, fue probablemente usado por los geólogos de la Gulf Company; se deriva del caserío La Esmeralda, en el Río Sogamoso y aparece por primera vez en 1935, en una publicación de Wheeler (MORALES et al. 1958, p. 658). Forma parte del Grupo Chorro, nombre inicialmente utilizado por los geólogos de la Tropical Oil Company e introducido a la literatura como "Chorro Series".

Esta formación está compuesta de areniscas de grano fino y limolitas duras, gris claras a verdosas, delgadamente estratificadas hasta laminadas, micáceas, interestratificadas con lutias gris oscuras localmente moteadas de carmelita, rojo y púrpura, con franjas de carbón.

Se encuentra discordantemente debajo de la Formación Mugrosa, formando bajos topográficos. En su sección tipo, la formación presenta 1.200 m de espesor y 27 km al noreste en el Río Lebrija, 575 m (WARD et al. 1973, p. 89).

Braquiópodos de agua dulce, gasterópodos y pelecípodos ocurren localmente en el tope de la formación, dentro del nivel fosilífero de Los Corros y han sido determinados como de edad Eoceno superior (PILSBRY y OLSSON, 1935), edad que concuerda con la obtenida en base a estudios palinológicos y según correlación con la parte inferior de la Formación Carbonera de la Cuenca de Maracaibo (MORALES et al, 1958, p. 559).

4.3.3. GRUPO CHUSPAS

Geólogos de la Atlantic Refining Company, establecieron el término Formación Chuspas para los sedimentos que se encuentran sobre el horizonte fosilífero Los Corros y debajo de los clásticos gruesos del Grupo Real. En el área de Mares, Wheeler dividió la unidad en las formaciones Mugrosa y Colorado (en PILSBRY y OLSSON, 1935), teniendo en cuenta la presencia del nivel fosilífero de Mugrosa hacia el tope de la Formación Mugrosa. Aunque esta subdivisión no se puede sostener siempre, así aparece en la literatura. Ward et al. (1973) subdivide la Formación Mugrosa en superior e inferior, desapareciendo la unidad superior cerca al Río Lebrija, Cuadrángulo H-12; por consiguiente en el área aparece tan sólo el Miembro Inferior y como tal se considera en el presente informe.

4.3.3.1. Formación Mugrosa.- La sección tipo fue establecida en la Quebrada Mugrosa, en el área del anticlinal de Mugrosa, en el Cuadrángulo H-11. El Miembro Inferior está compuesto por areniscas de grano fino a medio, local y muy raramente de grano grueso a guijarroso, gris a gris verdosas, intercaladas con lutitas grises a azules (WARD et al, 1973, p. 90). Se encuentra glauconita oolítica en muy pequeña cantidad y la proporción de arena a lutita aumenta hacia el este (MORALES et al, 1958 p. 660). La formación meteoriza dando relieve topográfico bajo.

El límite con la infrayacente Formación Esmeralda, es una inconformidad regional (MORALES et al, 1958, p. 660), pero Taborda (1965, p. 13) puntualiza que la inconformidad no ha sido encontrada en el área del Río Sogamoso y campos petroleros del Cuadrángulo H-11.

La Formación Mugrosa, aumenta su espesor progresivamente hacia el este, desde 800 m en La Cira-Infantas hasta 2.000 m en las estribaciones de la Cordillera Oriental. En base a los gasterópodos de agua dulce y huesos de pescado encontrados en el horizonte fosilífero Mugrosa, Pilsbry y Olsson (1935) le asignaron una edad Oligoceno medio; sin embargo, en el área de Mares, Stirton (1953) le asignó una edad Eoceno superior, en base a reptiles y dientes de mamíferos encontrados allí.

4.3.3.2. Formación Colorado.- El nombre se deriva del Río Colorado, en el Cuadrángulo H-11, en donde fue definida la sección tipo; incluye todos los sedimentos que se encuentran desde el tope de la Formación Mugrosa hasta el tope del horizonte fosilífero de La Cira. La formación consiste en lutitas moteadas duras, masivas, gris claras púrpuras, con intercalaciones de arenisca de grano fino a grueso, blancas, grises y carmelitas pardas, generalmente con estratificación cruzada. Esta unidad difiere de la infrayacente Formación Mugrosa en que las lutitas presentan manchas ferruginosas con matices más brillantes de rojo, y las areniscas son más gruesas y conglomeráticas (MORALES et al. 1958, p. 660). El horizonte fosilífero de La Cira, comprende unos 100 m de lutita carbonosa gris oscura a negra, bien estratificada con delgadas intercalaciones de arenisca de grano medio, verde claras.

La formación presenta un espesor de 1.250 m en su sección tipo, 1.000 m en el campo La Cira - Infantas, incrementándose hasta 2.500 m en las estribaciones de la Cordillera Oriental. En la línea del Ferrocarril Bucaramanga-Puerto Wilches, presenta un espesor de 1.379 m y está compuesta principalmente de conglomerados gruesos con abundantes guijarros y cantos de arenisca, caliza, cuarzo, menos abundantes de chert, rocas ígneas y metamórficas, en una matriz calcárea arenosa de grano grueso. Los cantos alcanzan hasta 45 cm de diámetro, pero en su mayoría son menores de 12 cm (WARD et al. 1973).

La formación descansa concordantemente sobre la Formación Mugrosa y el contacto está localmente marcado por el tope del horizonte fosilífero Mugrosa.

En el nivel fosilífero de La Cira (tope de la formación) un gasterópodo de agua dulce, género *Hemisinus*, es el fósil más característico (TABORDA, 1965, p. 14). Pilsbry y Olson (1935) describen un conjunto de moluscos dentro de este nivel. De acuerdo a estos fósiles, a la formación se le ha asignado una edad Oligoceno superior a Mioceno inferior, de origen continental.

4.3.4. GRUPO REAL

Según Morales et al. (1958), el nombre fue introducido por Wheeler como "Real Series". La sección tipo está localizada en el sitio de Bandera Real, una estación de triangulación en la margen norte del Río Opón a 2 km de la Quebrada Real, de donde deriva su nombre. Ward et al. (1973, p. 92), en el Cuadrángulo H-12, subdividen la formación en tres unidades sin nombre determinado y denominadas como Tmri, Tmrm y Tmrs. Esta subdivisión se siguió fotogeológicamente; sin embargo, no existe una descripción litológica de cada unidad, sino del grupo en conjunto. En el área de este estudio, se encuentra aflorando en la zona oeste de la Plancha 97.

Ward et al. dan para el grupo un espesor de 4.054 m de acuerdo a Morales et al. (1958) y Taborda (1965), distribuidos de base a tope de la siguiente manera: 35 m de conglomerados masivos, con guijos de chert pardo y negro "irostone" con arcilla, cuarzo y fragmentos de carbón; 453 m de areniscas masivas con estratificación cruzada, friable a dura con bandas de arcilla azul y pequeños fragmentos de carbón; 1.295 m de lutitas gris moteadas de rojo con escasas intercalaciones de arenisca de grano fino a grueso; 1.067 m de conglomerado masivo, con guijos de chert negro y pardo, "irostone" arcilloso, cuarzo y fragmentos de carbón, interestratificado con areniscas masivas de grano grueso; 457 m de lutita gris con escasas y delgadas intercalaciones de arenisca gris blanca, grano grueso, friables; 747 m arenisca gris azulosa, dura, grano fino a grueso con intercalaciones de lutita gris negra laminada.

El grupo se encuentra discordante sobre la Formación Colorado y debajo del Grupo Mesa.

Debido a la naturaleza de su sedimentación, adelgazamientos y estratificación cruzada, no es fácil obtener un dato preciso

sobre su espesor. La edad de acuerdo a fósiles vertebrados varía de Oligoceno superior a Mioceno superior. Hojas de plantas y gasterópodos del Mioceno han sido encontrados en el Real (MORALES et al. 1958, p. 661).

4.3.5. GRUPO MESA

El nombre, Formación Mesa, fue usado primero por Weiske (1926) y luego por Butler (1942) para designar capas correspondientes a la parte inferior del grupo, en el área de Honda, Valle Superior del Magdalena. En el Valle del Magdalena todas las capas que se encuentran sobre el Mioceno superior están incluidas en el Grupo Mesa (MORALES et al. 1958, p. 662), aunque en el Valle Medio las Compañías Petroleras han usado localmente diferentes nombres, reconociendo algunas, dos miembros y otras tan sólo una unidad. La localidad tipo de la formación se encuentra en Alto de Gigante, al noroeste de Honda, en donde alcanza un espesor hasta de 575 m.

En el Cuadrángulo H-12, parte noroeste, la formación ocurre en un área amplia (WARD et al. 1973, p. 94) y consiste de areniscas alternando con delgados niveles de arcillolita y unos pocos niveles de conglomerados. El Miembro Superior de un espesor indeterminado, está constituido por areniscas de grano muy fino hasta muy grueso, gris amarillento a pardo rojizo, pobremente consolidado, conglomeráticas en algunos niveles con guijos de cuarzo y arenisca, que alcanzan hasta 5 cm de diámetro, escasos de rocas metamórficas; arcillolita gris rojiza, blanda, arenosa. La parte inferior, con un espesor estimado de 1.100 m está constituida por arenisca de grano grueso y muy grueso, gris amarillenta clara a gris amarillenta, pobremente consolidada, estratificación cruzada, conglomerática en casi todos los niveles, con guijos de arenisca y cuarzo, escasos de rocas ígneas, metamórficas y volcánicas en su mayoría de 1-2 m y que alcanzan hasta 5 cm de diámetro; arcillolitas arenosas y conglomeráticas amarillas claras a gris verdosas; conglomerados amarillo claro a gris pardo, pobremente consolidado, en escasas capas y lentes, con guijos de cuarzo y escasos de rocas ígneas, metamórficas y volcánicas, que alcanzan hasta 15 cm de diámetro.

En el presente trabajo, se ha utilizado el nombre Mesa, para designar pequeños depósitos localizados en la parte SW, en los cuales no se pudo obtener una secuencia litológica definida debido principalmente a escasez de afloramientos y se sigue la nomenclatura utilizada por Ward et al. (1973), ya que se considera que son la continuación de depósitos cartografiados en el Cuadrángulo H-12. Estos depósitos se encuentran discordantes sobre el ígneo, Cretáceo y aún sobre el mismo Terciario inferior (Formación Lisama). Su espesor no es considerable y en su gran mayoría corresponden al denominado Miembro Superior; sin embargo en la cartografía se presentan como una sola unidad.

No se han encontrado fósiles. La parte inferior fue considerada como de edad pliocena por Wheeler, Pilsbry and Olsson (1935). Con base en esto, la parte superior se considera Pleistoceno (WARD et al. 1973, p. 95).

4.3.6. FORMACION ALGODONAL

Se utiliza este nombre para designar una secuencia conglomerática, poco consolidada, con cantos de roca metamórfica, ígnea y cuarzo lechoso, con intercalaciones de arenisca y arcilla gris verdosa a amarillo crema, la cual fue originalmente descrita por Botero y Sarmiento (1947). Deriva su nombre del Río Algodonal (Pl. 86, B-6), afluente del Río Catatumbo, en la parte norte del área estudiada.

La formación está constituida por conglomerados pobremente consolidados, con cantos que varían de 5 mm hasta 40 cm en una matriz arenosa amarillo crema, con intercalaciones de arcilla gris verdosa a azulosa y arenisca gris clara a verde amarillenta, hacia el tope y base de la formación. Los cantos son angulares y predominantemente de rocas metamórficas tales como neises hornbléndicos y cuarzo feldespáticos y en menor proporción de rocas ígneas, cuarzomonzonita, diorita y cuarzo lechoso.

Para una descripción más detallada se puede ver la sección estratigráfica medida al oeste del Río Algodonal, a lo largo de la carretera a Capitán Largo, en donde se obtuvo un espesor de 554 m aproximadamente (Plancha 2).

La formación es de origen continental y está constituida por fajas de sedimentos formados por la unión sucesiva de conos aluviales depositados a lo largo y al pié de las pendientes de las zonas montañosas, que generalmente corresponden a rocas ígneas y metamórficas (BOTERO Y SARMIENTO, 1947). Como consecuencia de lo anterior, se puede ver que el espesor de la unidad y de las capas individuales, varía bastante de un sitio a otro.

Restos y vegetales colectados por Botero y Sarmiento (ibid) no fueron diagnósticos para la determinación de la edad de la formación, aunque por el aspecto podrían ser del Mioceno o a lo sumo del Plioceno.

4.4. SISTEMA CUATERNARIO

Durante la elaboración cartográfica del presente trabajo, no se hizo mayor énfasis en el estudio de los depósitos cuaternarios que fueron en su mayoría delimitados por su morfología, con base en fotografías aéreas. Se distinguen depósitos de terraza y conos de deyección, que se encuentran principalmente en la parte norte y nor-occidental de la Plancha 86, Abrego. Los depósitos coluviales, de talud y derrumbes son relativamente escasos y de pequeñas dimensiones. Los depósitos aluviales que corresponden a los valles de los ríos son los de mayor extensión superficial, siendo los más importantes los de borde oeste del área y que corresponden a los valles de los ríos Lebrija y Magdalena.

5. ESTRUCTURAS

El cuadro estructural es bastante simple y encaja dentro del estilo tectónico del Macizo de Santander, esto es, fallamiento preponderante del Zócalo.

Las rocas metamórficas se presentan en dos fajas o cinturones. Uno en la parte oeste, conformado por rocas del Neis de Bucaramanga y otro al este, con rocas de la Formación Silgará. Las foliaciones y forma de las fajas indican una orientación regional nor-noroeste para los mismos. En la faja occidental las foliaciones medidas insinúan repliegues dentro de la misma, pero no se puede determinar ninguna estructura mayor. La faja oriental corresponde a rocas de la Formación Silgará y se encuentra cortada por rocas ígneas que afectan su continuidad y la de las estructuras que en ella se

observan. Las foliaciones medidas insinúan una estructura sinclinal, en la parte sur de esta franja, cuya continuación al norte se ve rota por rocas ígneas del Batolito de Rionegro, para finalmente reaparecer más al norte al oriente de Abrego.

En la parte más septentrional de esta franja e inmediatamente al este del sinclinal anteriormente mencionado, se deduce una estructura anticlinal, en cuyo núcleo aflora un cuerpo granodiorítico. Esta última estructura está sugerida por las foliaciones así como por un aumento de metamorfismo, observado de oeste a este en la sección de la carretera de Abrego-Puente Tarra, en lo que sería su flanco occidental.

Los cuerpos intrusivos, en las planchas 86 y 97, presentan un alineamiento pronunciado en dirección nor-noroeste lo que indica un control de emplazamiento en la misma dirección. Este fenómeno es observable para el Macizo de Santander, en general, y debió ser Triásico o más antiguo (WARD et al, 1973).

Rocas sedimentarias del Cretáceo y Jurásico principalmente se encuentran como retazos en bloques fallados dentro del macizo. La Falla de Lebrija sirve de límite occidental para el macizo en el área de las planchas, poniéndolo en contacto con sedimentos de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y en los cuales no se observa ningún pliegue de importancia.

En resumen, puede decirse que el estilo estructural predominante en el área estudiada es el de fallamiento en bloques, el cual es característico para el Macizo de Santander.

5.1. FALLA DE BUCARAMANGA

Ampliamente conocida en la literatura geológica, atraviesa el área estudiada en una dirección nor-noroeste. Aunque no se observa un marcado desnivel topográfico en los bloques de la falla, su trazo rectilíneo es bien definido, excepto para la parte central en donde se obscurece, cambia a una dirección norte-sur y se observan dos posibles ramas.

Sobre la naturaleza de los movimientos de la falla existen trabajos como los de Raasveldt (1956), Young et al. (1956),

Moody y Hill (1956), Alberding (1960) y Campbell (1965), quienes los consideran horizontales principalmente, clasificando la falla como de rumbo. Sin embargo Julivert (1958, 1961) la considera de movimiento vertical principalmente, como una falla marginal de un bloque montañoso. Ward et al. (1973) la considera como una falla de rumbo, pero localmente con grandes desplazamientos verticales, como sería el caso del área de las planchas 86 y 97, en donde la similitud litológica a lado y lado de la falla sugiere movimiento vertical.

5.2. FALLA DE LEBRIJA

Es una falla inversa de alto ángulo que limita al macizo en su parte occidental, poniéndolo en contacto con las rocas sedimentarias de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena. Su traza rectilínea mantiene una trayectoria norte - sur hasta 1 km al norte de la Quebrada Bijagual (Pl. 97, D-4), en donde desaparece bajo depósitos cuaternarios. En esta área (entre la quebrada mencionada y el Río San Alberto) la falla es presumiblemente desplazada por una fractura oculta por el cuaternario y reaparece un poco al norte (pone en contacto a la Formación Bocas con la Formación La Luna) con una dirección casi este-oeste que pasa rápidamente a nor-noroeste. La falla continúa posiblemente por debajo de depósitos cuaternarios y en la esquina noroeste de la Plancha 86, aunque cubierta, se vislumbra por la relación estratigráfica observada (Formación Jordán en contacto con la Formación La Luna).

5.3. FALLA DE LA TIGRA

Es una fractura de tipo inverso y alto ángulo que se refleja en una traza rectilínea. Su bloque oeste se hunde progresivamente hacia el norte poniendo en contacto sedimentos terciarios con los niveles Cretáceos de la Formación La Luna al este.

La falla se observa en una extensión de unos 30 km terminando unos 3 km al sur del área de la Plancha 97 y desapareciendo bajo sedimentos cuaternarios hacia el norte.

5.4. FALLA DE LA VEGA

Presenta una dirección noreste, fuertemente inclinada hacia el noroeste y corresponde a una zona de intensa fracturación en

SECCION ESTRATIGRAFICA DE LA FORMACION ALGODONAL

CARRETEABLE A CAPITAN LARGO AL OESTE DE LA DESEMBOCADURA DE LA QUEBRADA EL SALADO EN EL RIO ALGODONAL



Por R. Vargas H.
L. Jaramilla C.

LITOLOGIA	ESPESOR m.	DESCRIPCION MACROSCOPICA
	2.00	Conglomerado parcialmente expuesto
	1.50	Arcilla amarilla crema a verdosa
	1.00	Conglomerado parcialmente expuesto
	4.00	Arcilla amarilla crema a verdosa, que incrementa su contenido arenoso hacia el tope, hasta llegar a formar un conglomerado con guijeros delgados
	2.00	Conglomerado gris amarillento, pobremente consolidado, con cantos subangulares o subredondeados de rocas metamórficas, ígneas y de cuarzo lechoso, en una matriz arenosa. El tamaño de los cantos varía de 2 a 30 cm, siendo en su mayoría de <u>neises hornbléndicos</u> y cuarzo feldespáticos y en menor proporción de <u>cuarzo monzonita, diorita y cuarzo lechoso</u> .
	1.30	Arcilla arenosa feldespática, amarilla crema
	0.60	Conglomerado con características similares al anterior, el tamaño de los cantos varía de 5 a 10 cm.
	0.30	Arcilla arenosa amarilla crema
	3.00	Conglomerado con características similares al anterior, los cantos varían de 5 a 80 cm. Predominan los cantos gruesos hacia el tope y, disminuyen de tamaño hacia la base.
	3.20	Conglomerado de las características generales del anterior con variación en los cantos de 5 a 30 cm. Los cantos gruesos son esporádicos y se hallan hacia la base principalmente
	0.60	Arcilla arenosa amarilla crema
	1.40	Conglomerado similar al anterior, con mayor uniformidad en el tamaño de los cantos que alcanzan a 10 cm
	4.70	Arcilla arenosa amarilla crema, con delgados lentes conglomeráticos con guijos hasta de 3 cm
	17.00	Zona cubierta, posiblemente arcilla con lentes conglomeráticos.
	30.00	Conglomerado, pobremente consolidado, con cantos de rocas metamórficas, ígneas y cuarzo lechoso en una matriz arenosa de color amarillento. Predominan los cantos de 10 a 20 cm esporádicos de 30 cm. Abundantes lentes arenosas
	5.00	Conglomerado similar al anterior, pero se nota un claro aumento en los cantos de cuarzo monzonita, riolita y pegmatita, aunque sin ser predominantes.
	1.00	Arenisco gris verdoso, grano fino a medio, conglomerático hacia la base. Arenisco poco consolidado que contiene cuarzo, feldespato y biotita
	6.00	Conglomerado con cantos hasta de 10 cm, en una matriz arenosa gris pardo. Cantos de <u>riolita, cuarzo monzonita, neis cuarzo feldespático, neis hornbléndico y pegmatita</u>
	1.50	Arcilla arenosa, gris verdosa, con lentes conglomeráticos y delgadas bandas ferruginosas
	10.00	Arcilla gris verdosa, que hacia el tope pasa a arenisco arcilloso, gris verdosa, grano medio a grueso, feldespático con delgados lentes conglomeráticos
	3.00	Conglomerado similar al anterior, con cantos predominantes de 5 a 10 cm, esporádicos de 30 cm
	3.00	Arenisco gris pardo, grano medio, blando, con <u>cuarzo feldespato y abundante biotita Meteorización local esferoidal</u>
	3.00	Conglomerado similar al anterior, cantos más regulares en tamaños hasta de 5 cm
	12.00	Zona semicubierta por arcilla y arcilla arenosa, gris verdosa
	3.00	Conglomerado similar al anterior, con predominio de cantos hasta de 15 cm, esporádicos de 30 cm. Abundantes cantos de <u>riolita y cuarzo monzonita</u> . Cantos esporádicos de <u>metaconglomerados</u> . Predomina el aporte de los félsicos en los cantos
	2.00	Arcilla arenosa, gris amarillento a verdosa, con zonas arenosas endurecidas y, fracturas verticales rellenas de conglomerado, con predominio de guijos de cuarzo hasta de 2 cm
	5.00	Conglomerado similar al anterior, con cantos hasta de 10 cm, predominan los tamaños medios, abundantes cantos de cuarzo. Presenta lentes arenosas gris verdosas
	4.50	Arcilla gris verdosa que va incrementando su contenido arenoso hacia la base, hasta hacerse conglomerática
	4.00	Conglomerado similar al anterior, con cantos hasta de 10 cm, que presenta delgados lentes arenosas. Abundantes cantos de <u>cuarzo monzonita y riolita blanca</u>
	30-40	Cubierta por material reciente (horizontal) que corta la serie que se está midiendo
	15.00	Conglomerado similar al anterior, con predominio de cantos de 10 a 20 cm, esporádicos hasta de 40 cm. Predomina el contenido de <u>félsicos, riolitas en particular</u>
	0.50	Arcilla arenosa, gris pardo a verdosa
	2.20	Conglomerado similar al anterior, con cantos hasta de 40 cm
	0.50	Arenisco gris pardo o verdoso, grano fino a medio, con abundante biotita y muscovita
	30.00	Conglomerado similar al anterior, con predominio de cantos de 4 cm, esporádicos hasta de 40 cm. Estratificación cruzada. Presenta lentes arenosas gris verdoso o pardo oscuro, hasta de 1 mt. de espesor, con estratificación cruzada y bandas oscuras y claras alternando con espesores de .2 a .3 cm. Presenta también delgados lentes arcillosos gris verdoso
	8.00	Arenisco gris claro a oscuro, grano grueso a conglomerático, feldespática, muscovítica, biotítica, pobremente consolidado, presenta estratificación cruzada y lentes conglomeráticos
	4.00	Conglomerado de composición similar al anterior, con cantos hasta de 5 cm con abundantes lentes arenosas y delgados lentes arcillosos gris verdoso. El conjunto presenta estratificación cruzada
	1.20	Arcilla gris parda con manchas limoníticas, aumentan lateralmente su contenido en arena, hasta pasar a areniscos de grano fino
	60.00	Conglomerado pobremente consolidado con cantos de rocas ígneas abundantes y escasas de metamórficas. El tamaño de los cantos alcanza hasta 40 cm, siendo predominantes los de 4 a 6 cm. Lentes arena arcillosas de color gris verdoso, hasta de 3 mt. de espesor, son comunes
	4.00	Arenisco conglomerático, gris claro a verdoso, feldespático, muscovita escasa, manchas ferruginosas, pobremente consolidado
	11.00	Conglomerado similar al anterior, con predominio de cantos de .2 a 6 cm, esporádicos hasta de 12 cm, predominan los cantos de color claro, de <u>riolita y cuarzo monzonita</u> . Presenta estratificación cruzada y lentes arenosas.
	4.00	Arenisco gris claro a verdoso, grano fino, conglomerático hacia la base, feldespática, con escaso muscovita
	7.00	Conglomerado con predominio de cantos de 2 a 6 cm, esporádicos hasta de 10 cm. Predominan los cantos de <u>riolita, cuarzo monzonita y cuarzo lechoso</u> , escasos cantos de metamórfico
	1.50	Arcilla arenosa, gris clara a pardo rojiza, con muscovita
	0.50	Arenisco conglomerático gris pardo, muscovítica
	70.00	Conglomerado similar al anterior, con lentes arena arcillosas gris amarillento, con abundante muscovita, regularmente compactados
	1.00	Arenisco arcilloso gris claro, abundante muscovita, finamente laminado y pardo rojizo hacia la base
	7.90	Conglomerado similar al anterior, con predominio de cantos de 4 a 10 cm, esporádicos de 20 cm
	1.20	Arenisco gris claro a pardo amarillento, grano medio, feldespático, abundante muscovita, limonítico hacia la base.
	1.90	Arcilla arenosa gris clara a amarillento, abundante muscovita, limonítico hacia el tope
	0.60	Arenisco gris claro, grano medio, abundante muscovita
	6.50	Conglomerado similar al anterior, con cantos hasta de 30 cm, con predominio de los tamaños medianos
	0.60	Arcilla gris verdoso o pardo, finamente laminado
	1.00	Arenisco gris amarillento, grano medio, limonítico, abundante muscovita.
	1.00	Arenisco gris amarillento, conglomerático, guijos hasta de 3 cm.
	11.00	Conglomerado similar al anterior, con predominio de cantos de 4 a 8 cm, esporádicos hasta de 15 cm.
	3.00	Conglomerado similar al anterior con cantos de .2 a 30 cm, siendo predominantes los de 2 a 4 cm
	2.00	Arcilla gris verdoso, amarillento, finamente laminado y arenisco gris claro, grano fino
	5.00	Conglomerado similar al anterior, con predominio de cantos de 2 a 6 cm, esporádicos de 12 cm, abundantes de <u>cuarzo lechoso, cuarzo monzonita y riolita</u> .
	2.00	Arcilla gris verdoso
	60-70	Conglomerado similar al anterior, con predominio de cantos de 5 a 15 cm, esporádicos de 30 cm. Lentes arenosas de color gris pardo
	4.00	Arenisco gris verdoso o amarillento, grano medio, feldespático, muscovítica.
	3.00	Arcilla gris verdosa con muscovita.
	4.00	Conglomerado similar al anterior, con cantos hasta de 10 cm.
	3.50	Arcilla gris verdosa, muscovítica, arenosa, hacia la base guijos feldespáticos hasta de 5 cm.
	4.00	Conglomerado gris amarillento con abundantes cantos de 1 a 5 cm, esporádicos de 10 cm, en una matriz arenosa. Los cantos en su mayoría, corresponden a <u>riolita, cuarzo monzonita y cuarzo lechoso</u> . Lentes arenosas, gris pardo, con estratificación cruzada.
	15.00	Arcilla arenosa gris verdosa, con variaciones locales a arcilla pura y a arenisca gris verdosa de grano fino. Lentes de arenisca conglomerática, gris clara a oscura y lentes de conglomerados con cantos hasta de 5 cm.
	5.00	Arenisco conglomerático gris claro, feldespático, con muscovita. Presenta un lente de 1.20 mt. de arenisco conglomerático, gris pardo, hornbléndico, biotítico.
	7.00	Arcilla gris azulosa a verdosa, varía lateralmente en el contenido de arena y localmente pasa a arenisca arcillosa sucia. Hacia la base se encuentra un nivel lenticular de arcilla gris negra que alcanza un espesor de 30 cm. el cual contiene restos de plantas fósiles.
	6.00	Arenisco conglomerático gris claro, lenticular que varía en espesor desde 60 cm. hasta 5.00 mt. formando un paquete junto con una arcilla gris azulosa que varía en espesor, desde 1.00 hasta 5.40 mt. y dentro de la cual, se encuentran lentes de arenisco conglomerático. Hacia el tope, nivel lenticular arcilloso gris claro.
	8.00	Arenisco gris claro, conglomerático, feldespático, con muscovita, presenta lentes de arcilla gris azulosa.
	1.50	Arcilla gris azulosa
	3.00	Conglomerado con cantos de .2 a 12 cm., en una matriz arenosa gris pardo. Cantos de <u>riolita, cuarzo monzonita y cuarzo lechoso</u> y, en menor proporción, de <u>neis hornbléndico y dioritas</u> .
		Base cubierta por el aluvial del Río Algodonal.

la cual no se pudo determinar la dirección de movimiento. Este lineamiento se puede seguir claramente por 20 km y se le asigna el nombre de Falla de La Vega por su magnitud más que por su importancia dentro del cuadro estructural del área de estudio.

5.5. FALLA DE VEGUITAS

Con una extensión de por lo menos 25 km esta fractura separa rocas ígneas de los metamórficos de la Formación Silgará. Presenta un rumbo nor-noroeste alto ángulo de buzamiento hacia el oeste y un carácter inverso. La falla no presenta una expresión morfológica bien definida pero fue determinada en el terreno.

5.6. FALLA DE PARAMILLO

Esta fractura de 13 km de longitud y con una dirección NE, es en gran parte la responsable de la preservación de rocas sedimentarias cretáceas en el Llano de Paramillo (Pl. 86, E-10). Es una falla normal, de alto ángulo, con su bloque oriental hundido que hacia el noreste se pierde dentro de un cuerpo granodiorítico y hacia el sur termina, aparentemente, contra una pequeña fractura transversal a ella.

5.7. FALLA DE CASITAS

Es una fractura inversa, de alto ángulo, que se extiende desde las cercanías de Cáchira al sur hasta el borde oriental del Llano de Paramillo en el norte, con una longitud de 35 km. En la mayor parte de su trayecto, la falla, presenta una dirección nor-noroeste que cambia a nor-este en su parte más septentrional en donde junto con la Falla de Paramillo, permitieron el hundimiento y preservación de rocas cretáceas. En gran parte de su extensión, la falla es paralela a la Falla de Veguitas, siendo el área comprendida entre las dos, un bajo estructural limitado por fallas inversas.

5.8. FALLA DE CACHIRA

Esta fractura de aproximadamente 30 km de longitud separa, en gran parte de su extensión, rocas sedimentarias del Mesozoico al este, de metamórficas de bajo grado al oeste. Es de tipo normal, presenta un alto ángulo de inclinación hacia el este y su rumbo es nor-noroeste en la mayor parte de su recorrido, excepto por su extremo norte en

donde su dirección es noreste y desaparece dentro de las rocas sedimentarias.

5.9. OTRAS FRACTURAS

Algunas fracturas de tamaño relativamente mayor no se discuten separadamente debido a su poca importancia estructural. Gran parte de las fracturas observadas corresponden a alineamientos fotogeológicos y como tales se presentan en el mapa. El fracturamiento en general presenta dos direcciones predominantes, nor-noroeste y noreste, siendo la primera, paralela a la Falla de Bucaramanga y corresponde, en su mayoría, a fallas de tipo inverso.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

Para hacer una evaluación de los recursos minerales de las planchas 86 y 97, este capítulo se ha dividido en dos partes: la primera corresponde a la manifestaciones minerales conocidas y la segunda muestra los resultados geoquímicos obtenidos con base en un muestreo regional de sedimentos activos finos.

6.1. MANIFESTACIONES MINERALES

En el área de las planchas 86 y 97 se localizaron manifestaciones de cobre, plomo, zinc, fluorita y barita. Se trata de venas y diques de espesor variable entre 20 y 50 cm (excepcionalmente hasta 2 m) de origen hidrotermal, que atraviesan rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias.

La mineralización consta de calcopirita, galena y blenda como minerales principales con ganga de barita y fluorita.

La localidades que han sido objeto de explotación se señalan como minas, aunque estén poco tecnificadas y su producción sea baja; en el resto de los casos se muestran como afloramientos; asimismo algunas manifestaciones inicialmente fueron explotadas por los sulfuros presentes, pero al agotarse éstos, el mineral de ganga o de relleno de los respaldos justificó continuar con el laboreo de estas minas.

Las descripciones de ocurrencias incluídas en el texto, con excepción de la Mina San Alberto, se transcriben del informe No. 1685 de Otero y Angarita (1975).

6.1.1. COBRE

Prospecto El Tarra: (Pl. 86, A-10). Municipio de Abrego. La manifestación se localiza a unos 2,5 km de La Sierra, sobre un chorro que cae al Río Tarra. Se llega por camino de herradura.

La mineralización es de calcopirita la cual se presenta rellenando fisuras dentro de roca ígnea. El espesor es de 0,20 m aproximadamente. Rumbo N 85°W con buzamiento vertical.

6.1.2. PLOMO Y ZINC

Mina La Sierra (Abandonada): (Pl. 86, B-10). Municipio de Abrego, vereda La Sierra. La mina se localiza al noroeste de La Sierra y a una distancia de 3 km por camino de herradura.

La mineralización es de galena en cristales grandes y diseminados o en venas dentro de roca intrusiva de composición ácida, tipo cuarzomonzonita, la cual se encuentra en partes foliada y con los máficos cloritizados. Un poco más al sur se encuentra un filón de barita asociado con galena, con un espesor promedio de 0,50 m y 3,50 m de largo; aquí el intrusivo presenta un grano medio, algo cizallado y generalmente está atravesado por diques pegmatíticos, con láminas de muscovita y además diques riolíticos.

Mina Los Monos (Abandonada): (Pl. 86, B-10). Municipio de Abrego, vereda La Sierra. A la mina se llega por carretable de Abrego hasta la mina La Sierra y de ahí por camino de herradura hasta el filo de San Isidro.

La mineralización de galena se presenta en un filón de 1,20 m de ancho con dirección N25°E, que corta una cuarzomonzonita ligeramente foliada y con los máficos cloritizados. La ganga está constituida por barita y fluorita.

Las guías y socavones están derrumbados. Fue explotada en épocas pasadas.

Prospecto El Cerote: (Pl. 86, B-10). Municipio de Abrego. Por la carretera Abrego-Sardinata, aparta un carretable hasta la mina La Sierra, de ahí por camino de herradura hasta la finca El Cerote.

La manifestación es de galena con barita blanca formando venas de 0,50 m, de ancho dentro de un intrusivo muy cizallado cortado por diques andesíticos. La manifestación es muy local.

6.1.3. BARITA

Mina El Roble: (Pl. 86, G-12). Municipio de Villa Caro. Accesibilidad por carretable entre la carretera Villa Caro - Alto El Pozo.

La mineralización es de barita blanca y amarillenta, que se presenta dentro de una roca metamórfica bastante alterada y fracturada.

Su explotación se efectuó en tres niveles: El inferior es de baja calidad, presenta un espesor de 2 m con un rumbo N25°E. El frente mineralizado de donde se extrae la barita es de 6 m; 20 m más arriba se presenta otro filón ramificado así: a) Vena de 0,50 m de espesor. b) Venas de 0,20 m de espesor muy irregular. c) Vena de 0,35 de espesor. d) Vena de 0,35 m de espesor, y e) Vena de 0,50 m de espesor. Aproximadamente 12 m sobre el anterior, se encuentra otro filón de barita bastante pura y pesada. El espesor es de 1 m. La explotación se hace a cielo abierto y en forma no muy tecnificada.

Afloramiento Quebrada Latal: (Pl. 86, B-10). Municipio de Abrego. La manifestación está localizada en la vereda Pávez en la margen izquierda del Río Tarra. Se encontró una vena de barita de 0,20 m de ancho dentro de un intrusivo que tiene ramificaciones y presenta pequeñas inclusiones de sulfuros (calcopirita). Sin importancia económica.

6.1.4. FLUORITA

Mina Palmira: (Pl. 86, C-9). Municipio de Abrego. La mina está localizada a una distancia de 7 km del lugar en que se aparta el carretable de la carretera que va de Abrego a Río Tarra.

La mineralización que presenta la mina es una barita blanca bien cristalizada en venas, rellenando fracturas y diaclasas dentro de esquistos sericíticos y cuarzo feldespáticos de la Formación Silgará con pequeñas cantidades de galena y respaldos ricos en fluorita cuya producción es de unas pocas toneladas

mensuales. Fue explotada por túneles y a tajo abierto para la barita por la Compañía Prima S.A., la cual, al agotarse la barita abandonó la mina.

Mina San Alberto: (Plancha 97, A-4). Está situada al norte de la Quebrada Las burras, sobre una pequeña cañada sin nombre.

La mineralización de fluorita, color verdoso, se presenta en un dique de 30-40 cm de espesor que atraviesa rocas sedimentarias de la Formación Bocas, siguiendo la dirección de una fractura. La explotación se hace por una guía de 30 m de longitud en regular estado de conservación. El material extraído se lava en la boca de la mina. A finales de 1974 se alcanzó la producción máxima, 30 toneladas mensuales, actualmente se extraen algunas arrobas.

6.2. PROSPECCION GEOQUIMICA REGIONAL.

Simultáneamente con la cartografía geológica se efectuó el muestreo geoquímico regional en las áreas cubiertas por rocas ígneas y cerca al contacto con las metamórficas, consideradas las más adecuadas para la localización de anomalías que indiquen la presencia de probables zona mineralizadas.

6.2.1. SISTEMA DE MUESTREO Y ANALISIS EFECTUADOS

El estudio geoquímico se hace con base en muestras de sedimentos finos, colectados en el canal activo de las quebradas que fueron recorridas o atravesadas durante el reconocimiento geológico; en la región sur-oriental se incluyen algunas muestras correspondientes a la prospección geoquímica del Páramo de Cáchira efectuada por Mejía y Téllez (1974).

En los sitios de muestreo se recogieron en bolsas de polietileno 500 a 600 gr de sedimentos; en la sede de la Regional cada muestra fue secada a la temperatura ambiente y remitida para análisis a la ciudades de Bogotá o Medellín. En los laboratorios después de terminar la labor de secado, las muestras fueron tamizadas y la fracción menor de malla -80 analizada por el método semicuantitativo para 32 elementos, utilizando para ello espectrógrafos marca Jarrel Ash existentes en cada una de estas oficinas.

6.2.2. INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Para determinar los valores anómalos es necesario establecer el valor normal (background) y el umbral (threshold) en el área estudiada; en el presente caso, estos parámetros se obtuvieron para Cu, Pb y Mo mediante la elaboración de histogramas y curvas de frecuencia acumuladas de acuerdo con lo expresado por Hawkes y Webb (1962) y Lepeltier C. (1969) respectivamente. Para algunos elementos (zinc, estaño y plata), dada la poca cantidad de muestras con valores se tomaron como anómalos los resultados obtenidos. El número de muestras consideradas es de 526.

6.2.2.1. Distribución y Valores Anómalos para Cobre.- Los valores encontrados para este elemento varían entre no detectado y 300 ppm; en el histograma de la figura 2 se observa que la distribución es irregular al parecer debido a la mezcla de dos poblaciones, las cuales se reflejan en la curva acumulativa de la figura 3 al presentar un quiebre en 10 ppm; de la curva se toma el contenido normal (background) en 20 ppm y el umbral (threshold) en 100 ppm; por lo tanto solo el valor máximo encontrado de 300 ppm se considera anómalo.

En la Plancha 3 se muestran todos los sitios de muestras con los resultados obtenidos para cobre y molibdeno respectivamente; el valor anómalo de 300 ppm de cobre se localiza al sur del Municipio de Abrego en una pequeña quebrada, c-3, afluente de la Quebrada Loma Verde y se hace resaltar en la plancha encerrándolo dentro de un círculo.

6.2.2.2. Distribución y Valores Anómalos para Plomo.- Este elemento presenta una distribución normal asimétrica debido probablemente a un exceso de valores bajos en la población (Fig. 2). El contenido de plomo varía entre no detectado y 150 ppm; de la curva de frecuencia acumulada se obtuvieron los valores de 15 y 60 ppm para el background y el threshold respectivamente, considerando como anómalos los contenidos de 70 y 150 ppm que corresponden al 1,71% del total de las muestras.

Los sitios en los cuales se detectaron valores anómalos se muestran en la Plancha 3; los de 70 ppm se localizan en las Quebradas Granadillas, c-3; Caramba, d-5; Caña-

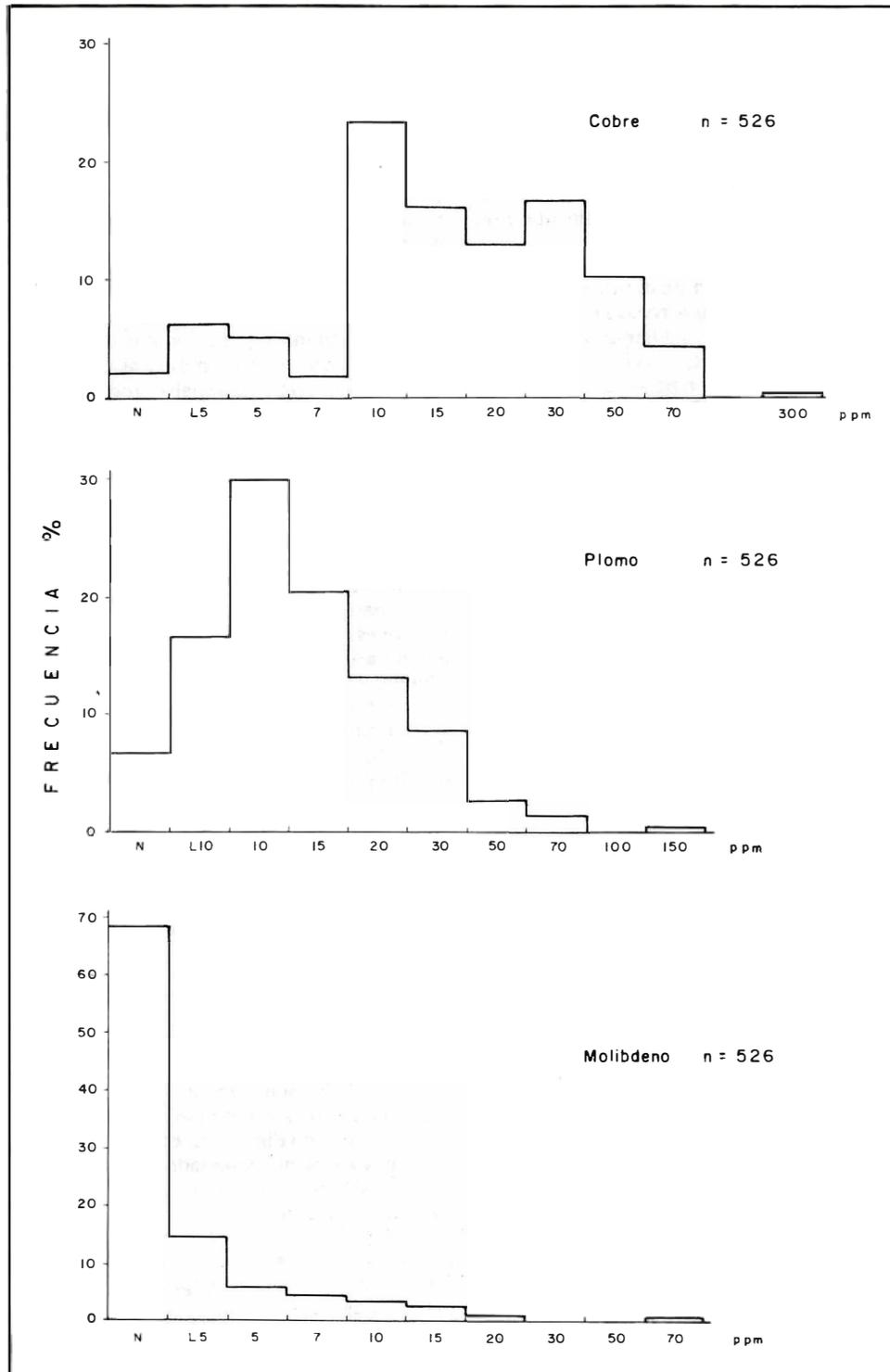
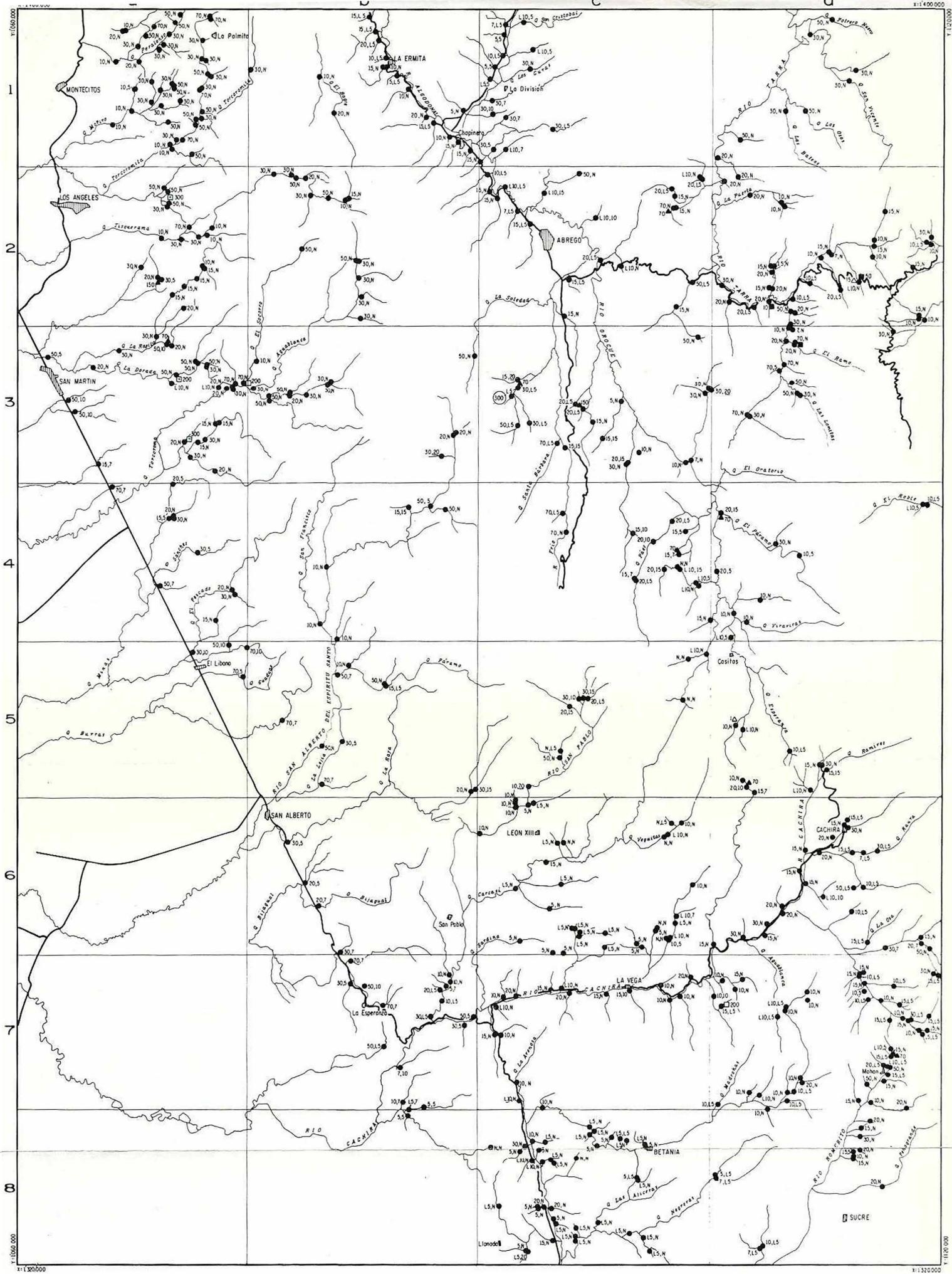


FIGURA 2. Histograma de distribución de Cobre, Plomo y Molibdeno. Sedimentos Finos. Determinación espectrográfica.



LOCALIZACION DEL MUESTREO Y VALORES PARA
COBRE Y MOLIBDENO

Por: RODRIGO VARGAS N., ALFONSO ARIAS T., et al.



CONVENCIONES

- 20, L5 Valores de Cobre y Molibdeno retrospectivamente
- ◻ 200 Valores anómalos para Zinc
- 300 Valor anómalo para Cobre
- 10 Valores anómalos para Estaño
- 20 Valores anómalos para Molibdeno
- ▲ 70 Valores anómalos para Plomo

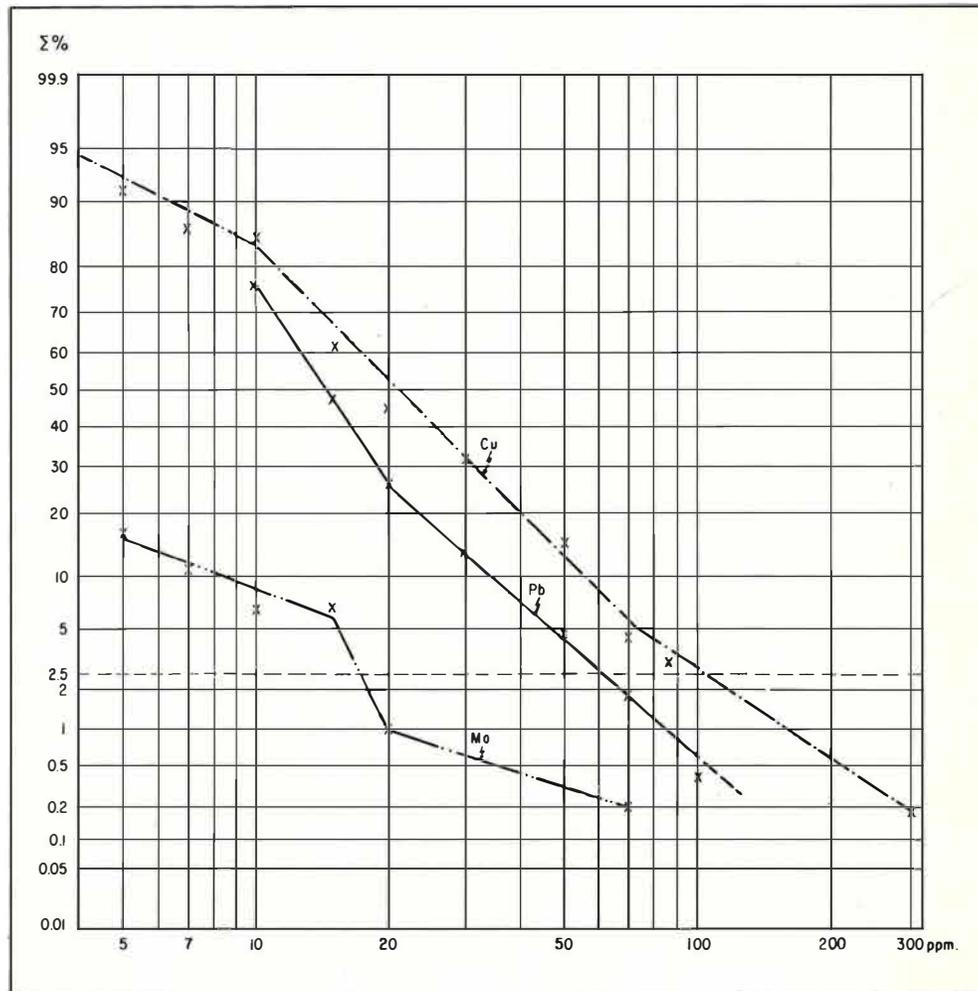


FIGURA 3. Curvas acumulativas para Cobre, Plomo y Molibdeno Sedimentos Finos. Análisis espectrográficos

da Las Piedras, a-3; El Páramo, d-4; El Guamito, d-7; Malpaso, c-2; y en una cañada sin denominación, c-4, afluente de la Quebrada El Roblecito; los de 150 ppm están en el Caño Los Pregones, a-2, y en la Quebrada Cañaverál, c-3.

6.2.2.3. *Distribución y Valores Anómalos para Molibdeno.*- En el histograma para este elemento (Fig. 2) se muestran los valores encontrados los cuales varían entre no detectados y 70 ppm; en la figura se observa que la mayor cantidad de resultados (68,44%) corresponden a muestras que no contienen molibdeno, tomándose este valor como normal (background), el umbral (threshold) de acuerdo con la curva acumulativa (Fig. 3), se calculó en 17 ppm; los contenidos de 20 y 70 ppm se consideran anómalos; los de 20 ppm se localizan (Plancha 2), en una cañada afluente de la Quebrada El Pino (c-3); en la Quebrada Granadillas, c-3; en una quebradita (c-8) afluente de la Aguacaliente y en una quebrada sin nombre conocido (b-3) afluente del Río San Alberto; en el Río San Pablo (c-5) se halla el de 70 ppm. Es de anotar que la muestra de la Quebrada Granadillas contiene valores altos para plomo y molibdeno.

6.2.2.4. *Otros Elementos.*- Se hará una breve descripción de aquellos elementos que pueden ser significativos dentro del área considerada; debido a que sólo fueron encontrados en unas pocas muestras no se hace análisis estadístico de ellos y se consideran anómalos los resultados obtenidos.

Plata: El límite inferior de detección para la plata es de 0,5 ppm, dentro del área estudiada (Plancha 2); por encima de este valor sólo se encuentran dos muestras con 1 y 1,5 ppm localizadas en una quebrada sin nombre (d-5) que desemboca en la

Quebrada Buenavista, la primera, y en la Quebrada Los Indios (d-2) afluente de la Quebrada Urama la de 1,5 ppm.

Estaño: Entre las 526 muestras analizadas solamente en tres se detectó este elemento con valores de 10 ppm en dos de ellas y una con 50 ppm; las dos de 10 ppm se localizan en las Quebradas Los Mangos (d-2) y Los Llantos (d-3); la de 50 ppm corresponde a la misma localidad donde se encontró el valor de 1,5 ppm de plata o sea en la Quebrada Los Indios (d-2) afluente de la Quebrada Urama.

Zinc: El límite inferior de detección en este caso es bastante alto: 200 ppm; tres muestras alcanzaron este valor y dos contienen 300 ppm, las primeras se localizan en las quebradas El Socorro, a-3, La Dorada, a-3, y en un afluente no denominado de la Peñaviva, d-7, mientras que las últimas se encuentran en la Quebrada El Silencio (a-3), y en el Caño Surrucuca (a-2) al este del corregimiento Los Angeles (Plancha 3).

6.2.3. CONCLUSION

La interpretación de los resultados obtenidos en el muestreo geoquímico regional de las planchas 86, Abrego y 97 Cáchira, señala valores anómalos para cobre, plomo, zinc, molibdeno, estaño y plata; en dos localidades se observan valores anómalos superpuestos para dos elementos: en la Quebrada Granadillas, para plomo y molibdeno, y en la Quebrada Los Indios, afluente de La Urama, para estaño y plata; sin embargo para establecer la verdadera significación de estos valores altos, se considera conveniente la realización de un muestreo más cerrado a lo largo de estas quebradas y de las adyacentes con el fin de determinar si existe un zona que pueda ser de interés.

7. REFERENCIAS CITADAS

- ALBERDING, H., 1960.- *Structural pattern of the Caribbean, comparison with the flow of glaciers.* Am. Assoc. Petr. Geol. Bull (Tulsa, Oklahoma) 33,(1):111-112.
- BOTERO, G. y SARMIENTO, A., 1947.- *Reconocimiento Geológico de la carretera Ocaña-Abrego-Sardinata, Departamento Norte de Santander.* Inf. 612, Bogotá. Serv. Geol. Nal.
- BUTLER, J. W., Jr., 1942.- *Geology of the Honda district, Colombia.* Am. Assoc. Petr. Geol. Bull (Tulsa, Oklahoma) 26: 793-837.
- CAMPBELL, C. J., 1965.- *The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting.* Caribbean Geol. Conf. 4, Trinidad, W. I., 24 p.

- CEDIEL, F., 1968.- *El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental*. Bol. Geol (Bogotá) 16 (1-3): 5 - 96.
- COMPTON, R.R., 1962.- *Manual of field geology*. New York. John Willey and Sons, 378 p.
- DICKEY, P. A., 1941.- *Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 25, (2):1789-1795.
- GARNER, S.H., 1926.- *Suggested nomenclature and correlation of the Geological formations of Venezuela*. Am. Inst. Min. Metall. Engin. trans. (London), p. 677-684.
- HAWKES and WEBB, 1962.- *Geochemistry in Mineral Exploration*. New York. Harper and Row., 415 p.
- HEDBERG, H.D., 1931.- *Cretaceous limestone as a petroleum source rock in northwestern Venezuela*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma) 15: 229 - 246.
- HEDBERG, H. D., and SASS, L.C., 1937.- *Synopsis of the Geologic Formations of the western part of the Maracaibo Basin, Venezuela*. Bol. Geol. Min. (Caracas) 1(2-4): 71-112.
- HETTNER, A., 1892.- *Die Kordillere von Bogotá*: Gotha, Petermans Mitteil, Bd. 22. Ergänzungsheft: p. 104-131.
- HUBACH, E., 1956.- *Materias primas básicas de industria en Colombia*. Inf. 1202. Bogotá. Serv. Geol. Nal.
- , 1957.- *Contribución a las Unidades Estratigráficas de Colombia*. Inf. 1212, Bogotá. Serv. Geol. Nal. 66 p.
- JULIVERT, M., 1958.- *La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga*. Bol. de Geol. Univ. Indus. Sant. (Bucaramanga), 1: 7-44.
- , 1961.- *Geología de la vertiente W de la Cordillera Oriental en el sector de Bucaramanga*. Bol. Geol. Univ. Indus. Sant. (Bucaramanga), 8:39-42.
- JULIVERT, et al, 1968.- *Lexique Stratigraphique International. Amerique Latine*. Centre Nat. Res.. Scien. (Paris), Fas. 4 a, Colombie, (Premiere partie), 651 p. 5.
- LANGENHEIM, J. H., 1959.- *Preliminary notes on plant fossils from Late Paleozoic and Early Mesozoic rocks in the Cordillera Oriental of Colombia*. Bol. Geol., Univ. Indus. Sant. (Bucaramanga) 3: 51 - 53.
- , 1961.- *Late Paleozoic and Early Mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and Correlation of the Giron Formation*. Bol. Geol. (Bogotá) 8 (1-3): 95 - 132.
- LANGENHEIM, R. L., Jr. 1954.- *Preliminary report on the Stratigraphy of the Giron Formation in Santander and Boyacá*. Inf. 1011, Bogotá, Inst. Geol. Nal. 20 p.
- LEPELTIER, C., 1969.- *A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation*. Econ. Geol. (El Paso, Texas) 64: 538-550.
- MEJIA, L. J. TELLEZ, N. A., 1974.- *Prospección Geoquímica del Páramo de Cáchira, Departamento de Santander*. Inf. 1665. Bogotá. INGEOMINAS.
- MILLER, J. B., 1962.- *Tectonic trends in Sierra de Perijá and adjacent parts of Venezuela and Colombia*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma), 46: 1565 - 1595.
- MOODY, J. D., and HILL, M., 1956.- *Wrench fault tectonics*. Geol. Soc. Am., Bull., (Boulder, Colorado), 67:1207-1246.
- MORALES, L. G. and COL. PETR. IND., 1958.- *General Geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia*. in Habitat of oil a symposium, Am. Assoc. Petr. Geol. p. 641-695.
- NAVAS, J., 1963.- *Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia)*. Bol. de Geol., Univ. Ind. Sant. (Bucaramanga). 12:19-33.

- NOTESTEIN, F. B., HUBMAN, C. W., and BOWLER, J. W., 1944.- *Geology of the Barco Concession, Republica of Colombia, South America*. Geol. Soc. Amer. Bull. (Boulder, Colorado) 55: 1165-1216.
- OPPENHEIM, V., 1940.- *Jurassic -Cretaceous (Girón) Beds in Colombia and Venezuela*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., (Tulsa, Oklahoma) 24:1611-1619.
- OTERO, A., ANGARITA, L., 1975.- *Ocurrencias Minerales en el Departamento Norte de Santander. Inf. 1685*, Bogotá, INGEOMINAS.
- PILSBRY, A. H. and OLSSON, A. A., 1935.- *Tertiary fresh water mollusks of the Magdalena embayment, Colombia, with Tertiary Stratigraphy of the Middle Magdalena Valley by O. C. Wheeler*, Acad. Nat. Sci. (Philadelphia), Proc. 87:7-39.
- RAASVELDT, H. C., 1956.- *Fallas de rumbo en el nordeste de Colombia*. Revista del Petróleo (Bogotá), 7 (64):19-26.
- REMY, W., et al., 1975.- *Neueinstrufung der Bocas-Folge (Bucaramanga, Kolumbien) In Den Unteren Jura Anhand Einer Phlebopteris - Branneri und Classopollis-Flora*. Argumenta Paleobotánica, 4:55-57.
- RICHARDS, H. G., 1968.- *Cretaceous section in Barco area of northeastern Colombia*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma), 52 (12): 2324-2336.
- SALVADOR, R., 1961.- *Guidebook to the Geology of Northeastern Trujillo*. Soc. Venez. Occid., Guidebook 3.
- SIEVERS, W., 1888.- *Die Kordillere von Merida, Nebst Bemerkungen uber das Karbische Gebirge*. Geogr. Abhandl. (Penck), 3:1-238.
- STIRTON, R. A., 1952.- *Vertebrate Paleontology and Continental Stratigraphy in Colombia*. Geol. Soc. Amer. Bull. (Boulder, Colorado) 64, (6):603-622.
- SUTTON, F. A., 1946.- *Geology of the Maracaibo Basin, Venezuela*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa, Oklahoma), 30:1621-1741.
- TABORDA, B., 1965.- *Guidebook to the Geology of the De Mares Concession: Col. Soc. Petr. Geol. and Geoph. (Bogotá)*, 25 p.
- TRAVIS, B.R., 1955.- *Classification of Rocks*. Quartely of the Colorado School of Mines (Denver, Colorado) 50 (1).
- TRUMP, G. W. and SALVADOR, A., 1964.- *Guidebook to the Geology of western Tachira*. Assoc. Venez. de Geol., Min. y Petr. (Caracas) 25 p.
- VAN DER HAMMEN, TH., 1954.- *El desarrollo de la flora Colombiana en los periodos geológicos I: Maestrichtiano hasta Terciario más inferior (Una investigación Palinológica de la Formación Guaduas y equivalentes)*. Bol. Geol. (Bogotá) 2 (1): 49-106.
- WARD, D. E., et al., 1973.- *Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander*. Bol. Geol. (Bogotá) 21(1-3).
- WEISKE, F., 1926.- *Memoria detallada de los estudios del Río Magdalena: Obras proyectadas para su arreglo y resumen del presupuesto*. Minist. Obras Públ. Colombia.
- WINKLER, H. G. F. 1967.- *Petrogenesis of metamorphic rock*. 2ed. Springer-Verlag New York, 237 p.
- WOKITTEL, R., 1960.- *Recursos Minerales de Colombia*. Comp. Est. Geol. Ofic. Col. (Bogotá) 10:393 p.
- YOUNG, G. A., et al., 1956.- *Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos*. Bol. de Geol. (Caracas), Pub. Esp. 2:140 p.

* * *

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGIA
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES
GEOLOGICO-MINERAS

**GEOLOGIA DE LAS PLANCHAS 135 SAN GIL, Y 151 CHARALA;
DEPARTAMENTO DE SANTANDER**

INFORME No. 1802

Por

ORLANDO PULIDO GONZALEZ

BOGOTA, 1979

CONTENIDO

	<u>Página</u>
RESUMEN - ABSTRACT	43
1. INTRODUCCION	43
1.1. LOCALIZACION	44
1.2. TOPOGRAFIA	44
1.3. CLIMA Y VEGETACION	44
1.4. HIDROGRAFIA	44
1.5. ACCESIBILIDAD	46
1.6. POBLACION	46
1.7. METODO DE TRABAJO	46
1.8. TRABAJOS ANTERIORES	47
1.9. AGRADECIMIENTOS	48
2. ROCAS METAMORFICAS	48
2.1. SISTEMA CAMBRICO-DEVONICO	48
2.1.1. FORMACION SILGARA	48
2.1.1.1. <i>Metamorfismo Regional</i>	49
2.1.1.2. <i>Metamorfismo de Contacto</i>	49
2.1.1.3. <i>Metamorfismo Retrógrado</i>	49
2.1.2. FORMACION FLORESTA	49
2.1.2.1. <i>Miembro Floresta Metamorfizado</i>	49
3. ROCAS IGNEAS	50
3.1. RIOLITAS	50
4. ROCAS SEDIMENTARIAS	51
4.1. SISTEMA TRIASICO-JURASICO	51
4.1.1. FORMACION MONTEBEL	51
4.1.2. FORMACION JORDAN	52
4.1.3. FORMACION GIRON	52
4.1.4. FORMACION ARCABUCO	55
4.2. SISTEMA CRETACEO	60
4.2.1. FORMACION CUMBRE	60
4.2.2. FORMACION TAMBOR	61
4.2.3. FORMACION ROSABLANCA	61
4.2.4. FORMACION RITOQUE	63
4.2.5. FORMACION PAJA	63
4.2.6. FORMACION TABLAZO (San Gil Inferior)	67
4.2.7. FORMACION SIMITI ((San Gil Superior)	69
4.3. SECCIONES CON NOMENCLATURA DE LA REGION DE CHIQUIN- QUIRA	70
4.3.1. ARENISCAS DE CHIQUINQUIRA	70
5. CUATERNARIO	70
6. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	70
6.1. AREA DE ARATOCA-COROMORO-ENCINO	71
6.2. AREA DE CHARALA-OIBA-OLIVAL	71
6.3. REGION DE MESAS Y CUESTAS	72
6.4. REGION DE LA CORDILLERA DE LOS COBARDES Y DE LLORI- QUIES	72
7. GEOLOGIA HISTORICA	73
8. GEOLOGIA ECONOMICA	74
8.1. MINERALES METALICOS	75
8.1.1. PLOMO - ZINC	75
8.2. MINERALES NO METALICOS	75
8.2.1. YESO	75
8.2.2. CALIZAS	75

	<u>Página</u>
8.2.3. BARITA	76
8.2.4. FLUORITA	76
8.2.5. ARENAS PARA CONSTRUCCION	76
9. REFERENCIAS CITADAS	76

FIGURAS

1. Localización del área estudiada	45
2. Tabla de correlaciones entre las unidades litoestratigráficas de Santander y áreas adyacentes	57
3. Esquema facial de las formaciones Girón, Arcabuco	59
4. Esquema facial que muestra la secuencia sedimentaria del Jurásico y las unidades cretácicas del Cumbre, Tambor, Rosablanca, Ritoque, Paja, Tablazo, Simití y Chiquinquirá	64

PLANCHAS

1. Mapa Geológico Generalizado de las Planchas 135, San Gil, y 151, Charalá (en bolsillo).
2. Columnas estratigráficas de las diferentes unidades en el área de estudio (En bolsillo).

* * *

RESUMEN

Se describe la geología de las áreas correspondientes a las planchas 135 y 151 (Cuadrángulo I-12), que cubren una superficie de 4.800 km² en la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos haciendo parte de los departamentos de Santander y Boyacá.

La unidad más antigua corresponde a la Formación Silgará, constituida por rocas metamórficas de bajo a medio grado, pre-Devónicas, que constan de esquistos, filitas, metalimolitas y metaareniscas. Encima de éstas se presentan rocas metamórficas de muy bajo grado, compuestas de cuarcitas, filitas y argilitas, posiblemente de Devónico inferior y corresponden al Miembro inferior de la Formación Floresta.

El borde occidental del Batolito de Mogotes considerado de edad Triásico-Jurásico, aflora en la parte sureste del cuadrángulo de estudio.

Las rocas sedimentarias cubren la mayor parte del área y varían en edad desde el Triásico-Jurásico hasta el Holoceno. Los sistemas Triásico-Jurásico están representados por las formaciones Montebel, Girón, Jordán y Arcabuco. El Cretáceo abarca rocas de edad Berriasiano-Cenomaniano, en su mayoría pertenecientes a la nomenclatura usada en el área de Santander y parte de la empleada en la región de Chiquinquirá. El Holoceno, está constituido por depósitos de terraza, aluviales y de derrubio.

La tectónica se describe según tres franjas principales: La central, donde existen pliegues relativamente amplios sin mayor complicación y las franjas este y oeste, las cuales presentan en su mayoría plieques estrechos e intenso fracturamiento, que refleja los episodios orogénicos Post-Cretáceos. La discordancia angular entre las formaciones Arcabuco y Cumbre evidencia movimientos acompañados de plegamientos en tiempos post-Formación Arcabuco.

Las ocurrencias de minerales metálicos son escasas y corresponden a pequeñas manifestaciones de sulfuros de plomo y zinc. El yeso, las calizas y en menor proporción la barita y la fluorita, representan el mayor interés económico del área, en cuanto a los minerales no metálicos.

ABSTRACT

This paper describes the geology of Plates 135 and 151 (Quadrangle I-12) which covers an area of 4.800 km² in the Cordillera Oriental of the Colombian Andes in Departments of Santander and Boyacá.

The oldest unit, the Silgará Formation, has a Predevonian age and consists of low to medium grade metamorphic rocks, mostly schists, phyllites, metasiltstones and metamorphic rocks, having a possible early Devonian age, and corresponding to the lower Member of the Floresta Formation, are the quartzites, phyllites, and argillites.

The western margin of the Triassic-Jurassic Mogotes Batholith outcrops in the southeast corner of the studied area.

Most of the quadrangle is covered by sedimentary rocks ranging in age from Triassic-Jurassic to Holocene. The Triassic-Jurassic system is represented by the Montebel, Girón, Jordán and Arcabuco formations. The Cretaceous consists of rocks ranging in age from Berriasian to Cenomanian mostly of them corresponding to the nomenclature employed in the Santander and Chiquinquirá areas.

Tectonically, the area is divided into three different belts. The central belt where relatively open folds are found and the belts to the east and west which show tight folding and intense fracturing, probably reflecting Post-Cretaceous orogenic periods. The angular discordance between Arcabuco and Cumbre Formations probably reflects an orogenic period accompanied by folding during Post-Arcabuco time.

Metallic mineral occurrences although scarce are represented by showings of lead-zinc sulphides. Gypsum, limestone and minor barite and fluorite showings are the most interesting prospects of economic non-metallic minerals.

1. INTRODUCCION

El Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (INGEOMINAS), por medio de la Regional de Bucaramanga y como continuación de los estudios de Carto-

grafía Geológica, Prospección Geoquímica y Geología Económica, programó la cartografía geológica de las planchas 135 y 151 que conforman el Cuadrángulo I-12 y cubren un área de 4.800 km², de los cuales previamente Ward, et al. (1973) estudiaron 900 km² correspondientes al extremo oriental de la Plancha 135.

Los trabajos de campo se iniciaron durante el segundo trimestre de 1976 y se culminaron a finales de 1978, con la colaboración de los geólogos de las Regionales de Bucaramanga y Sogamoso.

La estratigrafía del área en su mayor parte está sujeta a la nomenclatura empleada en Santander. Hacia el sur y a pesar de que varias unidades conservan continuidad en sus afloramientos, sufren desarrollos de facies particulares por lo que se hace necesario usar la nomenclatura de la región de Chiquinquirá.

1.1. LOCALIZACIÓN

El Cuadrángulo I-12 se ubica en la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos, en el extremo suroeste del Departamento de Santander. De acuerdo a la nomenclatura del IGAC el cuadrángulo cubre las planchas números 135 y 151 a escala 1:100.000 y está enmarcado por las coordenadas geográficas: X = 1'160.000 hasta 1'240.000, Y = 1'060.000 hasta 1'120.000 conforme a la proyección de Gauss en la cual el punto de origen es Bogotá, con X = 1'000.000 m, y Y = 1'000.000 m, en las intersecciones 6° y 7° de latitud norte y 73° y 73°30' de longitud oeste.

Geológicamente se sitúa al suroeste del Macizo de Santander entre la región de Mesas y Cuestas y la parte más septentrional de la Sierra de Arcabuco. El cuadrángulo en su mayor parte cubre territorio de Santander y una pequeña porción corresponde a Boyacá, a la altura del Municipio de Santa Ana (Fig. 1).

1.2. TOPOGRAFIA

La región se caracteriza por una topografía variable donde predominan dos expresiones topográficas: la primera corresponde a una zona montañosa abrupta donde se forman pendientes que varían entre 25 y 45° representadas por la estribación oeste del Macizo de Santander y la región de la

Cordillera de Los Cobardes y de Lloriqués, donde las quebradas forman cañones profundos de laderas escarpadas. Las alturas varían entre 1.600 y 3.200 m. Las cotas más altas se presentan al oeste, a lo largo de la Cordillera de Los Cobardes y en el Alto El Perro hacia el extremo sureste del cuadrángulo (Pl. 151). La segunda expresión topográfica comprende la región de Mesas y Cuestas, que conforman un relieve plano a suavemente ondulado y profundos cañones donde son cortados por los ríos; vá desde Bucaramanga hasta la parte sur del área, limitada al oeste por la Cordillera de Los Cobardes, al este por el Macizo de Santander y al sur por las estribaciones de la Sierra de Arcabuco. La región de Mesas y Cuestas presenta alturas que varían entre los 400 y 2.000 m, siendo las partes más bajas los lechos de los ríos Chicamocha y Suárez. Las mesas más conocidas son las de Los Santos y Barichara.

1.3. CLIMA Y VEGETACION

La región presenta en primer lugar una zona con alturas menores de 500 m sobre el nivel del mar, que corresponde a los cañones de los ríos Chicamocha y Suárez, en los cuales predomina el clima caliente, con temperaturas mayores de los 25°C; su vegetación consiste en bosque seco tropical y bosque seco premontano (Atlas de Colombia, 1977). Por otra parte el área de Mesas y Cuestas, con alturas que varían entre los 1.000 y 2.000 m, presenta un clima templado, con temperaturas de 17°C a 24°C y se caracteriza por una vegetación de bosque húmedo premontano. Por último, el piso térmico frío predomina en las regiones oriental y occidental, donde las alturas son mayores de 2.000 m y su temperatura promedio es de 12°C. La vegetación típica consiste en bosque muy húmedo tropical y de bosque pluvial premontano en sus partes más altas.

La precipitación promedio anual es de 2.500 mm, con excepción de la región de los cañones de los ríos Chicamocha y Suárez que llega solo hasta 1.200 mm.

1.4. HIDROGRAFIA

El área de estudio está conformada por tres arterias fluviales principales que son: el Río Suárez, que la atraviesa en dirección aproximada nor-noroeste; el Río Fonce que en su parte alta corre hacia el noroeste hasta San Gil donde describe una curva para

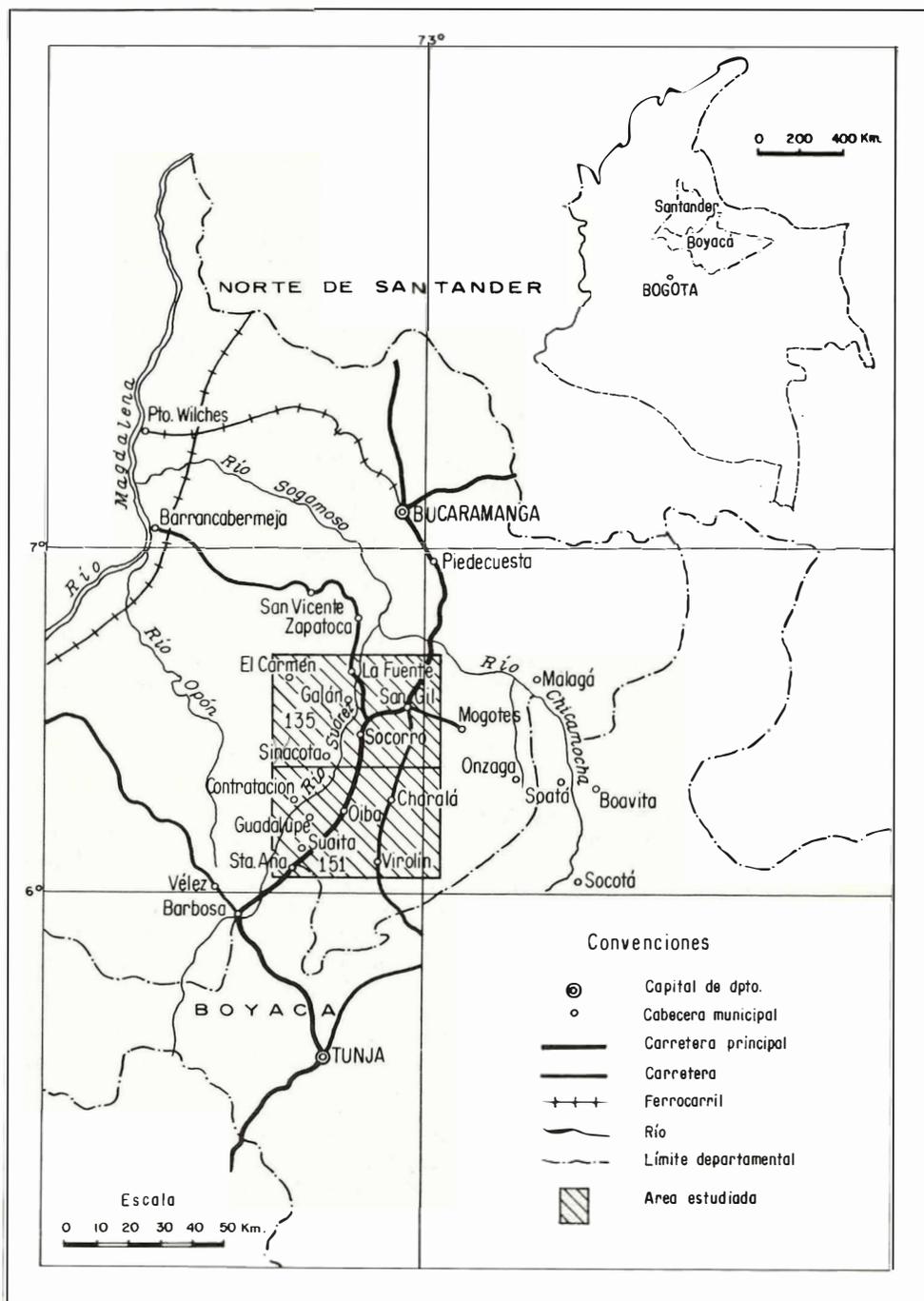


FIGURA 1.

Localización del área estudiada.

tomar rumbo este-oeste hasta desembocar al Suárez; por último el Río Chicamocha que atraviesa el área en la esquina norte en dirección este-oeste. Estos tres ríos forman al noroeste del cuadrángulo (Pl. 135) el Río Sogamoso que confluye al Magdalena a la altura de Barrancabermeja.

Existe además una serie de ríos y quebradas de menor importancia que drenan gran parte de la región y fluyen a los ríos antes mencionados y en su orden son: ríos Tolotá, Yepo, Lenguaruco, Oibita y Ropero, que cubren la parte sur y suroeste del área (Pl. 151); como afluentes menores del Suárez están las quebradas Alférez, Chimera, Santa Rosa, Guamatá, Cinco Mil, Chiribití y la Quebrada Pao que drenan las vertientes oriental y sur de la Cordillera de Los Cobardes. Los ríos Pientá, Guare, Mogoticos y la Quebrada Curití, forman la red principal del Fonce. Los afluentes principales del Río Chicamocha están fuera del área de estudio.

En el extremo occidental se presentan algunos ríos y quebradas de relativa importancia, siendo los más conocidos los ríos Oponcito, Vergelano, Honduras, Araya y El Aragua, que forman más al este el Río Opón.

1.5. ACCESIBILIDAD

La región está comunicada por la carretera Bogotá - Tunja - Bucaramanga, que la corta en forma diagonal y en dirección noreste. Esta carretera se encuentra totalmente pavimentada y en la actualidad es la principal vía de comunicación del interior del país con la Costa Atlántica.

Existen otras carreteras que se desprenden de la central; entre las de mayor importancia se tiene la de San Gil - Charalá-Duitama, destapada y mal conservada, pero que permite el acceso a la parte sureste del área. De San Gil parte también la carretera hacia Barichara - Galán - La Fuente, con carretables a El Palmar - El Hato, que facilitan el acceso a la parte central y norte. Del Socorro se desprenden carreteras y carretables en dirección oeste y suroeste que comunican las localidades de Simacota, Chima, Contratación, Guadalupe y Suaita.

Entre las vías de comunicación en la región noroeste, está la carretera San Vicente de Chucurí - El Carmen, de la cual par-

ten caminos de herradura y senderos que comunican algunas veredas con estos centros. El resto del área prácticamente es inaccesible.

1.6. POBLACION

El principal centro de la región es la ciudad de San Gil, donde se desarrollan algunas industrias entre las que sobresalen las de cemento y la artesanal. Siguen en importancia las poblaciones del Socorro, Charalá, Barichara, Suaita, Oiba, Guadalupe, Contratación y Santa Ana, cuyas actividades principales son la agricultura y la ganadería, las cuales abastecen gran parte del mercado en Santander y parte de Boyacá.

El último censo efectuado por el DANE, reportó una población total para el municipio de San Gil de 28.697 habitantes, de los cuales 21.679 corresponden a la cabecera municipal. Para el municipio del Socorro la cifra total es de 20.935, con una población urbana de 15.596. El resto de las cabeceras municipales registran menos de 5.000 habitantes. Sobresale en estos municipios el de Charalá con un total de 17.991 habitantes de los cuales 4.814 pertenecen a la zona urbana (DANE, 1974).

1.7. METODO DE TRABAJO

El trabajo de campo se llevó a cabo siguiendo los métodos empleados en otros cuadrángulos elaborados en la Regional. Se emplearon planchas topográficas escala 1:25.000 del IGAC. En la franja occidental no se contó inicialmente con esta información topográfica recurriéndose a los mapas del DANE, con escalas variables aún para una misma área, con localizaciones de pueblos, carreteras, caminos y quebradas, muy aproximadas. Esto hizo difícil las labores de campo, máxime cuando la accesibilidad es escasa. Posteriormente y finalizada la exploración, se contó con la mayoría de las planchas topográficas del IGAC, complementándose la cartografía por medio de la fotointerpretación.

La mayoría de los datos fueron obtenidos a lo largo de las carreteras, caminos y lechos de quebradas. Se levantaron algunas columnas estratigráficas en detalle, localizadas sobre la Quebrada La Caisa 12 km al este de la población de Cincelada (Pl. 151, E-12), las cuales abarcan desde parte del De-

vónico hasta el Cretáceo inferior. Otras abarcan solo sedimentos del Cretáceo y se midieron en la Quebrada La Pava, al suroeste de la localidad de Guadalupe (Pl. 151, D-3), en la carretera Vado Real - Suaita (Pl. 151) y en alrededores de Simacota (Pl. 135, H-5).

Se colectó un total de 1.097 muestras de las cuales, 999 son de roca, 19 de sedimentos activos y 41 de fósiles. Se elaboraron 17 secciones delgadas correspondientes a rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, trabajos efectuados en la Sección de Petrografía del INGEOMINAS en Bogotá. Las muestras de sedimentos activos al igual que 47 muestras de canal tomadas en la Formación Paja, fueron sometidas a análisis espectrográfico completo en el laboratorio de la Regional de Medellín.

Dentro de las publicaciones, el INGEOMINAS ha optado por dividir los cuadrángulos en planchas 1:100.000, según numeración del Instituto Geográfico Agustín Codazzi. La Plancha 135 (San Gil) corresponde a la mitad norte del Cuadrángulo I-12 y la Plancha 151 (Charalá) a la parte sur. Se han escogido los nombres de San Gil y Charalá, por ser centros urbanos de mayor importancia localizados en estas planchas. La localización de puntos de interés se ha efectuado teniendo en cuenta el sistema de cuadrículas adoptado por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi para las planchas a escala 1:100.000. Las planchas han sido divididas en 96 cuadrículas de 5 km de lado, asignándoles a cada una coordenadas planas así como también letras y números. Las letras van en el plano vertical y los números en el horizontal. Cuando se hace referencia a formaciones o estructuras, en ocasiones se cita más de una cuadrícula, lo que en general sirve como orientación para el lector.

1.8. TRABAJOS ANTERIORES

En general se han realizado pocas investigaciones en el área correspondiente al cuadrángulo; algunos autores han efectuado trabajos locales, enfocados a Geología Económica, como el de Botero, R. Gilberto (1945), donde describe las manifestaciones de plomo en Coromoro; Jaramillo, Luis (1971), hace estudios más detallados de dicha región; Jimeno, Andrés y Yepes, Jaime (1963), estudian y calculan las reservas yesíferas de parte de La Mesa de Los Santos, asociadas a la Formación Paja. Cruz, Jaime y Vargas, Ro-

drigo (1972), actualizan este estudio y encuentran niveles de yeso con espesores promedio de 12 m, hacia la base de la Formación Rosablanca; Otero, Alonso y Angarita, Leonidas (1975), compilan las ocurrencias minerales de Santander.

En lo referente a estudios geológicos, existen algunos trabajos generalmente restringidos a áreas determinadas, que sin embargo aportan ideas básicas en la estratigrafía y la nomenclatura de la región.

Scheibe, Ernest (1938), presenta un bosquejo generalizado de la Cordillera Oriental. Alejandro del Río (1946), elabora un Mapa Geológico de Santander a escala 1:500.000 donde hace una breve reseña de las unidades que conforman el área y realiza una apreciación general sobre elementos minerales. Tabora, Bernardo (1952), reconoce por primera vez la Formación Rosablanca en los alrededores de Confines - Charalá. Hubach, Enrique (1957), describe las unidades estratigráficas de Colombia. Julivert, Manuel (1958), estudia la zona tabular entre Chiquinquirá y San Gil. Téllez, Noel (1964), presenta la cartografía de La Mesa de Barichara, señalando brevemente la estructura y rasgos tectónicos. Julivert, Manuel (1968), en el *Léxico Estratigráfico de Colombia* aporta ideas básicas sobre la estratigrafía en las diferentes cuencas de la Cordillera Oriental. Cediell, Fabio (1968), realiza un estudio de la Formación Girón en la localidad tipo del Río Lebrija y áreas adyacentes, reconociendo una nueva unidad denominada Formación Jordán.

Ward, et al. (1973), realiza un estudio regional del Macizo de Santander, describiendo ampliamente las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias. Ward, et al. (1969), presenta el Mapa Geológico de la esquina noreste del Cuadrángulo I-12, que cubre un área de 850 km². La versión Geológica así como los conceptos emitidos, aparte de ligeras modificaciones, fueron tomadas para este trabajo en base a Ward et al. (1973).

Existen trabajos también de carácter regional y merecen especial atención los siguientes: Etayo, Fernando (1964), donde describe la posición de las faunas en los depósitos cretácicos en Colombia; Renzoni, Giancarlo y Ospina, Carlos (1969), describen la geología del Cuadrángulo J-12 al sur del área de estudio; Vargas, et al. (1976), resu-

me la geología del Cuadrángulo I-13, localizado al este del área de estudio.

1.9. AGRADECIMIENTOS

El autor reconoce el esfuerzo y entusiasmo de los geólogos José M. Royero, Antonio Rodríguez, Leonidas Angarita, Mario Niño, Víctor Carrillo, Rommer Daconte y Rosalba Salinas, participantes en las labores de campo, cuya colaboración fue decisiva para el desarrollo de este trabajo. Además a los geólogos Alfonso Arias T. (Jefe Regional de Bucaramanga), Carlos Ulloa M. (Jefe Regional de Sogamoso) y Fernando Etayo S. (Asesor de la Sección de Estratigrafía), por su valiosa colaboración tanto en los trabajos de campo como en la redacción de esta memoria. Al Subdirector de Asuntos Regionales, geólogo Jairo Vesga, por la revisión y supervisión del mismo. Por otra parte colaboraron en los análisis petrográficos, Gloria Rodríguez y Rosalba Salinas. Los análisis químicos fueron realizados por Darío Monsalve.

2. ROCAS METAMORFICAS

Las rocas metamórficas que afloran en la Plancha 135, fueron estudiadas en detalle por Ward, et al. (1973). En el presente trabajo, los conceptos emitidos por dicho autor son la base de la discusión de este tema.

2.1. SISTEMA CAMBRICO-DEVONICO

Está representado por rocas metamórficas de la Formación Silgará, probablemente del Paleozoico inferior y un miembro basal ligeramente metamorfizado de la Formación Floresta de edad devoniana, de acuerdo a su contenido faunístico.

2.1.1. FORMACION SILGARA (pDs)

Descrita por Ward, et al. (1973), como una secuencia de rocas metamórficas de grado bajo a medio, siendo su localidad tipo la Quebrada Silgará localizada al noreste del Cuadrángulo H-12, donde consta de pizarras, filitas, metalimolitas, metaareniscas impuras, metagrauvaca y metagrauvaca guijarrosa con menos cantidades de pizarra y filita calcárea, correspondientes todas a la facies de esquistos verdes de metamorfismo regional.

En el área de estudio la Formación Silgará aflora en el extremo noreste

de la Plancha 135 (A-11, B-12), haciendo parte de la faja Piedecuesta - Aratoca, estudiada por Ward, et al. (1973). Con base en la sección entre Pescadero y Aratoca, observan que, cerca a esta última localidad el grado de metamorfismo es más bajo que en la parte inferior de la sección, pero sigue conservando semejanza con las del norte.

Al este del Valle San José (Pl. 135, G-12), se reconoce nuevamente y aunque sus afloramientos son escasos y mal conservados, las rocas se han determinado mediante análisis macroscópico como esquistos cuarzo-muscovíticos de color pardo - amarillentos en las partes frescas y marrón donde están alterados, con intercalaciones de metagrauvas y metalimolitas. Ocasionalmente se observan diques pegmatíticos que intruyen a la Formación Silgará, relacionados posiblemente con el Batolito de Mogotes.

Al sureste de la Plancha 151, la formación aflora haciendo parte de la faja Onzaga - San Joaquín - Páramo de Canutos, descrita por Vargas, et al. (1976). Consta de esquistos cuarzo - muscovítico - cloríticos alternando con metaareniscas y filitas de color gris pardo en la parte superior. Ward, et al. (1973), en las cercanías de Pescadero calcula un espesor de 3.700 m. En la región de Mogotes y en base a cortes estructurales, se estima un espesor de 800 m, mientras que en el extremo sureste del área parece disminuir.

La base de la Formación Silgará no se observa en el área. La formación se presenta generalmente en contacto fallado con sedimentos del Jurásico y del Cretáceo inferior. Ward, et al. (1973), indican la posibilidad de que descansa sobre el Neis de Bucaramanga. Al este del Valle de San José, se observan rocas del Floresta Metamorfizado suprayaciéndola; este contacto no es claro dado el bajo grado de metamorfismo que las afecta, lo cual hace difícil su diferenciación, por lo que el límite estratigráfico se traza en forma aproximada. Al sureste (Pl. 151, G-12), está afectada por rocas intrusivas relacionadas al Batolito de Mogotes y por riolitas de Onzaga.

En algunos niveles de la Formación Floresta se han determinado fósiles comunes del Devónico (ver Formación Floresta). En base a estas determinaciones se le asigna al Silgará una edad tentativa Pre-Devónica. Se consideran equivalentes de esta unidad, el

Grupo Güejar de la Serranía de La Macarena (TRUMPY, 1943) y el Grupo Quetame (CAMPBELL, 1965, en WARD, et al., 1973).

2.1.1.1. Metamorfismo Regional.- La Formación Silgará presenta un metamorfismo regional típico de grado bajo a medio. Presenta asociaciones mineralógicas que corresponden a las facies de los esquistos verdes. La presencia de granate y estauroлита en la faja Cepitá - Mogotes, indica posiblemente que la Formación Silgará fue sometida a un metamorfismo con una serie de presiones más altas que en otras áreas y correspondería al de una "facies-series" donde las presiones son intermedias, que encaja en los tipos Abukuma o Bosost.

2.1.1.2. Metamorfismo de Contacto.- Los efectos producidos por los intrusivos en las rocas de la Formación Silgará son poco notorios. En otras áreas (Cuadrángulo H-12) se observó un engrosamiento en el tamaño de la muscovita en rocas del Silgará, en sus contactos con los intrusivos (WARD, et al., 1973). Cerca a Mogotes (Cuadrángulo I-13), ocurre algo similar, donde hay un incremento en las láminas de muscovita y clorita de las filitas que pasan a esquistos (VARGAS, et al., 1976).

2.1.1.3. Metamorfismo Retrógrado.- Según observaciones realizadas por Ward, et al. (1973), el metamorfismo retrógrado en las rocas de las facies de esquistos verdes es poco evidente, debido a que en las asociaciones minerales de bajo grado presentan cierta estabilidad bajo condiciones de metamorfismo retrógrado.

En la Faja Pescadero-Aratoca, en las rocas de la Formación Silgará, se registra sericitización y cloritización parcial de la estauroлита y cloritización de la biotita y los granates.

Vargas, et al. (1976), al estudiar algunas muestras, observan que los procesos de cloritización de la biotita y sericitización de los aluminosilicatos ocurren simultáneamente, sugiriendo esto, que el potasio liberado durante la transformación de biotita en clorita reacciona con los aluminosilicatos produciendo la sericita.

2.1.2. FORMACION FLORESTA (Df)

El término Floresta fue publicado por primera vez y propuesto formalmente por A. A. Olsson y E. Caster (CASTER, 1939, p. 10), según Julivert, et al. (1968, p. 291), bajo el nombre "Floresta Series". De acuerdo a la descripción de Olsson, se trata de una secuencia de shales amarillentos y estratos más consistentes que afloran en los alrededores de la localidad de Floresta, Departamento de Boyacá.

La Formación Floresta es dividida por Ward (1973), en tres miembros denominados de base a techo: Metamorfizado, Tibet y Arcilloso, de los cuales en el área de estudio solo aflora el Metamorfizado. En el presente informe el término es utilizado en el sentido de Ward, et al. (1973).

2.1.2.1. Miembro Floresta Metamorfizado (Dfm).- Descrito por Ward et al. (1973), como un conjunto ligeramente metamorfizado de la Formación Floresta hacia las facies más bajas de esquistos verdes que ocasionan pizarras arcillosas a filitas.

Este miembro aflora en la parte más oriental del área de estudio, en una faja de dirección aproximada norte-sur, desde el este del Río Guare (Pl. 135, G-12) hasta el extremo sureste de la Plancha 151. Se extiende al este y ocupa gran parte del Cuadrángulo I-13, en el cual Vargas, et al. (1976), la denomina Faja Mogotes - San Joaquín limitada al oriente por el Batolito de Mogotes y al occidente por estratos jurásicos y cretácicos.

R. Calpa (en WARD, et al, 1973), menciona que cerca a Mogotes (al este del área) afloran la Formación Floresta con un espesor que oscila entre 750 y 1.000 m. Los briozoarios de esta unidad fueron identificados por Diana Gutiérrez como tipos comunes del Devónico.

Dentro del área de estudio, la unidad está compuesta de argilitas grises a verdosas, pizarras grises, filitas verdosas y azulosas, cuarcitas grises y mármol rosado a gris.

Es difícil estimar su espesor, teniendo en cuenta que la formación no aflora en su totalidad.

El contacto con la infrayacente Formación Silgará no es claro. Al norte del Río

Guare (Pl. 135, G-12), se traza donde las argilitas y filitas están en contacto con esquistos de cuarzo, sericita y muscovita incluidos en el Silgará. Al sureste de Coromoro (Plancha 151, D-12), infrayace en discordancia con los estratos del Girón y un poco más al este del Valle de San José, se encuentra en contacto fallado con rocas del Cretáceo inferior.

Metamorfismo Regional: En algunas áreas la Formación Floresta fue metamorfizada alcanzando la facies de esquistos verdes pasando por pizarras, argilitas y filitas. En otras regiones (Cuadrángulo I-13) existe incremento de metamorfismo en las partes centrales del Macizo de Santander cerca a los cuerpos graníticos, deduciéndose posibles efectos térmicos sobre rocas de esta formación.

En la región del Cuadrángulo I-13, la asociación mineral corresponde generalmente a cuarzo-clorita y muscovita, con un metamorfismo tipo Abukuma. Vargas, et al. (1976).

3. ROCAS IGNEAS

Rocas de carácter ígneo afloran hacia el extremo suroriental de la Plancha 151 (G-13, H-12), en una superficie no mayor de 20 km² y se extienden en dirección noreste formando parte del denominado Stock del Páramo de Canutos (VARGAS, et al. 1976), donde la roca presenta una composición de granito leucocrático con variaciones a cuarzomonzonita leucocrática. Este cuerpo muestra relaciones estratigráficas y composición semejante con el Batolito de Mogotes en su extremo sur, lo que podría indicar que corresponde a una ventana de dicho batolito en su extremo suroeste.

La roca típica de este batolito es leucocrática y su masa principal la constituye una cuarzomonzonita biotítica equigranular de grano medio, con algunas variaciones a granodiorita en dirección a la población de Onzaga (WARD, et al. 1973). En lo referente al área se presenta de color rosado, textura granular con un tamaño de grano de 1 a 4 mm. La alteración y meteorización es característica originando suelos residuales de color ocre a amarillo ladrillo. Algunas muestras diferentes a la cuarzomonzonita se analizan en sección delgada y mostraron una textura hipidiomórfica granular con una composi-

ción de cuarzo, parcialmente fracturado, generalmente ondulatorio (22%), plagioclasa alterada a sericita (20%), anfíbol, hornblenda y tremolita (30%). Los minerales de alteración son abundantes, mientras que los minerales opacos son escasos.

Dada la semejanza litológica, las fases gradacionales y las relaciones estratigráficas así como estructurales con rocas de carácter sedimentario, tanto más antiguas como más jóvenes, es posible relacionar el Batolito de Mogotes con otros cuerpos intrusivos como el Granito de Pescadero y la cuarzomonzonita de Santa Bárbara, más al norte del área. Análisis efectuado a una muestra del Granito de Pescadero (IMN-11547) señaló una edad radiométrica K/Ar de finales del Triásico a comienzos del Jurásico (193 ± 6 m.a.). Litológicamente es similar al Batolito de Mogotes, el cual posiblemente corresponde a la misma edad (WARD, et al., 1973).

3.1. RIOLITAS

Afloran en el borde sureste de la Plancha 151 (H-12), en un área cercana a los 10 km² y se prolongan hacia el noreste haciendo parte de las riolitas de Onzaga descritas en el Cuadrángulo I-13.

Las rocas varían de color blanco-verdoso a gris oscuro y rosado pálido. Se componen de cuarzo, feldespato y máficos. Generalmente muestran textura de flujo que indica un origen extrusivo. Algunas son porfiríticas y tienden a ser de carácter hipoabisal. Análisis microscópicos muestran una textura aplítica. Los cristales de cuarzo, albita, y ortoclasa, en menor proporción, se encuentran en una matriz constituida por cuarzo y feldespato, además de minerales opacos. Otras variedades muestran textura porfirítica con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en una matriz finogranular de feldespato, cuarzo y sericita. Oxidos de hierro en pequeñas cantidades, es el accesorio más común y en forma esporádica muscovita; productos de alteración son clorita y calcita.

Las riolitas muestran un contacto intrusivo con rocas metamórficas de la Formación Silgará. En algunas áreas aparecen como diques y silos, al igual que xenolitos de roca metamórfica dentro del cuerpo riolítico. La relación con las rocas ígneas no es clara. Ward, et al. (1973), mencionan cuerpos rio-

líticos atravesando las rocas intrusivas del Batolito de Mogotes. Sin embargo parece que en la región estudiada este contacto podría ser de carácter transicional. Por otro lado, rocas de la Formación Montebel parecen descansar inconformemente sobre las riolitas. Vargas, et al. (1976), mencionan que los estratos inferiores de dicha formación son aparentemente atravesados por las riolitas.

Petrográficamente estas riolitas podrían ser los equivalentes efusivos del Batolito de Mogotes. Las variaciones de granito a cuarzomonzonita y granodiorita parecen reflejarse en los extrusivos que señalan variaciones de riolita a dellanita y dacita (WARD, et al., 1973). Así pues estas rocas se consideran como facies magmáticas tardías de los grandes batolitos del Macizo de Santander.

4. ROCAS SEDIMENTARIAS

Representan aproximadamente el 96 % del área estudiada y abarcan edades que van del Jurásico hasta el Cuaternario, con ausencia de parte del Cretáceo superior y del Terciario. La mayoría de las unidades descritas corresponden a la nomenclatura empleada en Santander y parte a la usada en la región de Chiququirá.

4.1. SISTEMA TRIASICO-JURASICO

La mayoría de las unidades aquí descritas están incluídas dentro del Jurásico; sin embargo a la Formación Montebel se le asigna edad Triásico superior, por lo que se creyó conveniente denominar el sistema como Triásico - Jurásico.

4.1.1. FORMACION MONTEBEL (Jim)

Hubach y Trumpy (HUBACH, 1957b, p. 63) dieron este nombre a una sucesión de esquistos arcillosos negros de varios cientos de metros de espesor. La referencia original y primera descripción en el sitio de Montebel, Departamento de Santander, sobre la carretera Charalá - Duitama en el Páramo de la Rusia (Cuadrángulo J-12).

Renzoni y Ospina (1969, p. 6) hacen una descripción de esta unidad en la localidad de la Quebrada Las Varas, cerca al camino que de Paipa conduce a Palermo, donde consta de 100 m de shales negros con alteración de limolitas gris-verdosas; 40 m de

shales negros; 200 m de limolitas ocre a rojizas con intercalaciones de areniscas amarillentas grises, blancuzcas y ocreas; 66 m de limolitas grises oscuras con restos vegetales y "Conchostracos" (Estherias) y de intercalaciones de areniscas feldespató-micáceas, grises, rojizas y verduscas.

Posteriormente Vargas, et al. (1976, p. 38) en el Cuadrángulo I-13, la mencionan hacia el extremo suroeste formando un núcleo de un anticlinal que consta de arcillas laminadas negras alternando con limolitas de color rojizo, areniscas arcillosas y feldespáticas. Estas areniscas predominan hacia la base y llegan a ser conglomeráticas.

En el área, la Formación Montebel aflora en la esquina sureste de la Plancha 151, (H-12), formando un núcleo de un anticlinal que se desarrolla hacia el suroeste dentro del Cuadrángulo J-12. Aquí consta de una serie monótona de limolitas de color rojizo alternadas con niveles de areniscas arcillosas feldespáticas y micáceas, con algunos niveles conglomeráticos. Estos niveles corresponden a la parte basal descrita por Vargas, et al. (Opus cit.). Sobre el Río Guacha, algunos niveles de areniscas gris verdosas contienen material volcánico dispuesto paralelamente a la estratificación (Plancha 151, H-11).

La Formación Montebel descansa aparentemente en discordancia sobre rocas volcánicas, sin embargo y de acuerdo a las observaciones de Vargas, et al (1976), en el Cuadrángulo I-13, donde rocas volcánicas atraviesan parte de esta formación y los silos de roca similar en la zona de estudio, hacen pensar que este contacto sea intrusivo. Le suprayace la Formación La Rusia y al norte se pone en contacto fallado con la Formación Girón (sincrónica con la Formación La Rusia).

Langehneim, J. H. (1960), asigna una edad Rético a Jurásico con base en estudios paleontológicos. Trumpy (1943), basado en estherias, clasificadas por Olsson, atribuye una edad Triásico superior.

Según la cartografía del área y del Cuadrángulo J-12, al sur, se debe descartar la posibilidad de que la Formación Montebel corresponde al Cretáceo, según la opinión de Julivert, et al. (1968, p. 406).

Langenheim, Jr. (1954), correlaciona la Formación Montebel (bajo el nom-

bre de Girón) con la parte media del Girón, en la sección del Río Lebrija, a la cual considera de edad Triásico o Jurásico. Langenheim, J.H. (1960), pone en duda esta correlación con base en la marcada diferencia de edades, ya que el nivel medio del Girón le asigna edad Carbonífera superior a Pérmico. En este trabajo se considera que la Formación Montebel pertenece al Triásico superior, opinión compartida por otros autores.

4.1.2. FORMACION JORDAN (Jj)

El autor se limita a expresar algunos conceptos referentes a la Formación Jordán, ya que dentro de la región de estudio sólo aflora en el extremo noreste del Cuadrángulo I-12 (Plancha 135, A-10). La cartografía geológica, así como su descripción, fue realizada por Ward, et al. (1973). Para la interpretación geológica de la Plancha 135, se tomó la versión expuesta por dichos autores y son ellos los merecedores de los créditos referentes a esta formación.

Esta unidad fue reconocida inicialmente por Cediél (1968, p. 66). La sección tipo se localiza a 1 km al oeste de la población de Jordán (Pl. 135, A-10), sobre la pendiente norte del Cañón del Río Chicamocha a lo largo del camino a El Roto. En su descripción distingue dos conjuntos litológicos separados por una zona transicional aproximadamente de 10 m que no evidencia interrupción en la sedimentación.

Conjunto superior (200 m): limolitas y areniscas de grano muy fino de color uniforme marrón rojizo, bien estratificadas, en capas que varían de 30 a 80 cm de espesor.

Conjunto inferior (100 m): constituido principalmente por areniscas de grano grueso de color gris verdoso en capas hasta de 1 m de espesor. Esporádicamente se intercalan lutitas verdosas hasta de 2 m de grueso. Localmente y en bancos potentes se identifica estratificación entrecruzada y zona conglomerática de cuarzo con guijos hasta de 2 cm de diámetro.

La base de la sección no aflora; sin embargo en otras partes del área la formación suprayace a rocas metamórficas, filíticas y esquistosas.

Rocas volcánicas félsicas asociadas con el Jordán en la localidad tipo son denominadas tobas soldadas por Cediél (1968, p. 67), quien observó dos bancos hacia la parte media del conjunto superior separados por 80 m de limolitas y areniscas rojas, expuestas sobre el camino que conduce de la población del Jordán a Los Santos.

Ward, et al. (1973), publica el Mapa Geológico de los cuadrángulos H-12, H-13, parte del I-13 y la región noreste del I-12 (Plancha 135). Es él quien después de Cediél realiza observaciones de esta formación en la localidad tipo. Cediél (1968, p. 58) propone el nombre de Formación Los Santos a los estratos suprayacentes del Jordán en la misma región. Este mismo autor encontró discordancias angulares hasta de 30° entre estas unidades, siendo un nivel conglomerático la base de la Formación Los Santos.

Ward, et al. (1973, p. 54), considera este último nivel (el conglomerático) como una sección delgada de la Formación Girón que a su vez está cubierta por la Formación Tambor (Formación Los Santos, de Cediél), asignando una edad Jurásico inferior para la Formación Jordán en base a su posición estratigráfica.

Para una mayor información de los lectores, Ward, et al. (1973, p. 53-57), discuten y describen ampliamente esta unidad.

4.1.3. FORMACION GIRON (Jg)

Hettner (1892, p. 15) describe por primera vez el Girón en los alrededores de Zapatoca y Girón, donde recibe su nombre, como un conjunto grueso de areniscas arcillosas rojas, con manchas blancas y verdes, junto con lutitas pardo-moradas, incluyéndolo como una facies del Villeta (Cretáceo inferior).

Trabajos posteriores de Schuchert, 1935 y Scheibe, 1938, hacen referencia al Girón sin aportar avances esenciales al respecto. Otros autores: Oppenheim, 1940, Dickey, 1941 y Trumpy, 1943, hablan de los estratos del Girón como equivalentes de la Formación La Quinta, asignándoles una edad triásica-jurásica. Así pues, estudios detallados no se realizaron hasta cuando Langenheim (1954), señaló los afloramientos del Cañón del Río Lebrija como la localidad tipo, definiendo los límites estratigráficos como con-

tactos inconformes entre la Formación Bocas infrayacente y Tambor suprayacente.

Julivert (1958), hace un estudio de la Formación Girón, en la región de Mesas al oeste y suroeste de Bucaramanga, obteniendo para la Formación Girón un espesor de 2.500 m. Navas (1963) lo realiza en detalle en el cañón del Río Lebrija, en una sección de 2.650-2.690 m y plantea que con excepción del conglomerado superior, las areniscas arcósicas inferiores y el conglomerado basal, tienen continuidad al sur hacia Zapato y Los Santos.

Cediel (1968), hace un reestudio de esta formación en la localidad tipo, en una sección de 4.650 m dividiéndola en siete conjuntos litológicos, dándole el rango de Grupo Girón por observación de un octavo conjunto suprayacente que denomina Formación Los Santos. En base a la forma geométrica y extensión de los sedimentos del Girón, así como las asociaciones litológicas, organización cíclica, petrología y facies de la serie sedimentaria, concluye que el "Grupo Girón es una serie sedimentaria post-orogénica, una molasa típica".

En el Cañón del Río Lebrija (CEDIEL, 1968), observa que el Girón cubre capas de la Formación Bocas o Jordán en forma directa. Sin embargo Ward, et al. (1973), concluyen en su trabajo que este contacto es de carácter fallado.

La Formación Girón en el área de estudio se restringe a dos zonas principales. La primera ocupa parte de la franja oriental de las planchas 135 y 151 en una dirección aproximada norte-sur bordeando generalmente rocas metamórficas de la Formación Silgará y del Miembro Metamorfizado del Floresta, aunque no en una forma continua. Del Cañón del Río Chicamocha hacia el sur aflora esporádicamente hasta el sureste de San Gil (Plancha 135, H-12), donde se desarrolla fuertemente alcanzando un espesor aproximado de 800 m, adelgazándose al norte de la población de Coromoro (Plancha 151, A-12). Al sureste de esta población aflora nuevamente engrosándose ligeramente hacia el sur hasta las inmediaciones de Duitama (fuera del área de estudio), donde Renzoni y Ospina (1969) la denominan Formación La Rusia. La ausencia del Girón al este de Coromoro sugiere la no depositación o bien efectos de erosión Post-Girón.

Al sureste de la población de Coromoro y sobre la Quebrada La Caisa (Plancha 151, E-12), José M. Royero, en junio de 1977 describe la secuencia del Girón, que en su parte basal presenta cantos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias.

	Espesor (m)
Formación Arcabuco: (Capas inferiores solamente)	
Areniscas cuarzosas, claras, de grano fino a medio, a veces conglomeráticas, en bancos de 2,5 m, con pequeñas intercalaciones de lutitas verdes claras. Hacia la base las areniscas son de grano muy grueso	50
Formación Girón:	
Lutitas rojas a pardo-rojizas, micáceas, con granos pequeños de cuarzo lechoso.	15
Alternancia de areniscas cuarzosas, duras, de grano grueso a conglomerático, en bancos de 2,5 m con pequeñas intercalaciones de lutitas rojas	31
Lutitas rojas a ocre micáceas, compactas, con intercalaciones en la parte media de conglomerados de cuarzo lechoso.	67
Areniscas cuarzo-feldespáticas rojizas, compactas, de grano medio a grueso, con intercalaciones pequeñas de lutitas rojas	70
Alternancia de lutitas rojas, micáceas, compactas, en paquetes hasta de 8 m, separadas por bancos de areniscas cuarzosas de color rojizo, compactas, de grano grueso a conglomerático, especialmente hacia la parte media superior, en bancos de 2 m.	166
Areniscas cuarzosas de color rojizo, de grano grueso a conglomerático. Algunos bancos son feldespáticos y otros presentan abundantes manchas de óxido de hierro. Los niveles conglomeráticos están constituidos por cuarzo lechoso con cantos hasta de 7 cm. La secuencia arenosa y conglomerática está separada por niveles pequeños de lutita rojiza . .	180

Cubierto; posibles intercalaciones de lutitas y areniscas rojizas.	95
Conglomerado constituido en la parte inferior por cantos de cuarzo lechoso hasta de 15 cm de diámetro. En la parte media superior se observan cantos de roca ígnea y metamórfica. En el paquete se observan algunos lentejones de lutita rojiza	70
Espesor total de la Formación Girón . .	694

Discordancia:

Miembro Floresta Metamorfizado: (Capas superiores)

Pizarras negras a grises con venas de cuarzo lechoso, en la parte inferior filitas verdosas a grises con lustre sedoso.	115
---	-----

Hacia el sur de Coromoro, la secuencia aquí descrita conserva en términos generales las mismas características tanto litológicas, como de espesor, incluyendo los afloramientos descritos en el Cuadrángulo J-12 con el nombre de Formación La Rusia, considerando esta unidad como lengüeta del Girón en su prolongación más sur.

El espesor de la formación en esta área varía desde 30 m en el Cañón del Río Chicamocha, hasta 800 m, al sureste de San Gil. Cerca a la población de Palermo (Cuadrángulo J-12), Renzoni y Ospina (1969), dan un espesor de 350 m para esta unidad. Estos espesores relativamente pequeños comparados con la localidad tipo (4.650 m, CEDIEL, 1968), son el resultado de una depositación marginal muy cerca al área de suministro. Por otra parte esta disminución puede ser explicada por un período erosivo post-sedimentación del Girón.

La formación suprayace discordantemente traslapando rocas metamórficas predevónicas y discordantemente a rocas sedimentarias triásicas-jurásicas. El límite estratigráfico con la unidad inmediatamente superior, Formación Arcabuco, no se determina en forma clara. Se considera probablemente de carácter transicional.

La segunda zona donde afloran estos sedimentos es conocida geográficamente co-

mo la Cordillera de Los Cobardes y de Lloriqués y está ubicada hacia la margen occidental de las planchas 135 y 151. Su extensión es aproximadamente de 18 km en su parte más ancha y más de 60 km en dirección longitudinal con un rumbo aproximado noroeste, formando el Anticlinal de Los Cobardes, con cierre periclinal al norte de la localidad de Contratación (Plancha 151, C-2).

Dadas las características del terreno, su densa vegetación y la escasez de afloramientos, sólo se realizaron esporádicas observaciones a lo largo de esta formación. Hacia la parte occidental de los municipios de Galán, La Fuente y sobre el flanco oriental del Anticlinal de Los Cobardes, se reconocieron algunos niveles litológicos, cuyos espesores no fueron determinados. El conjunto inferior consta de niveles de areniscas ligeramente feldespáticas, de grano medio a conglomerático, con fragmentos de cuarzo y algunos de roca. Encima aparece un nivel limolítico rojo a verdoso con pequeñas intercalaciones de areniscas rojizas; a este nivel le suprayace una secuencia conglomerática de ± 80 m, constituido por guijos de cuarzo de colores blanco y rosado, subredondeados, hasta de 6 cm de diámetro, que alternan con lutitas pardo-rojizas y verdes. Los fragmentos de roca son escasos y generalmente están constituidos por limolitas rojas; sin embargo, ocasionalmente presentan areniscas cuarzosas ligeramente feldespáticas de grano medio a grueso, a veces conglomeráticas, en capas de espesor variable y cuya estratificación predominante es irregular, aún cuando varios niveles muestran una estratificación planar. Este conjunto presenta en algunos bancos estratificación cruzada. Los fragmentos de rocas en los niveles conglomeráticos son escasos y alternan con lutitas rojas en espesores que varían de 4 a más de 15 m. Su espesor por cortes geológicos, se estima aproximadamente en 1.200 m.

El flanco occidental del Anticlinal de Los Cobardes está cortado por la Falla del Carmen, de tipo inverso, y en él afloran niveles de areniscas de color rojizo amarillento, con intercalaciones de conglomerados con cantos de cuarzo y fragmentos de roca generalmente limolíticas rojas y verdes.

Una secuencia parcialmente observada de los estratos superiores del Girón al noreste de Contratación y sobre la Quebrada La Chimera, muestra un conjunto grueso de

conglomerados que incluyen fragmentos de esquistos y cuarcitas así como también de rocas sedimentarias constituidas por limolitas rojas y verdes. Una parte de los conglomerados de la Formación Girón que aflora al norte de Contratación (Plancha 151, C-2), fueron clasificados mediante análisis microscópico como un conglomerado ortocuarcítico (IGM-658906 Regional Sogamoso). El tope del Girón en esta área está conformado por un nivel aproximado de 100 m, el cual consta de una serie de areniscas cuarzosas de grano fino a medio, de color gris verdoso, que alterna con limolitas y areniscas feldespáticas de grano medio, de color rojo grisáceo y esporádicos niveles conglomeráticos de color pardo rojizo, que incluyen fragmentos subangulares de roca metamórfica y sedimentaria en una matriz calcárea. Los fragmentos observados alcanzan hasta 0,5 cm de diámetro.

Está parte de la secuencia evidencia un ambiente deposicional de carácter transicional, la cual contrasta con los niveles observados al norte del área (región de La Fuente - Zapatoca), donde las características definen mejor un ambiente continental.

Los trabajos realizados en áreas adyacentes denominan la unidad suprayacente al Girón como Formación Tambor y equivalente a la Formación Los Santos (CEDIEL, 1969). En el presente trabajo se consideran los sedimentos denominados Formación Tambor, en el área tipo, al igual que los descritos en la región de Zapatoca - San Vicente, dentro del Girón, puesto que no existen cambios litológicos fundamentales que permitan tal diferenciación. Este planteamiento se basa en que la Cordillera de Los Cobardes y Lloriqués se prolonga aproximadamente desde la localidad de La Paz, al sur, hasta cerca de la población de Lebrija, al norte, formando una gran estructura anticlinal con cierre al sur donde se ubican las capas más jóvenes, mientras que hacia el norte éstas se abren y exponen las capas más antiguas dentro de la formación. Por otra parte y en esta misma área donde se han descrito sedimentos equivalentes a la Formación Tambor, las descripciones no corresponden a una misma secuencia litológica. Parece que se han tomado diferentes niveles para determinar la Formación Tambor, a la cual se le ha asignado edad Cretáceo inferior; sin embargo estos niveles podrían corresponder a la misma secuencia del Girón, cuyo espesor calculado por cortes geológicos, es superior a 4.000 m.

La Formación Girón en esta zona infrayace en aparente concordancia con el Arcabuco y, hacia el norte y sobre el flanco oriental del Anticlinal de Los Cobardes, la Formación Rosablanca traslapa diferentes niveles del Girón en forma discordante, mientras que al norte, flanco oeste de este anticlinal, el contacto es de carácter fallado

La edad de la formación ha sido motivo de continua discusión. Cediel (1969), le asigna edad tria-jurásica, mientras que Ward, et al. (1973), la consideran como Jurásico medio a superior. Rabe (1974 comunicación verbal), determinó ostrácodos y conchostracos en la Formación Bocas, como del Jurásico inferior. De esta forma considera la suprayacente Formación Jordán como de edad Jurásico medio y a la Formación Girón, Jurásico superior, opinión que es compartida en este trabajo.

4.1.4. FORMACION ARCABUCO (Jar)

Scheibe (1938), realiza la primera descripción bajo el nombre de Arenisca de Arcabuco, al referirse a "areniscas en gruesos bancos con algunas capas de arcilla pizarrosa, la potencia descubierta excede considerablemente a los 300 m". Según Taborda (1952), el autor del nombre de esta formación corresponde a A. A. Olsson. Hubach, F. (1957b), redefine esta unidad y describe la Formación Arcabuco como "un conjunto de areniscas cuarzosas de color claro, en ocasiones de color rojo, de grano fino hasta medio, su espesor sería de unos 800 m". Julivert (1958b), señala la presencia de algunos conglomerados. La localidad tipo es la Sierra de Arcabuco y la sección se ha situado en la angostura del Río Pómeca desde Arcabuco hasta 7,5 km aguas arriba. Etayo, F. (1968, p. 56-58), plantea diversos conceptos históricos-nominales sobre la Formación Arcabuco considerando en forma interrogada en equivalencia con la Formación Tambor.

Dentro del área de estudio la unidad aflora en los extremos suroriental y occidental de la Plancha 135 y al oriente y noroccidente de la Plancha 151. En la Plancha 151 (D-12, E-12, F-12), ocupa una franja delgada en dirección nor-noroeste, que se amplía hacia el sur cerca a la localidad de Virolín (Plancha 151, G-8). La formación está constituida en esta zona por capas de areniscas cuarzosas blancas a grises claras, ocasionalmente amarillentas, de grano me-

dio a fino, subangular, compactas, en estratificación planar y en bancos de espesor variable. Algunos niveles muestran estratificación cruzada.

Sección estratigráfica de la Formación Arcabuco, sobre la Quebrada La Caisa, a 12 km al sureste de la población de Coromoro (Plancha 151, E-12), medida y descrita por José M. Royero, en junio de 1977.

	Espesor (m)
Formación Rosablanca: (Capas inferiores solamente)	
Margas grises a grises oscuras con intercalaciones de shales grises a negros, margosos. Hacia la parte superior calizas grises oscuras cristalinas, duras, compactas	13,60
Discordancia:	
Formación Arcabuco	
Arenisca cuarzosa, blanco-amarillenta a gris clara, dura, de grano fino a medio bien seleccionado, en capas hasta de 1,7 m. Algunos niveles muestran estratificación cruzada y calcos de carga. Hacia la parte media inferior es ligeramente conglomerática. Alterna generalmente con pequeños niveles arcillosos grises amarillentos	56,00
Areniscas cuarzosas grises a gris-verdosas o amarillentas, de grano variable (fino, medio, grueso), buena selección, duras, estratificación normal en bancos gruesos separados por niveles pequeños, arcillosos, grises amarillentos, ligeramente micáceos. Los bancos arenosos presentan lentejones y venas de cuarzo	39,00
Cubierto; posibles areniscas cuarzosas grises a gris-claras con algunos niveles arcillosos	56,00
Areniscas cuarzosas gris-verdosas hasta verdes claras y amarillo-rojizas por meteorización, micáceas, de grano medio a grueso, en bancos que incluyen venas y lentejones de cuarzo lechoso. Algunos niveles presentan calcos de carga y estratificación cruzada	75,00

Areniscas cuarzosas grises verdosas, compactas, de grano fino, grueso y conglomerático en bancos hasta de 2,5 m, separados por arcillas verdes claras ligeramente micáceas, hacia la parte media y superior algunas capas presentan estratificación cruzada y calcos de carga 50,00

Alternancia de lutitas gris - verdosas ligeramente micáceas, con areniscas cuarzosas, verdes claras, de grano grueso a conglomerático y areniscas verdes duras de grano medio; tanto los niveles lutíticos como las areniscas presentan espesores más o menos iguales 27,00

Alternancia de areniscas cuarzosas de color verde claro y verde amarillento, de grano grueso a conglomerático, con lutitas grises verdosas ligeramente micáceas 37,00

Espesor Total 340,00

Formación Girón
(Capas superiores solamente)

Limolitas rojas a pardo-rojizas, micáceas, ligeramente arenosas, con pequeños fragmentos de cuarzo lechoso 15,00

Esta secuencia de la Formación Arcabuco, se extiende lateral y verticalmente hacia el sur hasta la localidad tipo y regionalmente coincide con las descripciones realizadas por Renzoni y Ospina (1969) dentro del Cuadrángulo J-12. Hacia la parte norte se observa claramente hasta la unión de los ríos Mogoticos y Guare (Plancha 135, G-12). De aquí hasta la Mesa de Los Santos pasando por la población de Curití y la parte baja de la Mesa de Barichara, sobre el cañón del Río Chicamocha y el Suárez, afloran sedimentos detríticos bastante similares a los de la Formación Arcabuco, los cuales han sido considerados como la parte basal del Cretáceo en el área de Santander e incluidos en la Formación Tambor, (igual Formación Los Santos, CEDIEL, 1969), (Fig. 2). Es de anotar sin embargo que la Formación Tambor descrita en la región de la Mesa de Los Santos, difiere notoriamente de la descripción original en su localidad tipo así como en las áreas donde ésta ha sido cartografiada.

Tomado de Rose 1974 - Complementado por Orlando Pelido

		CEDIEL - 1968	WARD ETAL - 1973	RABE - 1974	CUADRANGULO J-11 ULLOA-RODRIGUEZ 1977	CUADRANGULO I-12 PULIDO G. - 1978
CRETACEO	Ter.	FORMACION - ROSA BLANCA			F. RITOQUE	FORMACION PAJA
	Val.				F. ROSA BLANCA	FORM. ROSA BLANCA
	Ber.	FORM. LOS SANTOS	FORMACION TAMBOR	FORM. LOS SANTOS	F. CUMBRE	CUMB. TAMBOR
JURASICO	SUPERIOR	FORMACION GIRON	FORMACION GIRON	FORMACION GIRON	FORM. ARCABUCO	FORMACION ARCABUCO
	MEDIO			FORMACION JORDAN		FORMACION GIRON
	INFERIOR			FORMACION JORDAN		F. BOCAS
TRIASICO	SUP.		FORMACION BOCAS		CONGLOM. CALCAREO Margas Mixtas	
	INF.		FORMACION TIBURON			
PERMICO		FORMACION JORDAN			CALIZAS BIOQUIMIC.	
CARBONICO			FORM. DIAMANTE			
DEVONICO		FORMACION BOCAS				
SILURICO						
ORDOVIC.						
CAMBR.						

Conglomerado Mixto

FIGURA 2.

Tabla de correlaciones entre las unidades litostratigráficas de Santander y áreas adyacentes

Ulloa y Rodríguez (1979), en el área del Cuadrángulo J-11, al suroeste de la región de estudio, encuentran discordancias angulares entre los estratos del Arcabuco y los sedimentos del Cretáceo inferior correspondientes al Cumbre y al Rosablanca. Este fenómeno se observa en el Anticlinal de Los Cobardes en su parte sur (Plancha 151, C-2). Los autores antes mencionados, sugieren con base en estas observaciones, que antes del depósito del Cumbre y el Rosablanca, sucedieron movimientos orogénicos seguidos por un período de no sedimentación y posterior avance marino.

En el oriente del área de las planchas 151 y 135, la Formación Arcabuco presenta las mismas características litológicas desde la Sierra de Arcabuco hasta un poco más al norte de la unión de los ríos Mogoticos y Guare. Al norte de este sitio, Ward, et al. (1973), denominan los estratos que allí afloran como Formación Tambor. En la localidad de la Mesa de Los Santos, la Formación Tambor y/o Los Santos, se observó descansando en discordancia angular con el Girón. Este fenómeno sugiere que el Arcabuco fue sometido a un período de erosión intensa y donde posteriormente debieron ocurrir ligeros movimientos seguidos de una época relativamente estable y luego el avance marino que originaron los depósitos del Tambor (Los Santos, de CEDIEL). Por otra parte y como posible explicación la ausencia de la Formación Arcabuco en la región antes mencionada, se plantea la hipótesis de que la formación se haya reducido en dicha área, desarrollando a la vez un cambio de facies similar al de la Formación Girón (Fig. 3).

Al oeste, a la altura de las localidades de Contratación - Guacamayo (Plancha 151, C-2), la Formación Arcabuco aflora formando parte del cierre del Anticlinal de Los Cobardes. Allí, la unidad en su parte inferior está constituida por un conjunto de limolitas rojas; de este nivel se analizó una muestra al microscopio en la cual se observaron granos de cuarzo de tamaño limo, feldspato potásico sin alteración, plagioclasas débilmente alteradas a sericita, fragmentos de arenisca calcárea en granos redondeados, calcita en fragmentos angulares y en parte como material cementante, micas en láminas detríticas distribuidas en forma irregular, con una matriz constituida por limolitas y arcillas pocas veces calcáreas. A este conjunto le suprayace una alternancia de are-

niscas y limolitas rojas. Las areniscas son de color blanco a amarillento, cuarzosas, de grano medio a grueso, generalmente micáceas y friables. Ocasionalmente algunos niveles inferiores muestran glauconita.

Hacia el noreste de la población de Contratación, continúa en una franja delgada donde su espesor no es mayor de 150 m. Esta secuencia se observa hasta las cercanías de Galán.

El espesor estimado sobre el cierre del eje del Anticlinal de los Cobardes es aproximadamente de 1.600 m.

La Formación Arcabuco en este sitio difiere un poco de la descrita al este del área, donde la sucesión adquiere un mayor carácter arenoso y las limolitas rojas a excepción de las observadas en la localidad tipo, son escasas.

Al occidente de la Falla del Carmen afloran sedimentos detríticos constituidos por areniscas cuarzosas blancas con intercalaciones de limolitas rojizo-verdosas, que se han considerado dentro de esta unidad (Pl. 135, A-2, D-2).

El espesor de esta formación es variable; al sur y dentro del Cuadrángulo J-12, Renzoni y Ospina (1969), determinaron espesores mayores de 600 m en la sección tipo y entre Paipa y Los Medios, cerca de 300 m. En el área de estudio y en la sección medida sobre la Quebrada La Caisa, alcanza los 341 m, mientras que en la región sur de Los Cobardes su espesor se estima en unos 1.600 m.

La Formación Arcabuco reposa en aparente concordancia sobre capas rojas del Girón. (En caso de que mediante estudios ulteriores indiquen la presencia de esta formación en el sector de la Mesa de Los Santos, este límite estratigráfico debería ser discordante). Por otra parte infrayace incorformemente unas veces con los estratos de la Formación Cumbre y de igual manera con la Formación Rosablanca.

Por ausencia de fauna, la edad de la formación se considera solo en base a su posición estratigráfica como del Jurásico más reciente, ya que suprayace capas rojas del Girón de edad Jurásico superior (RABE, 1974, información verbal), e infrayace discordante-

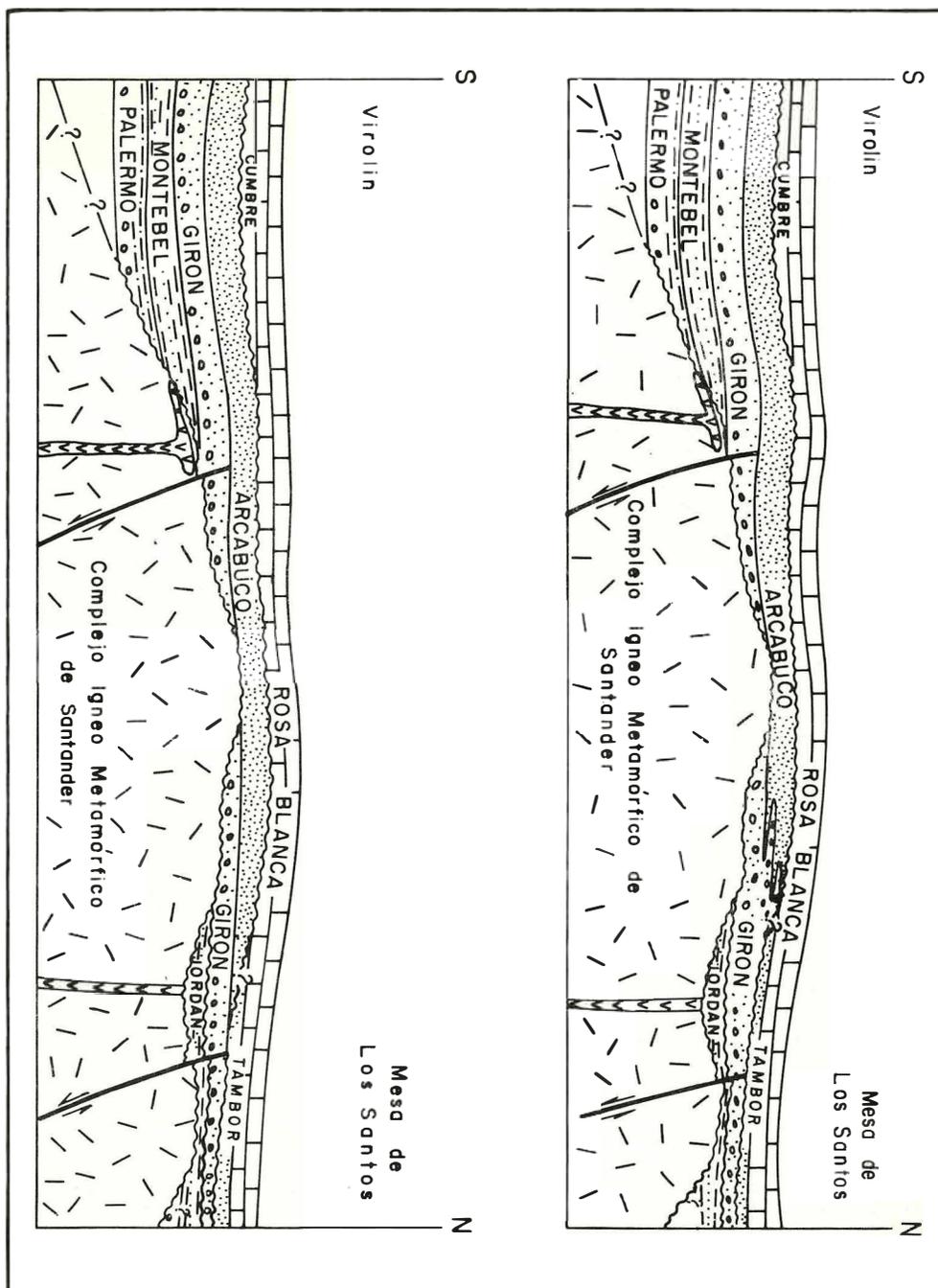


FIGURA 3.

Esquema facial que muestra:

- A) La continuidad de sur a norte del Arcabuco con posible adelgazamiento y hasta un poco más al norte de la Mesa de Los Santos y en contacto aparentemente discordante con la infrayacente Formación Girón.
- B) Contempla la hipótesis de que la Formación Arcabuco se erosiona al norte infrayaciendo en discordancia a un lentejón de areniscas similares al Arcabuco e incluidas en la Formación Tambor.

mente a la Formación Cumbre de edad Valanginiano inferior (ETAYO, 1958, p. 14).

Las características litológicas, texturales, así como algunas estructuras internas (calcos de carga) de la unidad, indican depósitos de ambiente marino cercanos a la línea de playa; aunque en algunas áreas pudo tener aportes continentales importantes.

4.2. SISTEMA CRETACEO

El Cretáceo está representado solo por rocas sedimentarias distribuidas ampliamente, las cuales ocupan cerca de dos tercios del área total del cuadrángulo. Presenta un rango de edad desde el Berriasiano superior hasta el Cenomaniano y abarca las formaciones Cumbre, Tambor, Rosablanca, Ritoque, Paja (con un miembro arenoso inferior), Tablazo y Simití, correspondientes a las nomenclatura estratigráfica empleada en la región de Santander y por último las Arenicas de Chiquinquirá, cuya nomenclatura pertenece al área del mismo nombre.

4.2.1. FORMACION CUMBRE (Kic)

Renzoni y Ospina (1969, p. 9), asignan este nombre a un conjunto de areniscas grises oscuras con estratificación entrecruzada, alternando con shales negros piritosos que afloran en el descenso de la carretera entre Arcabuco y Moniquirá, dentro del Cuadrángulo J-12.

La unidad fue reconocida solo en la parte sur y noroeste del área de estudio (Pl. 151, E-7, C-2; Pl. 135, H-4). Aflora en forma de lentejones en los anticlinales de Cerro Negro y Virolín. En el Anticlinal de Cerro Negro (Pl. 151, E-7, F-7), la unidad aflora formando el núcleo y solo se observan los niveles superiores constituidos por shales grises oscuros a negros piritosos, alternando con bancos delgados de arenisca grisosa, que infrayacen concordantemente a calizas de la Formación Rosablanca. Se estima un espesor no mayor a los 150 m.

En el Anticlinal de Virolín (Plan-151, H-7), aflora sobre el flanco occidental y en parte del oriental; consta de shales negros y limolitas grises oscuras muy piritosas. El nivel inferior de arenisca, mencionado en la localidad tipo por Renzoni y Ospina (1969), no aflora, de lo cual se deduce o bien una no depositación de estos estratos, o un contacto

de carácter discordante con la infrayacente Formación Arcabuco, hecho comprobado en el área de Sabanagrande - Río Pescadero (ULLOA y RODRIGUEZ, 1979, Informe 1794). Se estima un espesor aproximado a los 80 m.

En la región de Contratación-Guacamayo (Pl. 151, D-2, G-1), la unidad aflora bordeando el cierre del Anticlinal de Los Cobardes y está constituida por niveles de arcillolita de color gris a gris verdoso con intercalaciones de areniscas cuarzosas de color gris a gris verdoso, compactas muscovíticas, buena selección y con poca cantidad de matriz. Esta formación se caracteriza por presentar a través de sus afloramientos una fauna de bivalvos del tipo Arcidoes (ETAYO, información verbal). El espesor de la formación en esta área varía entre 100 m al sureste de Contratación, cerca de 40 m sobre la Quebrada La Chimera, mientras que al norte (en la Plancha 135), la unidad solo alcanza unos 10 m y esporádicamente no es cartografiable. Es posible que los niveles arcillosos descritos en la parte más inferior de la Formación Rosablanca en el área de Zapatoca - San Vicente (Cuadrángulo H-12, WARD, et al., 1973) correspondan a niveles muy delgados de la Formación Cumbre. Si esto es válido estaría sustentada la ausencia de la Formación Tambor en dicha región.

La Formación Cumbre en la región de Contratación descansa en discordancia angular a la Formación Arcabuco, en ángulo que varía entre 80° y 0°. El contacto con la unidad superior, Formación Rosablanca, es de carácter normal.

Hubach (1957) y Julivert (1958), han asignado a estas capas edad Valanginiana. Renzoni y Ospina (1969), infieren la misma edad. (HAAS, 1960, p. 4; ETAYO, 1968, p.14), reportan *Leptoceras ubalaense* Haas —“possibly near Villa de Leiva”—, forma que consideran del Valanginiano inferior. Bürgl (en ETAYO, 1969, p. 232), menciona el hallazgo de una *Berriasella* cerca a la población de Bolívar (Santander) considerada de edad Berriasiana. En base a estas anotaciones se podría considerar un rango de edad Berriasiano - Valanginiano inferior.

Con base en las características litológicas y faunísticas antes mencionadas, se concluye que la Formación Cumbre pudo

depositarse en un ambiente marino, pantanoso, de aguas tranquilas cercanas a la playa.

4.2.2. FORMACION TAMBOR (Kita)

Según Morales, et al. (1958), el nombre fue dado por Hedberg (1931, inédito), a una sucesión que aflora en el Cañón del Río Lebrija sobre la vía del ferrocarril Bucaramanga - Puerto Wilches, entre los kilómetros 92 y 95. Morales, et al. (1958), Julivert (1958) y Ward, et al. (1973), aplican el nombre Tambor a todas las areniscas que forman la parte más baja del Cretáceo y que afloran en toda la parte norte de la región de Mesas y Cuestas. Cediél (1968), revisa el término Formación Tambor "ya que la descripción original de estas capas se basa en observaciones de campo bastante deficientes", prefiriendo como localidad tipo la Mesa de Los Santos, donde los estratos de la Formación Tambor están bien expuestos, y propone sean denominados "Formación Los Santos".

La Formación Tambor en el área de estudio aflora bordeando la Mesa de Los Santos y Barichara hasta un poco al sur de la población de Curití (Plancha 135, A-10, B-11). La cartografía geológica así como la descripción fue realizada por Ward, et al. (1973, p. 65-66) y a ellos corresponden los créditos por este trabajo.

En el presente informe y de acuerdo a observaciones de campo se considera que la Formación Tambor debe ser sometida a un estudio detallado a partir de la localidad tipo del Cañón del Río Lebrija, para definir si el Tambor allí descrito corresponde a los estratos basales del Cretáceo inferior que afloran en la región de Mesas y Cuestas, o si por el contrario pertenecen aún a la Formación Girón que en esta área se halla bien expuesta.

Ulloa (1978, información verbal) considera que "la transgresión marina al norte del área (región de las mesas de Barichara y Los Santos), comienza con los depósitos del Tambor (Los Santos, de CEDIEL) en forma de lentejones con adelgazamientos hacia el sur". En el caso de que esta consideración sea válida, se debería utilizar el término Formación Los Santos, restringido a la región de Mesas y Cuestas y en equivalencia cronológica al sur, con la Formación Cumbre, de edad Berriasiano-Valanginiano inferior.

Mientras esta consideración es sometida a un examen minucioso, se ha optado por llevar la Formación Tambor hacia el sur (en el sentido de Ward, et al. 1973), hasta cerca de la unión de los ríos Guare y Mogóticos (Plancha 135, F-10), donde los estratos del Arcabuco son potentes y reconocibles.

Es necesario aclarar que si en estudios posteriores se determina la presencia de los estratos típico del Cumbre en la región de Mesas y Cuestas, los sedimentos descritos como Tambor (o Los Santos, de CEDIEL), deben incluirse dentro de la Formación Arcabuco (Fig. 3).

4.2.3. FORMACION ROSABLANCA (Kir)

Según Morales et al. (1958, p. 648), el término Formación Rosablanca fue dado por Wheeler (1929, inédito) y su nombre deriva del Cerro Rosablanca, a unos 5 km al norte del ángulo noroeste de la Concesión de Mares (Cuadrángulo H-12). Sin embargo la sección tipo mejor estudiada es la del Cañón del Río Sogamoso, 1,5 km aguas arriba de la localidad de El Tablazo. Allí la unidad consiste en calizas macizas, duras, grises azulosas, fosilíferas, de textura gruesa, con capas margosas que pasan a caliza de textura fina, negra y arcillosa en la parte superior. Su espesor es de 425 m.

En la región de estudio la Formación Rosablanca ocupa una gran extensión y está distribuida indistintamente dentro de las planchas 135 y 151, en una superficie aproximada de 300 km²; está constituida por una sucesión de calizas grises oscuras a grises azulosas, macizas, duras, fosilíferas, con gran cantidad de nódulos piritosos, que varían entre 5 y 60 cm de diámetro, frecuentes en los niveles de caliza más arcillosos.

La mayor parte de las áreas de la unidad Rosablanca se encuentra cubierta por vegetación y cultivos. Algunas quebradas muestran la secuencia parcialmente hasta donde son afectadas por fallas que truncan o repiten los estratos.

Una sucesión parcial de la formación al sureste de Coromoro, se presenta a continuación. Los estratos superiores son truncados por una falla que repite la unidad.

Sección estratigráfica de la Formación Rosablanca en la Quebrada La Caisa

(Plancha 151, E-11), medida y descrita por José M. Royero, junio de 1977.

	Espesor (m)
Formación Rosablanca: (Capas superiores)	
Calizas grises oscuras a negras, duras, compactas, en bancos gruesos de 1,5 a 3 m, con pequeñas intercalaciones de margas grises oscuras	20,00
Falla	
Formación Rosablanca:	
Calizas grises oscuras, cristalinas, duras, macizas, en bancos de espesor variable, no mayores de 3 m, generalmente fosilíferas, alternando con bancos margosos de color gris oscuro hasta de 1,5 m de espesor	134,00
Shales grises oscuros a negros, algo micáceos, con intercalaciones delgadas de caliza hasta de 1 m	9,00
Arenisca cuarzosa gris verdosa a gris amarillenta, dura, compacta, de grano fino a medio, en parte calcárea, que alterna con shales grises oscuros, fisibles, ligeramente micáceos.	39,00
Shales grises oscuros, micáceos, algo calcáreos. Hacia la parte media un nivel de caliza delgada	4,00
Calizas grises oscuras cristalinas, duras, macizas, fosilíferas, en bancos de 1,5 m hasta 2,5 m de espesor, con intercalaciones de margas grises oscuras, generalmente micáceas	92,00
Margas grises a grises oscuras con intercalaciones de shales grises a negros ligeramente calcáreos	9,00
Espesor Total	<u>287,00</u>

Inconformidad?

Formación Arcabuco:
(Capas superiores solamente)

Areniscas cuarzosas blancas a cremas grisáceas, duras, compactas, de grano fino a medio, maduras, en capas hasta de 2 cm de espesor. Algunos bancos presentan estratificación cruzada. 20,30

Jaramillo (1971), al este de Coromoro y sobre la Quebrada Cedrillal (Plancha 151, C-12), distingue tres miembros dentro de la Formación Rosablanca, así: 1) Miembro inferior constituido por arcillas negras laminadas, con bancos de caliza gris fosilífera y arenisca limolítica, micácea hacia el tope, 80 m. 2) Miembro intermedio de calizas macizas negras con intercalaciones de arcillas negras laminadas, 30 m. 3) Miembro superior de arcillas negras intercaladas con calizas negras bituminosas, 50 m.

En las dos secciones descritas se destaca el carácter arenoso, que contrasta con la sección tipo del Río Sogamoso. Sin embargo este nivel es observado por Taborda (1965), en la Concesión de Mares y por Ward et al. (1973), en la sección de Cuesta Rica (Cuadrángulo H-12), por lo cual se podría interpretar como lentejones dentro de la formación.

El espesor de la unidad es variable. En la sección de la Quebrada La Caisa, se estima en 300 m aproximadamente, mientras que Jaramillo (1971), en la Quebrada Cedrillal, unos 15 km al norte de la sección anterior, calcula 160 m. En el área de Guacamayo - La Aguada debe estar por encima de los 450 m.

En el Anticlinal de Cerro Negro (Plancha 151, E-7), la unidad se encontró reposando concordantemente sobre la Formación Cumbre. En el resto del área se pone en contacto inconforme con el Arcabuco.

Al sureste de San Gil (Plancha 135, F-12) y en la parte norte del flanco occidental del Anticlinal de Los Cobardes (Plancha 135, B-2, C-2, E-2), la unidad se encuentra en contacto fallado con los estratos del Girón. En el flanco oriental de este anticlinal dicho contacto es de carácter discordante mientras que en otras áreas se presenta fallado o normal con diferentes unidades cretácicas.

La edad de la formación ha sido discutida ampliamente. Bürgl (1954, p.11), en base a fauna colectada en el Río Cane (Cuadrángulo J-12), sobre una sucesión de calizas equivalentes actualmente a la Formación Rosablanca, la consideró Valanginiana. Etayo (1964, p. 49), discute este juicio. Posteriormente el mismo autor (1968, p. 16),

considera una edad Valanginiana superior aunque podría representar una zona no precisada del Hauteriviano inferior. Julivert (1968, p. 488), arguye que la unidad es oblicua respecto a las líneas isocronas y su edad sería Barremiana al norte, Hauteriviana en la región de la Mesa de Los Santos - San Gil y Valanginiana hacia Villa de Leiva.

Las características litológicas, su variabilidad de espesor y contenido faunístico, indican que su depósito tuvo lugar en un ambiente marino de plataforma con altos topográficos.

4.2.4. FORMACION RITOQUE (Kiri)

El nombre fue propuesto por Etayo (1968, p. 16) para designar un nivel de limolitas grises micáceas, que por meteorización dan tonos rojizos y alternan con areniscas de grano fino, arcillolitas y calizas lumaquéllicas. Su nombre proviene de la Quebrada Ritoque en la región del Anticlinal de Arcabuco.

En el área de estudio esta unidad se reconoció en el Anticlinal de Oiba, al sur de la localidad de Vado Real (Plancha 151, H-4), sobre la carretera que conduce de este caserío a Gámbita. Consta de una sucesión de shales de color gris, gris azulado y crema amarillento que meteorizan a un color rojo ladrillo, con intercalaciones de calizas cristalinias y algunos niveles de margas. Descansa concordantemente sobre la Formación Rosablanca e infrayace en contacto normal al Miembro Arenoso de la Formación Paja. Su espesor es de 110 m.

Al norte de la localidad de Vado Real la unidad no se reconoció, lo que sugiere un posible acuñamiento o bien un cambio de facies típica de la unidad suprayacente; por lo tanto, la Formación Ritoque debe ser restringida a un área local (Fig. 4).

La edad de la formación ha sido considerada por Etayo (1968, p. 18), como del Hauteriviano inferior, con base en fósiles colectados en el área del Cuadrángulo J-12. La unidad muestra características de un ambiente de depositación marino en márgenes de altos topográficos.

4.2.5. FORMACION PAJA (Kpa)

El nombre fue dado por O.O. Wheeler (informe inédito), según Morales

(1968) a una sucesión de shales negros ligeramente calcáreos y micáceos. Algunos niveles inferiores contienen concreciones calcáreas hasta de 20 cm. El espesor varía entre 125 y 625 m. El nombre proviene de la Quebrada La Paja, afluente del Río Sogamoso entre Bucaramanga y San Vicente de Chucurí.

En la región de estudio la Formación Paja aflora en una gran extensión (Planchas 135 y 151), ocupando cerca de 600 km². Aquí la unidad difiere en parte a la descrita en la localidad tipo por lo que se consideró necesario dividirla en dos miembros: Miembro Inferior Arenoso y Miembro Superior Arcilloso.

Miembro Inferior Arenoso (Kimpa): Renzoni y Ospina (1969), describe inicialmente estos sedimentos en el área del Cuadrángulo J-12, al referirse a una alternancia de areniscas y arcillolitas que predominan hacia la base de la Formación Paja.

Dentro del área del Cuadrángulo I-12 aflora principalmente en la Plancha 151, entre las localidades de El Valle de San José al norte y Vado Real, al sur, extendiéndose a la región del Cuadrángulo J-12 hasta la población de Togúí.

Litológicamente este miembro está constituido por una alternancia de shales grises claros a negros con inclusiones de nódulos lutíticos parcialmente calcáreos y areniscas gris a amarillentas, arcillosas y fosilíferas.

Cerca al municipio de Oiba, unos 30 km al norte de Vado Real, el Miembro inferior presenta intercalado un nivel de calizas arcillosas de 10 m de espesor, que se extiende hasta los alrededores de Confines-Charalá (Anticlinal de Confines). Los estratos arenosos fueron observados también al sureste del área (Plancha 151, B-9, F-8), formando parte del Sinclinal de Charalá. Sobre el flanco occidental del Anticlinal Suaita-Chima el Miembro Arenoso presenta niveles de areniscas en la parte superior mientras que en la inferior predominan shales grises.

Los 19 m de areniscas y calizas lumaquéllicas con intercalaciones de margas mencionados por I. de Julivert (1963, p. 11) en el tope de la Formación Rosablanca en la región de la Mesa de Los Santos, podrían hacer parte del Miembro Arenoso de la Formación Paja.

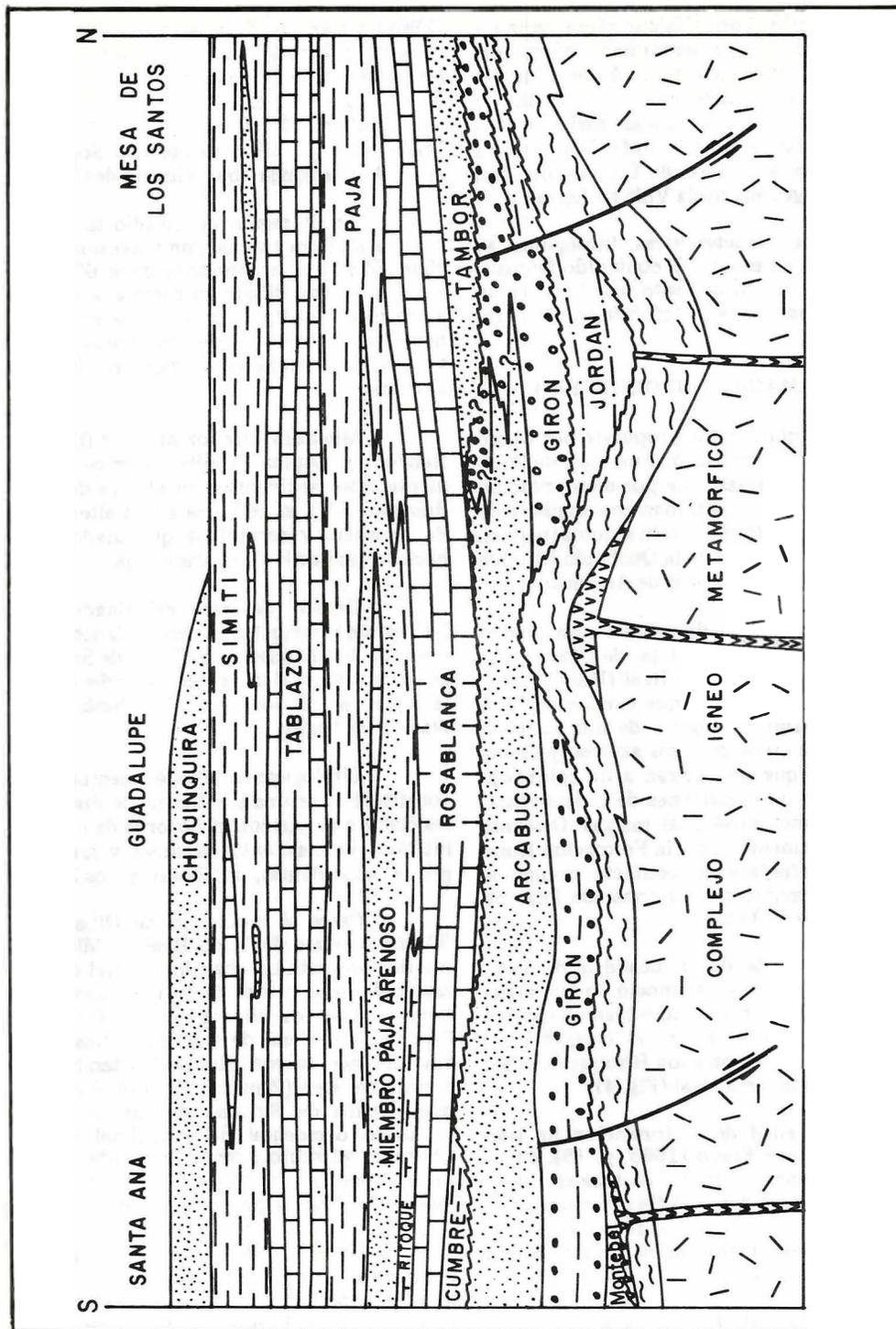


FIGURA 4. Esquema facial que muestra la secuencia sedimentaria del Jurásico y las unidades cretácicas del Cumbre, Tambor, Rosablanca, Ritoque, Paja, Tablazo, Simití y Chiquinquirá.

Miembro Superior Arcilloso (Kip): La secuencia así denominada es muy similar a la descrita en la localidad tipo de la Formación Paja, por Morales (1958). Consta de shales de color negro a gris castaño e intercalaciones de caliza con nódulos calcáreos hasta de 25 cm de diámetro, generalmente piritosos.	Shales grises oscuros a negros en parte calcáreos, fosilíferos, con laminillas de yeso, abundantes nódulos calco-piritosos alternando ocasionalmente con los bancos delgados de calizas hasta de 1 m de espesor	73
	Espesor Miembro Superior	374
La sección medida en los alrededores de Vado Real se presenta a continuación.	Formación Paja (Miembro Inferior, Kimpa)	
Sección estratigráfica de la Formación Paja, medida sobre la carretera entre los municipios de Suaita y Gámbita (Plancha 151, H-4), Departamento de Santander, descrita por José M. Royero, septiembre de 1977.	Shales grises claros a amarillo-rojizos, micáceos, algo fosilíferos, con abundantes nódulos lutíticos ligeramente calcáreos y a veces huecos, alternan con niveles delgados de arenisca arcillosa gris a gris amarillenta. Algunos bancos son bastante cuarzosos, micáceos, en capas hasta de 1 m	38
	Alternancia de arenisca gris a gris-amarillenta, arcillosa, micácea, fosilífera, en capas hasta de 2,5 m de espesor y bancos de shales grises a grises amarillentos, micáceos, también fosilíferos. Los nódulos lutíticos son abundantes y en ocasiones son el reemplazamiento de restos fosilíferos	59
	Areniscas cuarzosas grises a cremas, de grano fino, duras, micáceas, algo fosilíferas, en capas hasta de 2 m de espesor. Presentan intercalaciones de shales grises a negros, micáceos, fosilíferos y nódulos calcáreos, en paquetes delgados hasta de 1,5 m de espesor	30
Formación Tablazo: (Capas inferiores)	Espesor (m)	
Calizas grises a grises azulosas, cristalinas, fosilíferas, con intercalaciones de margas algo micáceas. En su parte inferior presenta un nivel de areniscas cuarzosas grises a amarillentas con intercalaciones de arcillas grisosas a amarillo-rojizas	83	
Formación Paja (Miembro Superior, Kip)		
Shales grises a grises oscuros, que meteorizan a color amarillento, micáceos, fosilíferos, con abundantes nódulos ferruginosos y delgadas intercalaciones de limolitas grises en capas hasta de 1 m de espesor	92	
Shales grises a grises amarillentos, micáceos, ligeramente fosilíferos con nódulos calcáreos abundantes e intercalaciones de calizas grises cristalinas con nódulos piritosos.	102	
Shales grises a grises amarillentos, micáceos, con abundantes nódulos lutíticos, ferruginosos, con pequeñas intercalaciones limolíticas grises amarillentas en bancos delgados hasta de 0,50 m de espesor y capas esporádicas de caliza arenosa grisosa, de 0,50 m de espesor	107	
	Alternancia de paquetes gruesos de shales grises a negros, micáceos, fosilíferos, que meteorizan a un color amarillo-rojizo y presentan abundantes nódulos lutíticos. Alternan con niveles de arenisca amarillenta, cuarzoza, en parte arcillosa, de grano fino, en capas hasta de 2 m de espesor . . .	74
	Shales grises a grises oscuros, negros, micáceos, calcáreos, fosilíferos, con abundantes nódulos calcopiritosos y costras de óxido de hierro en paquetes gruesos que alternan con areniscas arcillosas grises a amarillentas, micáceas, de grano fino a medio, en capas de 0,6 m de espesor. Hacia la parte inferior presenta un banco de 2,5 m de caliza arcillosa gris oscura fosilífera, con nódulos calcáreos y piritosos	70

Shales grises a grises amarillentos, micáceos, fosilíferos, con abundantes costras de óxido de hierro en paquetes hasta de 6 m de espesor. Alternan con areniscas grises amarillentas cuarzosas, de grano fino, micáceas, duras, con manchas de óxido de hierro en capas hasta de 2 m de espesor	37	Formación Paja: (Miembro Superior, Kip)	
Shales grises oscuros a negros, otras veces grises amarillentos a rojizos, micáceos, con intercalaciones de areniscas grises amarillentas, en capas hasta de 1 m de espesor y que meteorizan a un color amarillo-rojizo.	40	Shales grises oscuros a negros, micáceos, fosilíferos, con nódulos calcopiritosos, a veces huecos, alternando con limolitas grises amarillentas ligeramente micáceas y venas de calcita en capas hasta de 1 m de espesor . . .	71
Espesor Miembro Inferior.	348	Shales grises oscuros a negros, micáceos, con óxidos de hierro superficial, abundantes nódulos lutíticos calcáreos y nódulos ferruginosos huecos, en intercalaciones delgadas de calcita con estructura "cono en cono" y de calizas grises hasta de 1 m de espesor.	47
Espesor Total Formación Paja		Shales grises y grises oscuros a negros, fosilíferos hacia el tope. Abundan los nódulos calcáreos muy piritosos, también lutíticos huecos alternando con calizas grises a negras cristalinas, algo margosas, hasta de 2 m de espesor y niveles pequeños de calcita que originan estructura "cono en cono"	86
Formación Ritoque (Capas superiores)		Espesor Miembro Superior	204
Shales grises cremas a amarillos rojizos por meteorización, micáceos, con intercalaciones de limolitas grises amarillentas, micáceas, en bancos hasta de 0,50 m de espesor	48	Formación Paja: (Miembro Inferior, Kimpa)	
Los 722 m de la Formación Paja, anteriormente medidos, son mayores que los 625 m citados en la sección tipo y menores que los 900 m citados en Villa de Leiva por Etayo (1968). Es de anotar que el Miembro Inferior no se observó al norte del área de estudio, mientras que al sur, en la región de Confines - Charalá se desarrolla ampliamente alcanzando un espesor mayor de 700 m. El Miembro Superior aflora a lo largo de toda la región de estudio, presentando espesores que varían entre 100 y 380 m.		Alternancia de areniscas cuarzosas grises a cremas, micáceas, de grano fino a medio, compactas, en bancos hasta de 1,5 m y shales grises cremas a amarillos, micáceos y fosilíferos. . .	59
Sección Estratigráfica de la Formación Paja, medida a lo largo de la Quebrada La Pava al sur-oeste de Guadalupe (Pl. 151, D-3), descrita por José M. Royero, septiembre de 1977.		Shales grises a cremas y amarillentos, micáceos, con nódulos lutíticos y calcáreos, alternando con niveles delgados de limolitas grises a ocre en bancos hasta de 0,50 m	32
		Espesor Miembro Inferior . . .	91
		Espesor Total Formación Paja	295
	Espesor (m)	Formación Rosablanca: (Capas superiores)	
Formación Tablazo: (Capas inferiores)		Calizas grises a oscuras, algo fosilíferas micáceas, en bancos hasta de 2,5m de espesor, separadas por niveles de margas grises a negras, micáceas, hasta de 1,20 m de espesor	46
Calizas grises a grises azulosas, duras, macizas, fosilíferas, con venas de calcita, en bancos gruesos hasta de 3,5 m, con intercalaciones de margas hasta de 1 m.	100		

La Formación Paja suprayace hacia el sur a la Formación Ritoque y cuando esta unidad se acuña o cambia de facies, se pone en contacto normal con las calizas del Rosa-blanca. El límite superior con la Formación Tablazo es conforme y bien definido. La edad de la Formación Paja ha sido considerada en el área de Santander como del Barremiano-Aptiano (MORALES, et al., 1958).

Un estudio detallado de la unidad fue realizado por Etayo (1968, p. 18-10), en la región de Villa de Leiva, quien le asignó edad Hauteriviano-Aptiano superior. La secuencia representa un ambiente marino de aguas poco profundas y de circulación restringida, con un desarrollo de facies, en la parte baja, a material arenoso cuya posible fuente serían los altos topográficos del área de Santander.

4.2.6. FORMACION TABLAZO (Kit) (San Gil Inferior)

El nombre de la formación fue dado por Wheeler, O.O. (informe inédito), según Morales, et al., 1958, y se refiere a una sucesión de calizas duras, azulosas, fosilíferas, en la parte superior, y margas o calizas arcillosas en la inferior. El espesor varía entre 150 y 325 m y la sección tipo está en El Tablazo, donde la carretera Bucaramanga-San Vicente de Chucurí atraviesa el Río Sogamoso.

Hubach (1953), utiliza el término conjunto de San Gil y describe a grandes rasgos en la columna estratigráfica de base a techo: "Caliza y esquistos arcillosos y arenisca calosa". Posteriormente (1957), este autor emplea el término Formación San Gil, para representar una secuencia calcárea que aflora en los alrededores de San Gil - Socorro y a lo largo del Valle del Río Suárez. Esta unidad es equivalente a la Formación Tablazo (JULIVERT, 1958, p. 494). Etayo, 1968 p. 59), se refiere al Grupo de San Gil en la región de Villa de Leiva, dividiéndolo en la Formación San Gil Inferior (conjunto arenoso - calcáreo) y Formación San Gil Superior (conjunto lutítico oscuro). En el presente informe se prefiere el término Formación Tablazo, ya que en el área la unidad presenta rasgos litológicos similares a los descritos en la localidad tipo de esa formación.

En el área, la formación aflora de sur a norte en una gran extensión (Pl.135 y

151), sobre los flancos de los sinclinales de Suaita - Chima y de Simacota; también en los bordes de la Mesa de Barichara y hacia el sureste de San Gil-Charalá, donde es afectada en gran parte por fallas. La unidad se caracteriza por presentar una topografía escarpada en forma de "graderías" que contrasta notoriamente con la morfología suave y ondulada de los estratos que le suprayacen a infrayacen.

A continuación se describe una sección medida en los alrededores de la población de Simacota.

Sección Estratigráfica de la Formación Tablazo, Municipio de Simacota (planchas 135, G-5), medida y descrita por Víctor M. Carrillo, diciembre de 1977.

Formación Simití: (Capas inferiores solamente)	Espesor (m)
Shales no calcáreos, grises claros, alternando con areniscas cuarzosas de grano fino grises claras, con nódulos ferruginosos	22,50
Intervalo cubierto; aparentemente material blando, constituido por shales oscuros	8,00
Formación Tablazo	
Arenisca cuarzosa de grano fino, gris clara a pardusca por alteración; presenta rellenos de óxido de hierro . . .	2,00
Shales grises oscuros calcáreos en la base	2,50
Caliza gris azulosa, maciza; presenta fósiles (bivalvos pequeños)	2,50
Bancos de arenisca gris clara, calcárea de grano fino	3,00
Caliza gris azulosa maciza, con abundantes moldes de bivalvos y venas de calcita	2,00
Cubierto (material blando)	26,00
Caliza gris azulosa, compacta, maciza, con un nivel intermedio conglomerático de matriz margosa e intercalaciones delgadas de shales calcáreos	8,00

Cubierto (material blando)	15,00	Shales grises oscuros, calcáreos, alternando con dos niveles de caliza gris oscura maciza y cristalina, hasta de 1 m de espesor. Muestra óxidos de hierro y calcita reemplazando bivalvos grandes.	7,00
Caliza gris azulosa, maciza, con calcita secundaria reemplazando conchas de bivalvos.	5,50		
Shales grises, oscuros, calcáreos	0,50		
Cubierto (material blando)	10,00	Caliza azulosa clara, con abundantes venas de calcita, hasta de 3 cm de espesor. Hacia la base presenta margas arenosas micáceas con abundantes óxidos de hierro	9,00
Caliza gris azulosa, maciza, contiene valvas mal conservadas	4,00		
Shale gris oscuro, calcáreo hacia la base y el tope	10,00	Shales grises oscuros a negros, calcáreos, que predominan en la base. Hacia la parte superior se encuentran areniscas grisosas a rojizas de grano fino, micáceas y bien estratificadas . .	4,00
Caliza maciza, fosilífera, gris clara. Algunos fósiles están reemplazados por calcita secundaria. Se observa óxido de hierro rellenando diaclasas .	4,00	Caliza gris azulosa, maciza; cristalizaciones de calcita reemplazando conchas fragmentadas de bivalvos	9,00
Shale gris oscuro calcáreo. En la parte media un nivel de caliza y localmente lentes pequeños de arenisca parda de grano fino y micácea	12,00	Shales grises claros, calcáreos, con delgadas intercalaciones de caliza gris azulosa	4,00
Caliza gris azulosa, maciza, escaso contenido de fósiles, principalmente bivalvos pequeños	4,00	Alternancia de caliza gris azulosa y shale gris claro, calcáreo, en bancos delgados no mayores de 25 cm	8,20
Shale gris oscuro, calcáreo en el tope y la base, ligeramente micáceo	28,00	Caliza gris oscura, maciza, con abundantes nódulos calcáreos, planares, elipsoidales y semiredondeados	3,60
Caliza gris oscura, fracturada, con nódulos de limos calcáreos y poco fosilífera.	6,00	Caliza azulosa clara, maciza, ligeramente fosilífera. En parte se observan rellenos de óxidos de hierro.	6,20
Shale gris oscuro, ligeramente calcáreo y micáceo. Hacia el tope es margoso	12,00	Zona cubierta (aparentemente material blando)	8,00
Caliza gris oscura, maciza, con moldes de conchas de bivalvos grandes y costras de óxido de hierro.	3,40	Caliza gris clara, maciza, abundantes óxidos de hierro y pequeños moldes de bivalvos.	1,00
Shales de color gris claro, ligeramente calcáreos hacia la base y el tope	3,50		
Caliza gris azulosa, maciza, localmente toma coloraciones pardas. Ocasionalmente muestra mineralización de calcita y abundantes moldes de bivalvos hasta de 8 cm en su longitud mayor.	4,10	Marga limosa gris oscura a parda amarillenta, probablemente debido al contenido de óxido de hierro	1,00
		Espesor Total	<u>239,00</u>
Shale gris claro ligeramente calcáreo, con intercalaciones de lutitas micáceas. En la parte superior presentalentes de margas con lamelibranquios pequeños.	10,00	Shales grises oscuros hasta claros por meteorización, micáceos, localmente gradan a lutitas negras	<u>67,00</u>

Al oeste del Municipio de Guadalupe, en el Valle del Río Suárez y sobre la Quebrada La Pava (Plancha 151, D-3), la sección estratigráfica de la Formación Tablazo muestra de base a techo: 100 m de alternancia de calizas grises a grises azulosas, macizas, cristalinas, en bancos hasta de 3,5 m y margas grises micáceas hasta de 1 m de espesor; 44 m de shales oscuros micáceos en estratos gruesos, alternando con calizas grises cristalinas, macizas y niveles de areniscas cuarzosas, grises a amarillentas, micáceas, en capas hasta de 1,5 m; 43 m de calizas grises cristalinas con nódulos calco - piritosos, en capas hasta de 2 m de espesor, alternando con margas grises y en la parte inferior muestra shales grises; 40 m de calizas grises a ocre, cristalinas, duras, hasta de 2 m de espesor, con algunos bancos más arenosos en alternancia con margas hasta de 2 m de espesor; 45 m de alternancia de calizas y margas en bancos gruesos siendo el tope más arenoso. El espesor total de la formación es de 272 m. Entre Vado Real y Suaita la secuencia presenta características similares aunque su espesor alcanza los 354 m.

El Tablazo adquiere un carácter más arenoso tanto al norte como al sureste de la localidad tipo. Al norte (Cuadrángulo H-12) fue observado por Ward, et al. (1973, p. 17), cerca al Municipio de Rionegro. En el área de estudio es más evidente sobre la franja este (Región de Ocamonte - Cincelada - Encino), donde adquiere un mayor contenido arenoso, conservando sin embargo sus características litológicas que permiten reconocerlo y cartografiarlo. Esta unidad presenta variaciones de espesor: en la localidad tipo alcanza los 186 m, mientras que al norte de Bucaramanga llega a los 277 m (WARD, et al., 1973). En el área de estudio su mayor espesor es de 374 m y al sur, en la región Sáchica-Puente Samacá (fuera del cuadrángulo), el espesor es de 480 m (ETAYO, 1968).

La formación infrayace conformemente al Simití y descansa concordantemente a los shales de la Formación Paja. Su edad es considerada por Morales, et al. (JULIVER, 1968, p. 515) como Aptiano superior a Albiano inferior, en base a su posición estratigráfica. Etayo (1968), según fauna colectada en la región entre Sáchica y Puente Samacá, la considera Aptiano superior - Albiano inferior.

4.2.7. FORMACION SIMITI (Kis) (San Gil Superior)

El nombre se debe a los geólogos de Intercol (1953) en Morales, et al. (1958), refiriéndose a una sucesión de shales de color gris a gris oscuro, localmente calcárea y con concreciones. Su nombre deriva de las orillas meridionales de la Ciénaga de Simití y su espesor en la localidad tipo es de 410 m aunque en otras áreas varía entre 250 y 650 m. Hubach (1953), utiliza el término "Conjunto San Gil Superior" para designar "esquistos arcillosos franjeados, piríticos y arenisca arcillosa" que suprayace al Conjunto San Gil, y que corresponde según Julivert (1958, p. 494) "a la parte baja de la Formación Simití".

El nombre Formación Simití, es utilizado en el presente informe teniendo en cuenta que con dicho término se denomina una sucesión litológica que aflora en la región norte (Cuadrángulo H-12), similar a la observada en el área de estudio. Es posible que mediante estudios posteriores que hagan referencia a esta unidad se defina mejor si el término "Simití" es conveniente, o por el contrario sea aplicable el nombre "Formación San Gil Superior", en el sentido de Etayo (1968, p. 34), con el cual describe en la región de Villa de Leiva, al sur de la zona de estudio, una secuencia litológica correlacionable con la descrita en este trabajo.

En el área de estudio la unidad aflora en las partes altas de la región de Mesas y Cuestas, donde forma superficies suavemente onduladas correspondiendo en su mayoría a los núcleos de los sinclinales de Suaita - Chima, Simacota y El Páramo. Hacia el este del Municipio de Charalá, la formación es particularmente más arenosa. En la mayoría de los afloramientos la unidad aparece incompleta debido a la intensa meteorización y erosión a que ha estado sometida.

Sobre la Quebrada La Pava (Pl. 1, D-3), se midió una secuencia completa de esta formación, obteniéndose un espesor total de 301 m. Esta secuencia está constituida de base a techo por: 90 m de shales de color gris a crema, micáceos, con nódulos lutíticos ferruginosos e intercalaciones de areniscas arcillosas, grises a pardas, de grano fino, micáceas, las cuales se presentan en bancos delgados con nódulos ferruginosos y esporádicos lentejones de calizas arcillosa y margas hasta

de 2 m de espesor; 10 m de calizas rojizas fosilíferas, con nódulos calcáreos en bancos de 1,5 m de espesor, alternando con margas grises a pardo rojizas micáceas; 74 m de shales de color gris a amarillo-rojizo, micáceo, fosilífero, estratificación maciza, con nódulos lutíticos ferruginosos y costras de óxido de hierro e intercalaciones de capas de calizas grises a pardas, fosilíferas, algo micáceas y margosas, de espesor variable. La parte superior tiene un espesor de 127 m y está compuesta por shales grises, micáceos, con abundantes nódulos calcáreos ferruginosos e intercalaciones de calizas arenosas fosilíferas en bancos de 1,5 m y areniscas amarillentas con óxidos de hierro en la matriz. Los shales superiores presentan mayor contenido arenoso.

La unidad infrayace en concordancia a la Formación Chiquinquirá y descansa conformemente al Tablazo. Su edad es considerada Albiana inferior, medio y superior, en base a amonitas halladas en la sección tipo. Etayo (1968), le asigna edad Albiana media a superior en la región de Villa de Leiva.

La Formación Simití muestra características de un ambiente de depositación marina poco profundo de facies más litoral. Ulloa y Rodríguez, 1979, la correlacionan con la Formación Une.

4.3. SECCIONES CON NOMENCLATURA DE LA REGION DE CHIQUINQUIRA

El área de Chiquinquirá muestra una secuencia litológica de facies particular que caracterizan la región, utilizándose por ello una nomenclatura que abarca las formaciones Churuvita, Arenisca de Chiquinquirá y el Grupo Chipaque, con un rango de edad desde el Cenomaniano hasta el Coniaciano.

4.3.1. ARENISCAS DE CHIQUINQUIRA (Kschi)

Nombre propuesto por Ulloa y Rodríguez (1979) para designar los estratos arenosos lutíticos que afloran en la carretera Sutamarchán - Chiquinquirá (planchas 150 y 170) con un espesor de 337 m.

En el área investigada solo aflora la parte inferior de la unidad (Plancha 151, D-4, E-4), en el núcleo del Sinclinal de Suaita-Chima, representando la parte más alta del Cretáceo en esta región. Consta de 60 m de

areniscas cuarzosas en parte arcillosa, gris-amarillentas, micáceas, de grano fino, ligeramente friables, con manchas de óxido de hierro, en bancos hasta de 8 m, con delgadas intercalaciones de shales de color gris oscuro a gris amarillento, micáceos; 32 m de shales de color gris a amarillo-rojizo, micáceo, con abundantes costras de óxido de hierro y delgadas intercalaciones de areniscas cuarzosas gris-amarillentas, de grano fino a medio, algo friables, en bancos hasta de 1 m de espesor.

La unidad se observó descansando en concordancia con los shales del Simití.

Las areniscas de Chiquinquirá son equivalentes con la Formación Churuvita considerada por Etayo (1968, p.41) de edad Cenomaniana con base en moluscos bivalvos colectados entre Sáchica - Puente Samacá (Cuadrángulo J-12), por lo que tentativamente se les asigna la misma edad.

La unidad representa un ambiente marino, cercano a la playa. Las areniscas basales podrían corresponder a una lengüeta de la Formación Une (ULLOA y RODRIGUEZ, 1979).

5. CUATERNARIO

En el área se encuentran depósitos de terraza, aluviales y de derrubio. Los depósitos de terraza, generalmente son de poca extensión, esporádicos y constituidos por grandes cantos de roca. Los aluviales son de mayor extensión y se observan en las márgenes de los ríos y quebradas mayores y están constituidos por acumulaciones de material rocoso heterogéneo. Los principales se encuentran a lo largo del Valle del Río Suárez, Cañón del Río Chicamocha y en la región de la población de Charalá sobre el Río Pientá.

Los depósitos de derrubio se presentan en diferentes áreas y su composición depende de la unidad que sirva de aporte. Son notorios los depósitos de derrubio de las laderas del Valle del Río Suárez entre los municipios de Socorro - Barichara - Galán y los del Cañón del Río Fonce al este del municipio de San Gil (Plancha 135).

6. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El área regionalmente está relacionada con la tectónica de la Cordillera Orien-

tal de los Andes Colombianos, donde ocurre un plutonismo asociado al Complejo Igneo Metamórfico del Macizo de Santander, así como también fallas de tipo normal e inversas y plegamientos, producto de esfuerzos tensionales y compresionales. En esta parte de la cordillera, se han diferenciado cuatro regiones que modelan el marco estructural del área: a) área de Aratoca - Coromoro - Encino; b) área de Charalá - Oiba - Olival; c) región de Mesas y Cuestas, y d) región de la Cordillera de Los Cobardes y de Lloriqués.

6.1. AREA DE ARATOCA - COROMORO-ENCINO

Está limitada por la estribación occidental del Macizo de Santander, constituida por las formaciones Silgará y Floresta, las cuales bordean la mayor parte de la margen oriental de las planchas 135 y 151, y al norte por la Falla de Ocamonte y el extremo sur de la Falla de Riachuelo. El área está representada en casi su totalidad por tectónica compleja de falla y plegamiento, en donde la característica principal es la presencia de estructuras sinclinales y anticlinales estrechas, en su mayoría falladas. Los principales elementos tectónicos son:

Falla de Riachuelo: La mayor parte de su trazo se obtuvo del análisis fotogeológico; presenta una dirección nor-noreste, con una longitud aproximada de 60 km, afectando rocas del Cretáceo inferior y Jurásico superior. Esta falla de tipo inverso es desplazada por otras transversales de menor importancia y termina hacia el oeste de Mogotes mientras que al sur (alrededores de Virolín) es fosilizada por material aluvial.

Falla de Ocamonte: Falla de tipo inverso que al sur es truncada por la de Riachuelo cerca de la localidad de Ocamonte; tiene una extensión aproximada de 30 km y se prolonga con dirección noreste hasta un poco al norte de Mogotes, donde su desplazamiento vertical es notorio, poniendo en contacto rocas pre-devónicas con sedimentos del Cretáceo inferior.

Falla Las Cruces - Curití: Tiene una dirección aproximada norte-sur, con una longitud cerca a los 45 km a partir de Ocamonte para terminar al este de la localidad de Jordán, sobre el Cañón del Chicamocha, donde presenta características de simple lineamiento. Localmente el plano de falla es de ángulo alto e inclinación hacia el oeste.

El desplazamiento vertical y lateral a través de la falla no es muy significativo, dado que afecta solo rocas del Cretáceo inferior.

Existen además otros conjuntos de fallas paralelas a las anteriores, algunas de relativa importancia como la Falla de Coromoro y la de Encino, que sin embargo por su corta extensión no se describen en detalle. Las fallas transversales se limitan a truncar y desplazar algunas de tipo longitudinal, al igual que a los plieques anticlinales y sinclinales.

Falla de Aratoca: Esta falla de edad Pre-cretácea, fue objeto de estudios por Julivert y Téllez (1963). Presenta una extensión aproximada de 12 km desde la Cuchilla de Moños hasta un poco al sur-este de la población de Aratoca, donde se pierde dentro del Complejo Metamórfico del Macizo de Santander. El labio occidental es hundido y se ha calculado un salto cercano a 400 m en la vertiente derecha del Río Chicamocha. Al proyectar la Falla de Aratoca parece coincidir con la de Los Santos que se extiende en dirección noroeste a lo largo de la quebrada del mismo nombre y termina al noroccidente de la población de Los Santos. Sin embargo el hecho de encontrarse afectada por la prolongación norte de la Falla Curití y cubierta por material de derrubio sobre el Cañón del Chicamocha hace incierta su extensión.

6.2. AREA DE CHARALA - OIBA - OLIVAL

Está limitada al norte por la unión de los ríos Mogoticos y El Fonce, al este por la Falla de Riachuelo y al occidente por la de Confines en su extremo norte, mientras al sur limita con las rocas competentes del Tablazo. Sus principales elementos tectónicos están constituidos por:

Falla de Confines: Estructura de dirección noreste, con una extensión aproximada de 30 km, que se pierde al sur de la localidad de Oiba y hacia el norte cerca a la población de Pinchote. Su labio occidental está hundido y pone en contacto al Miembro Arenoso de la Formación Paja con shales del mismo nombre. Así pues su desplazamiento vertical no es muy grande, correspondiendo más bien a una falla de rumbo.

Anticlinal de Cerro Negro: Estructura ligeramente asimétrica, cuyo eje tiene una dirección aproximada N15°E en una longitud cercana a los 30 km. Hacia el sur, el

núcleo está constituido por la Formación Cumbre, mientras que su prolongación norte la componen estratos del Miembro Arenoso de la Formación Paja.

Anticlinal de Virolín: Estructura asimétrica con el flanco occidental más inclinado que el oriental y cuyo eje tiene una dirección aproximada norte-sur el cual cabecea hacia el norte, mientras que al sur se prolonga al Cuadrángulo J-12. El núcleo lo constituyen rocas de la Formación Arcabuco. El flanco occidental muestra una serie de pequeños repliegues que a la postre forman otras dos estructuras de carácter regional, conocidas como el Sinclinal de Olival y el Sinclinal de Oiba, estructuras amplias y relativamente superficiales.

Anticlinal de Confines: Estructura similar a las anteriores, asimétrica, cuyo flanco occidental es cortado por la Falla de Confines y su núcleo está formado al sur por calizas de la Formación Rosablanca y al norte por el Miembro Arenoso de la Formación Paja. El eje presenta una dirección norte-sur y su extremo norte es truncado por la Falla de Confines.

Existen otras estructuras de menor importancia como el Sinclinal de Charalá, las cuales por su corta extensión no son descritas.

6.3. REGION DE MESAS Y CUESTAS

Caracterizada por formar una vasta región tabular que se extiende desde el norte del área hasta las inmediaciones de Vélez, al suroeste de la zona de estudio. A excepción de la Mesa de Los Santos que está formada en su parte superior por estratos del Tambor, las mesas de Barichara, San Gil, Galán, Chima y Guadalupe - Suaita, están cubiertas por sedimentos más jóvenes del Cretáceo. Su límite oriental está constituido por las rocas competentes de la Formación Tablazo y el occidental por la Falla del Suárez. Sus principales rasgos tectónicos son:

Sinclinal de Suaita - Chima: Estructura normal asimétrica, cuyo flanco occidental más inclinado que el oriental es cortado por la Falla de Suárez. En el flanco oriental se originaron pliegues secundarios, con ocurrencias mayores al este de la población de Chima. Su eje está orientado con dirección promedio N30°E en una extensión aproximada de 60 km prolongándose al sur, dentro

del Cuadrángulo J-12. El núcleo en la zona de Mesas, está conformado generalmente por estratos del Simití, a excepción de la Mesa de Guadalupe, que está formada en la parte superior por las Areniscas de Chiquinquirá.

Sinclinal de Simacota: Estructura normal, simétrica, cuyo flanco occidental es truncado por la Falla del Suárez. Su eje está orientado casi norte-sur en una longitud aproximada de 20 km. El núcleo lo constituyen las formaciones Simití y Tablazo. Sobre su flanco oriental se desarrollan pequeñas subestructuras de menor importancia.

Existen otras pequeñas estructuras sinclinales siendo la de mayor extensión el Sinclinal del Páramo.

Falla del Suárez: Accidente estructural importante que se orienta en forma paralela al cauce del Río Suárez en su margen izquierda con dirección aproximada norte-sur y N30°E. Se prolonga al sur dentro del Cuadrángulo I-11 y termina al norte de Bucaramanga contra la falla del mismo nombre. La Falla del Suárez no presenta igual comportamiento a lo largo de su trazo. Hacia el sur, al oeste de Chima y entre Guadalupe y Contratación los buzamientos de los estratos son acentuados alcanzando hasta 60°; sin embargo en el extremo sur estos buzamientos se suavizan hasta llegar a los 20° (Cuadrángulo I-11) y no reflejan importancia estructural alguna. Por otro lado, en la parte norte se hace más evidente y a la altura de las poblaciones de El Hato - Galán pone en contacto estratos de la Formación Rosablanca con calizas de El Tablazo y shales del Simití, levantándose siempre el labio occidental, con un desplazamiento vertical estimado entre 400 y 700 m. La falla al norte del área es detallada por Ward, et al. (1973, p. 116).

6.4. REGION DE LA CORDILLERA DE LOS COBARDES Y DE LLORIQUEIS

Esta región se extiende desde la Falla del Suárez hasta la Falla de La Salina (al oeste de la región de estudio) y es caracterizada por los siguientes elementos tectónicos:

Anticlinal de Los Cobardes: Estructura denominada por Julivert (1958) Anticlinal de Contratación, pero que, de acuerdo a su gran extensión en este informe se propone denominarla Anticlinal de Los Cobardes,

que refleja su situación geográfica. Se trata de una estructura normal de grandes dimensiones, con su eje orientado casi norte-sur y que termina con cierre periclinal en los alrededores de Guacamayo donde se ubican los estratos más jóvenes, mientras que hacia el norte se abre, exponiendo las capas más antiguas. Su número está constituido por sedimentitas de la Formación Girón, y su cierre periclinal por estratos de las formaciones Arcabuco, Cumbre y Rosablanca. Su extensión es de aproximadamente 70 km y sus flancos oriental y occidental en su parte norte son truncados por las fallas de Suárez y del Carmen, respectivamente.

Falla del Carmen: Estructura orientada casi norte-sur, de tipo inverso en la cual su labio oriental es levantado con respecto al occidental, poniendo en contacto sedimentos de las formaciones Rosablanca y Girón. Su desplazamiento vertical se estima en unos 600 m. Esta falla se prolonga hacia el norte (Cuadrángulo H-12) y parece corresponder a la Falla de San Vicente. Al este de la Falla del Carmen se desarrollan pliegues de menor importancia generalmente afectados por estructuras tanto longitudinales como transversales.

Anticlinal de Agua Fría: Estructura asimétrica de poca extensión con su eje orientado nor-noroeste, cuyo núcleo está constituido por sedimentos del Arcabuco. La prolongación de este eje hacia el norte es interceptada por el eje del Anticlinal de Los Cobardes y hacia el sur es fosilizada por los sedimentos del Cretáceo inferior de la Formación Cumbre, lo cual estaría indicando un posible movimiento en tiempos pre-depositos del Cumbre y post-sedimentación del Arcabuco.

Sinclinal de San Antonio: Estructura asimétrica, con su eje orientado en dirección noreste, el cual hacia el sur es truncado por los estratos de la Formación Cumbre (Cretáceo inferior). Su núcleo está conformado por sedimentos Jurásicos de las formaciones Arcabuco y Girón.

7. GEOLOGIA HISTORICA

Se describen a continuación los eventos geológicos ocurridos en el área de las planchas 135 y 151, en el lapso comprendido entre el Paleoceno y el Holoceno, basados

esencialmente en observaciones regionales de campo.

La Formación Silgará se depositó en un geosinclinal posiblemente de extensión considerable, recibiendo aportes que originaron un espesor apreciable a lo largo de la actual Cordillera Oriental. En el área de Arato-ca-Pescadero, según Ward, et al. (1973), la Formación Silgará puede tener 3.700 de espesor y probablemente en la localidad tipo es aún mayor. No hay evidencia acerca de que rocas precámbricas del Macizo de Santander hayan estado expuestas durante la deposición del Silgará. Se podría considerar que el área de origen de los sedimentos silíceos de grano fino y la estratificación delgada corresponde al Escudo de La Guayana. Por otra parte el grado de Metamorfismo del Ordoviciano es algo incierto, como lo es también el contacto entre el Neis de Bucaramanga y el Silgará. La principal evidencia para una orogenia ordoviciana-siluriana está en el hecho de que rocas metamorfozadas con edades establecidas mediante el uso de métodos radiactivos que dan de 450 a 410 m.a., están por debajo en discordancia con rocas devónicas no metamorfozadas. De todas maneras se necesita un mejor conocimiento de las relaciones estratigráficas entre el Neis de Bucaramanga y la Formación Silgará y también las relaciones de las rocas cartografiadas como ortoneis en áreas adyacentes (WARD, et al., 1973).

No se conocen evidencias que señalen la presencia de rocas silúricas en el Macizo de Santander; probablemente fue un tiempo en el cual el evento principal era levantamiento y erosión.

Durante el Devónico hay un período de transgresión marina y la cuenca de deposición de la Formación Floresta y otras rocas del Devónico de la Cordillera Oriental fue aparentemente un mar amplio y poco profundo. En el Macizo de Santander la mayoría de la secuencia devoniana es delgada y sedimentaria, o ligeramente metamorfozada. Ward, et al. (1973, p. 122), considera el espesor de la Formación Floresta en 600 a 700 m. En el área solo aflora el Floresta Metamorfizado, metamorfismo que pudo tener lugar entre el Devoniano medio y el Pensilvaniano medio, intervalo en que no se conocen fósiles o registro sedimentario, o bien por estar relacionado a un metamorfismo

térmico producto de los emplazamientos ígneos del Triásico-Jurásico.

Edades radiométricas que abarcan desde el Pensilvaniano superior al Triásico inferior y la presencia de rocas metamorfizadas del Pensilvaniano en el Macizo de Santander, permiten la interpretación de un evento ígneo-metamórfico durante el Pérmico superior - Triásico superior.

El tránsito entre el Paleozoico superior y Mesozoico inferior culmina con emplazamientos de batolitos calco - alcalinos (Grupo Plutónico de Santander). Los batolitos más antiguos se emplazaron durante el Triásico-Jurásico en el área de Santander. Estos emplazamientos continuaron a lo largo del período Jurásico, tanto en Santander como en la Sierra Nevada de Santa Marta.

Simultáneamente a estos eventos se debió suceder una epirogénesis con un hundimiento más pronunciado al sureste (Boyacá) que permite la sedimentación marina de la Formación Montebel y levantamientos al norte (Santander) donde se desarrolla acumulación de material rojo (capas rojas de la Formación Jordán), con intercalaciones de rocas volcánicas. Sin embargo durante el desarrollo del mar mesozoico se pudieron originar depósitos salobres o continentales intercalados en la serie marina.

Una nueva orogénesis durante el Jurásico medio se registra por la discordancia angular entre el Jordán y el Girón. La distribución y espesor del Girón sugieren depósitos en cuencas limitadas cuyos aportes son el producto de la intensa erosión de los batolitos Triásico - Jurásico.

La discordancia angular al norte, entre las formaciones Girón y Tambor y al sur entre las formaciones Arcabuco y Cumbre, permite suponer un nuevo movimiento orogénico post-sedimentación Girón-Arcabuco y pre-depósitos Tambor - Cumbre.

Durante el lapso comprendido entre el Cretáceo y el Reciente (con ausencia del registro de parte del Cretáceo superior y del Terciario en el área de estudio) la región estuvo sometida a continuos hundimientos, depositándose en ella cerca de 2.000 m de sedimentos marinos.

La transgresión marina en el área, se inicia posiblemente a finales del Berriasiano o comienzos del Valanginiano, evento que marca los depósitos de las formaciones Cumbre y Tambor, y prosigue hasta el Hauteriviano inferior con los depósitos de la Formación Rosablanca, modelando una superficie estable que sirvió de base para la acumulación de los estratos de las formaciones Ritoque y Paja.

Durante el Hauteriviano medio a superior se desarrollan cambios de facies con aportes de material arenoso del área de Santander acumulándose el Ritoque y el Paja Arenoso, en áreas relativamente cercanas a aquella, seguidos por un período de quietud donde se depositan sedimentos marinos de la Formación Paja. Estos desarrollos de facies pudieron haber sido ocasionados por hundimientos relativamente rápidos con una acumulación de sedimentos en aguas tranquilas. Etayo, 1938 (p. 19), considera que los lentejones arenosos "podrían representar antiguas barras litorales marinas".

En el Aptiano - Albiano hay un cambio en el régimen de sedimentación, debido a una estabilidad del área, permitiendo una tranquilidad en las condiciones de depósito. Posteriormente hay variación en las condiciones de tranquilidad y agitación donde ocurren ligeros aportes terrígenos, típicos de la Formación Tablazo.

Estas condiciones de agitación y tranquilidad cesan en el Albiano superior, donde se producen levantamientos en las áreas de aporte y relleno de la cuenca, y reflejan una subsidencia con acumulación de arenas y arcillas representadas por las unidades Simití y Areniscas de Chiquinquirá.

A finales del Cretáceo el mar se había retirado a tal punto que la sedimentación tomó un carácter continental y probablemente el Macizo de Santander volvió a ser una zona positiva en las áreas adyacentes del cuadrángulo en mención.

8. GEOLOGIA ECONOMICA

Dentro de los recursos minerales en el Cuadrángulo I-12 (planchas 135 y 151), se presentan algunas ocurrencias de minerales metálicos (plomo - zinc) asociadas a rocas sedimentarias del Cretáceo inferior; sin em-

bargo las de mayor importancia son las no metálicas y entre ellas el yeso por sus grandes reservas y en segundo lugar las calizas por su gran contenido de carbonatos de calcio, que las hace utilizables en gran proporción en la industria y en la agricultura.

Conjuntamente con la cartografía y en áreas donde afloran rocas ígneas y metamórficas se realizó un muestreo regional, colectándose 19 muestras de sedimentos activos, analizados por el método espectrográfico y cuyos resultados no muestran ningún valor significativo que pueda indicar áreas potencialmente anómalas.

Es importante anotar que entidades dedicadas a la prospección de uranio realizan estudios preliminares en la Formación Girón la cual presenta las mejores perspectivas para este metal. No se conocen en la actualidad los resultados oficiales de esta investigación.

8.1. MINERALES METALICOS

8.1.1. PLOMO - ZINC

Las manifestaciones de plomo - zinc se encuentran casi exclusivamente en las calizas de la Formación Rosablanca en forma de rellenos, de fracturas, cavidades y reemplazamiento parcial de las rocas encajantes. Los principales minerales son: galena y esfalerita con calcopirita subordinada. La ganga consiste en barita, calcita, dolomita y siderita.

Las principales ocurrencias son: 1) Prospecto Quebrada Cedrillal, localizado a unos 4 km al este de la población de Coromoro (Plancha 151, C-12). La mineralización se presenta en forma lenticular dentro de las calizas de la Formación Rosablanca y consiste esencialmente en galena, esfalerita y calcopirita y como producto de alteración se encuentran carbonatos de cobre, además de una escasa diseminación de piritita (OTERO y ANGARITA, 1975). Los análisis químicos muestran un promedio de 1,32% para plomo, 0,57% de zinc y 0,04% para cobre. Ward, et al. (1970) calculan reservas del orden de 100.000 toneladas. 2) Afloramiento vereda San Juan (Plancha 151, D-1): la mineralización no ha sido observada "in situ", solo una serie de rodados de calizas pertenecientes a la Formación Rosablanca muestran contenidos de galena y barita.

En la Formación Paja, en un estudio orientado hacia la búsqueda de metales básicos se colectaron en forma esporádica 47 muestras de canal, con una densidad promedio de 0,08 muestra/km²; analizadas espectrográficamente, sus resultados no dieron valores anómalos que señalen zonas de interés para estos metales.

8.2. MINERALES NO METALICOS

8.2.1. YESO

De amplia ocurrencia dentro del área de estudio. Se presenta principalmente en la región de la Mesa de Los Santos y Barichara sobre los bordes de los cañones de los ríos Chicamocha y Suárez. Se distinguen tres variedades a saber: selenita, yeso fibroso o espato satinado y yeso de grano grueso, con espesores que varían entre 0,05 hasta 2,10 m (JIMENO y YEPES, 1963), mineralizado en forma lenticular e interestratificado en las formaciones Rosablanca y Paja, con 1'703.000 toneladas de reservas probadas en los sectores de Villanueva, Batán y Los Santos, y promedios de SO₄ de 39,30%, 39,41% y 39,28% respectivamente, en su mayoría proveniente de la Formación Paja. Posteriormente Cruz y Vargas (1972), reestudiaron el área, observando yeso gris dentro de las calizas del Rosablanca, siendo estos niveles actualmente explotados con reservas posibles estimadas en 182'519.566 toneladas y un tenor del 80% de CaSO₄ .2H₂O.

8.2.2. CALIZAS

Dentro del área de estudio existe gran cantidad de sedimentitas principalmente dentro de las formaciones Rosablanca y Tablazo, con un contenido en carbonato cálcico (CaCO₃) superior al 70%, constituyéndose en importante materia prima en la industria del cemento, agricultura, ornamentación y triturado.

Las minas de caliza de mayor interés son las siguientes: 1) Mina Cemento Hércules I, situada a 1 km al oeste de Curití. Allí se explotan calizas de la Formación Rosablanca, grises, macizas, fosilíferas, con venas de calcita y una pureza de CaCO₃ aproximadamente del 90%. Se utilizan en la producción de cemento blanco. 2) Mina Cemento Hércules II, situada en la vereda Centro, a 15 km de la ciudad de San Gil. Se explotan calizas grises de las formaciones Rosa-

blanca y Tablazo, por medio de canteras y son utilizadas por la compañía de Cemento Hércules - San Gil. 3) Mina Vegas de Cañaverál, situada al norte de la población de Curití. Afloran calizas grises detríticas, fosilíferas, de la Formación Rosablanca, en bancos medianos separados por niveles delgados de margas. El contenido de CaCO_3 es bastante alto. Se explota a tajo abierto con una producción promedia anual de 350 m^3 de roca. Es utilizada principalmente en la construcción como piedra de enchape. Otero y Angarita (1975).

8.2.3. BARITA

En el área de las planchas 135 y 151 este mineral es muy escaso y solo dos manifestaciones pequeñas tuvieron algún interés económico en épocas pasadas, que corresponden a la mina Las Juntas Sur, localizada a 750 m al suroeste de la confluencia de los ríos Chicamocha y Suárez, Wokittel, 1956, en Otero y Angarita (1975), describe esta mineralización compuesta de dos filones de rumbo $\text{N}60^\circ\text{E}$ y $\text{N}80^\circ\text{W}$, con espesores máximos de 2,5 m, asociada con calcita, galena y malaquita, en un área de 250 m^2 . Su producción en 1955 fue de 2.400 toneladas. La segunda mina se conoce con el nombre de San Martín, situada a 6 km al noroeste del municipio de La Aguada. En la actualidad se encuentra abandonada por su poca accesibilidad y potencialidad.

8.2.4. FLUORITA

Este mineral es bastante escaso en el Departamento de Santander y en la región de estudio solo se conoce un pequeño afloramiento situado a unos 7 km al noroeste del municipio de La Aguada. Se presenta en cristales incoloros y violáceos asociado con barita blanca.

8.2.5. ARENAS PARA CONSTRUCCION

Dentro del área de estudio las arenas de ríos y algunas areniscas friables son empleadas como materia prima para la industria de la construcción. La mayoría de los municipios del área cuentan con arenas que surten las necesidades locales cuya producción es incrementada de acuerdo a las demandas de cada región.

La carencia de análisis sobre las propiedades físicas y químicas de los sedimentos arenosos y limolíticos que afloran en el área, impiden por el momento indicar todas sus aplicaciones.

Los sedimentos arcillosos del Simití son utilizados en la industria de ladrillos y tejares. Las Areniscas de la Formación Arcahuco y las Areniscas de Chiquinquirá por su alto contenido en sílice podrían ser utilizadas como fuente de materia prima para la industria del vidrio.

* * *

9. REFERENCIAS CITADAS

- BOTERO, G., 1945.- *Yacimiento de Plomo de "Coromoro"*. Comp. Est. Geol. Of. Col. (Bogotá), Serv. Geol. Nal. 6:359-364.
- BURGL, H., 1954.- *El Cretáceo Inferior en los alrededores de Villa de Leiva, Boyacá*. Bol. Geol. (Bogotá), 2(1): 23-48.
- 1964.- *El Jura-Triásico de Colombia*. Bol. Geol. (Bogotá), 12(1-2): 5-31.
- CEDIEL, F., 1968.- *El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental*. Bol. Geol. (Bogotá), 16 (1-3): 5-96.
- CRUZ, J. VARGAS, R., 1972.- *Informe sobre los yesos en la Formación Rosablanca, en La Mesa de Los Santos*. Informe 1578, Ingeominas, Bogotá, 105-125
- DANE, 1974.- *Boletín Mensual de Estadística*. (Bogotá), 179: 34.
- DEL RIO, A., 1946.- *Breve explicación del mapa geológico del Departamento de Santander*. Informe 507. Serv. Geol. Nal, Bogotá.
- DICKEY, P. A., 1941.- *Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia*. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. (Tulsa), 25 (9): 1789 - 1795.

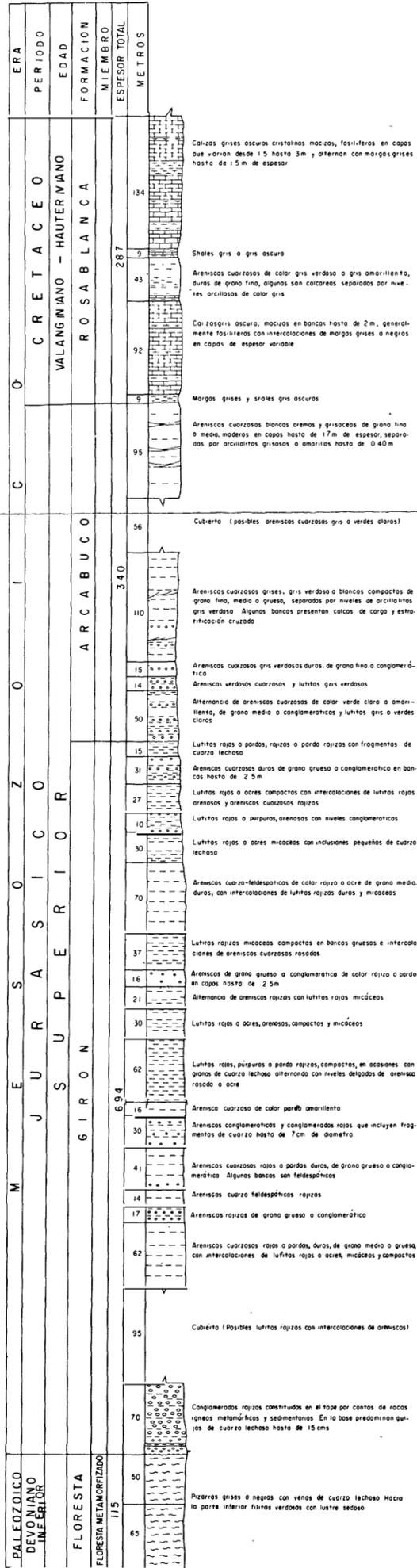
- ETAYO, F., 1964.- *Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 16/17: 142.
- , 1968.- *El sistema cretáceo de la región de Villa de Leiva y zonas próximas*. Rev. de Geol. Col. (Bogotá), 5: 5 - 74.
- HETTNER, A., 1892.- *Die Kordillere von Bogotá*. Gotha, Deternans, Erganzungsheft 104: 131.
- HUBACH, E., 1953.- *Condiciones geológicas de la variante de la carretera Arcabuco - Barbosa - Oiba, Departamentos de Santander y Boyacá*. Informe 952. Bogotá, Serv. Geol. Nal.
- , 1957.- *Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia*. Informe 1212. Serv. Geol. Nal. Bogotá.
- INSTITUTO GEOGRAFICO AGUSTIN CODAZZI, 1977.- *Atlas de Colombia*. 3ed. Bogotá.
- INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS, *Regional Bucaramanga*. Mapa Geológico de parte de los cuadrángulos I-12 (San Gil), I-13 (Málaga), Colombia. Compilado por D. Ward, R. Goldsmith, J. Cruz, N. Téllez y L. Jaramillo.
- JARAMILLO, L., 1971.- *Informe sobre las manifestaciones de sulfuros de la Quebrada Cedrillal, Municipio de Coromoro, Depto. de Santander*. Ingeominas, 18 p. (inérito).
- JIMENO, A. y YEPES, J., 1963.- *Estudio de las reservas yesíferas de la región de Los Santos - Batán - Villanueva*. Bol. Geol. (Bogotá), 11 (1-3): 261-186.
- JULIVERT, M., 1958.- *La morfoestructura de la zona de Mesas al SW de Bucaramanga*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 1: 7-44.
- 1958.- *Geología de la zona tabular entre San Gil y Chiquinquirá (Cordillera Oriental, Colombia)*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 2: 23-47.
- 1959.- *Geología de la vertiente W del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 3: 15 - 34.
- 1961.- *Las estructuras del Valle Medio del Magdalena y su significación*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 6: 33 - 52.
- JULIVERT, M. y TELLEZ, N., 1963.- *Sobre la presencia de fallas de edad precretácica y post-Girón (Jura-Triásico) en el flanco W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia)*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 12.
- JULIVERT, M., et al., 1968.- *Léxique Stratigraphique International Amerique Latine*. Centre National de la Recherche Scientifique (París), 5 (4a): 651, Colombia (Premiere Partie).
- LANGENHEIM, R.L., Jr., 1954.- *Preliminary report on the Stratigraphy of the Giron Formation in Santander and Boyacá*. Informe 1011. Ser. Geol. Nal. Bogotá, 20 p.
- LANGENHEIM, J.H., 1960.- *Late Paleozoic and early Mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and correlation of the Girón Formation*. Bol. Geol. (Bogotá), 8 (1-3): 95 - 132.
- MORALES, L.G., et al., 1958.- *General Geology and Oil Occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia, in habitat of oil symposium*. Am. Assoc. Petr. Geol. (Tulsa), pp. 641 - 695.
- NAVAS, J., 1963.- *Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 12: 19 - 33.

- OPPENHEIM, V., 1940.- *Jurassic Cretaceous (Girón) beds in Colombia and Venezuela*. Am. Assoc. Petr. Geol. (Tulsa), 24: 1611 - 1619.
- OTERO, A. y ANGARITA, L., 1975.- *Ocurrencias minerales en el Departamento de Santander del Sur*. Informe 1686. Ingeominas, Bogotá.
- RENZONI, G. y OSPINA, C., 1969.- *Geología del Cuadrángulo J-12*. Informe 1546. Serv. Geol. Nal., Bogotá, 36 p.
- SCHEIBE, E., 1938.- *Estudios geológicos y paleontológicos sobre la Cordillera Oriental de Colombia*. Bogotá, Departamento de Minas y Petróleos (Colombia), 68 p. Parte I.
- SCHUCHERT, Ch., 1935.- *Historical geology of the Antillean Caribbean region*. John Wiley and Sons, Inc., New York, p. 811.
- TABORDA, B., 1952.- *Geología del área de Confines-Charalá, Departamento de Santander*. Informe 314. Ecopetrol, Bogotá.
- 1965.- *Guidebook to the geology of the Mesa de Los Santos*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 15: 5 - 30.
- TELLEZ, N., 1964.- *Geología de la Mesa de Barichara*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 18: 12-21.
- TRUMPY, D., 1943.- *Pre-Cretaceous of Colombia*. Geol. Soc. Am. Bull. (Boulder, Colorado), 54 (9): 1281-1304.
- ULLOA, C. y RODRIGUEZ, E., 1979.- *Geología de las planchas 170 Vélez y 190 Chiquinquirá*. Informe 1794. Ingeominas. Bogotá.
- VARGAS, R., ARIAS, A. y JARAMILLO, L., 1976.- *Geología del Cuadrángulo I-13 (Málaga)*. Informe 1712. Ingeominas, Bogotá, 103 p.
- WARD, D., et al., 1969.- *Mapa geológico de parte de los cuadrángulos I-12 (San Gil) e I-13 (Málaga), Colombia*. En Bol. Geol. (Bogotá), 21 (1-3).
- 1973.- *Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13 Pamplona, Depto. de Santander*. Bol. Geol. (Bogotá), 21 (1-3): 125.
- ZAMARREÑO, I. DE JULIVERT, 1963.- *Estudio petrográfico de las calizas de la Formación Rosablanca de la región de la Mesa de Los Santos*. Bol. de Geol. Univ. Ind. de Sant. (Bucaramanga), 15: 5 - 30.

SECCION ESTRATIGRAFICA

Quebrada La Caisa

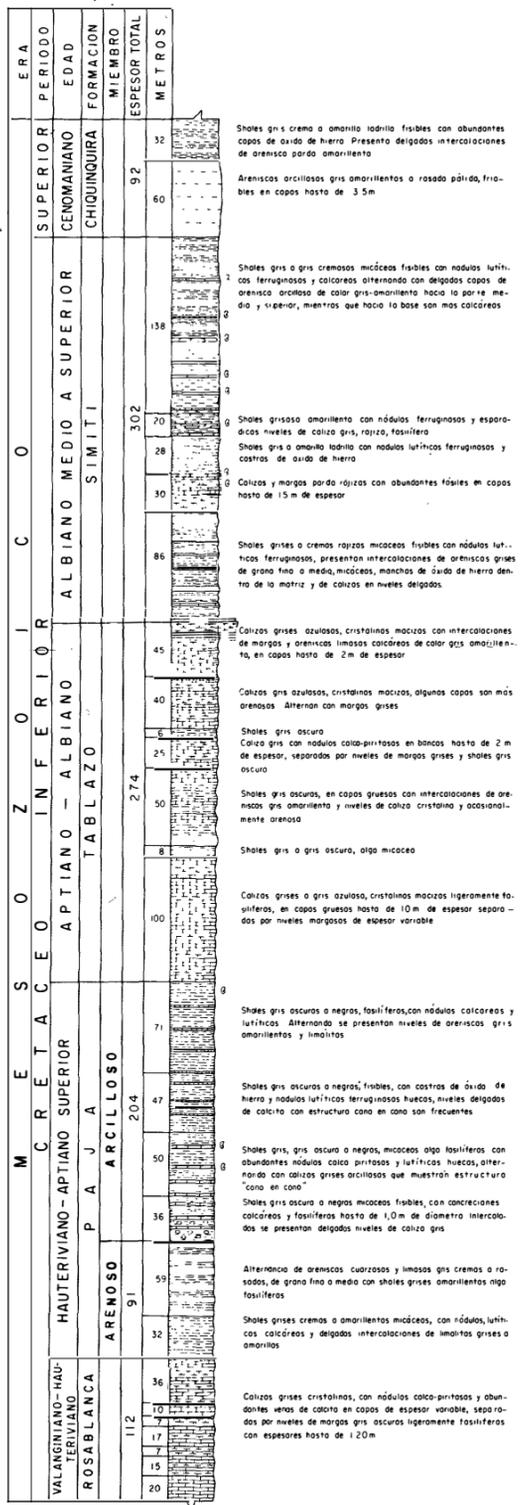
Plancha 151, Cuadrícula E-12



SECCION ESTRATIGRAFICA

Quebrada La Pava

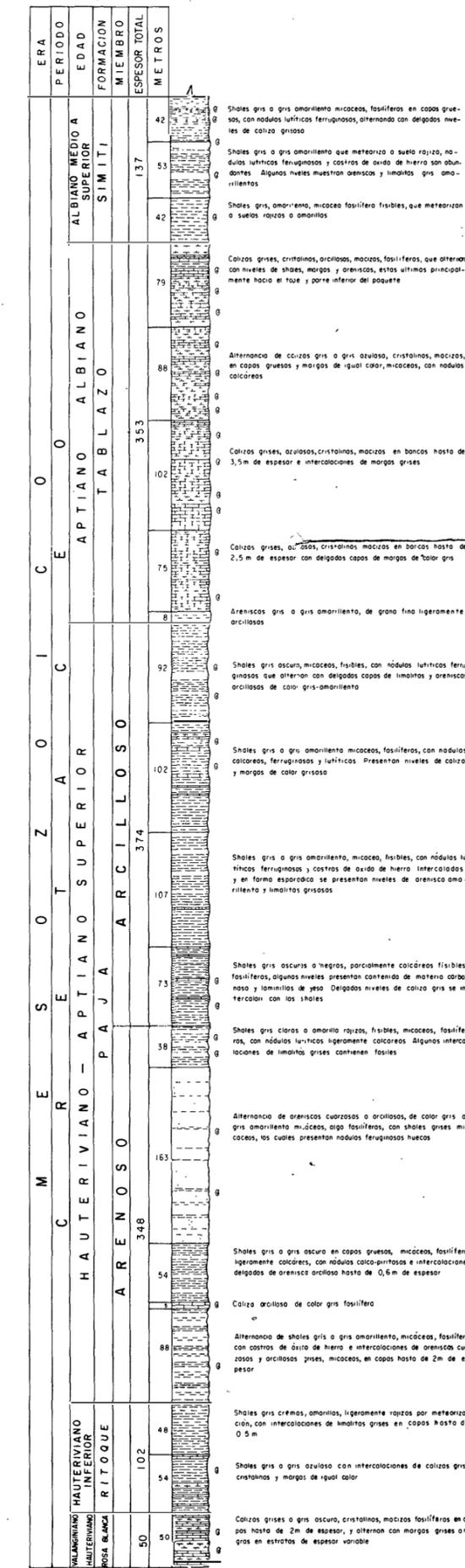
Plancha 151, Cuadrícula D-3



SECCION ESTRATIGRAFICA

Carretera Gámbita - Vado Real - Suaita

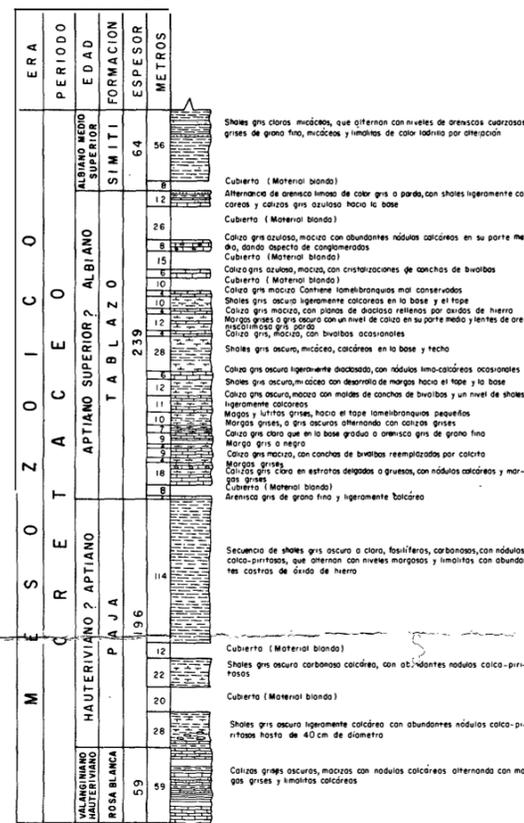
Plancha 151, Cuadrícula H-14



SECCION ESTRATIGRAFICA INTEGRADA

Municipio de Simacota

Plancha 135, Cuadrícula G-5



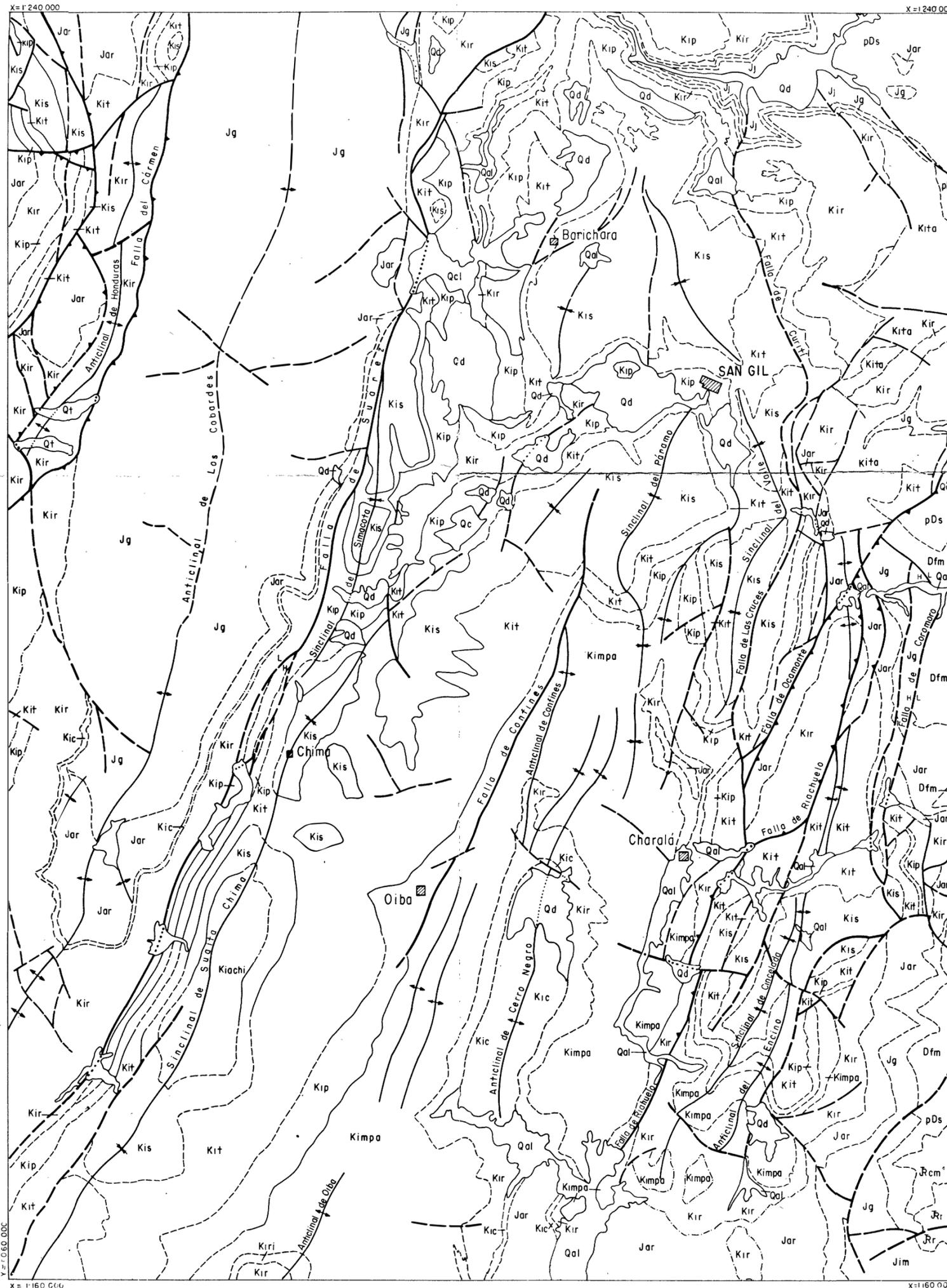
COLUMNAS
ESTRATIGRAFICAS

PLANCHAS 135 SAN GIL Y 151 CHARALA



LEVANTADAS POR: JOSE M. ROYERO Y VICTOR CARRILLO

LEYENDA

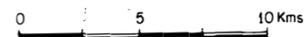


- Qal Cuaternario Aluvial
- Qd Cuaternario de Derrubio
- Q+ Cuaternario de Terraza

- Kschi Areniscas de Chiquinquirá
- Kis Formación Simití
- Kit Formación Tablazo
- Kip
Kimpa Formación Paja
- Kiri Formación Ritoque
- Kir Formación Rosablanca
- Kic Formación Cumbre
- Jar Formación Arcabuco
- Jg Formación Girón
- Jim Formación Montebel

- Kita Formación Tambor
- Jj Formación Jordán
- ROCAS IGNEAS**
- Rcm Cuarzomonzonita biotítica
- Rr Riolita

- Df
Dfm Formación Floresta
- pDs Formación Silgara



Nota: Estas planchas se encuentran disponibles en escala 1:50000 y se publicarán próximamente en escala 1:100000 con mayor detalle de el que se presenta en esta información

2-8-6*	1-7-9-3-6		
5-4-6*	1-7-9-6	6	1
2-6-10*	4-8-9-6	5-8-6	14*
1-2-6*	2-1-7-6	5-8-6	6-11*
10	11*	11*	
7-9-10	1-5-6*	7-6	3-1-6
7-4-6	1-4-9	1-6*	3-1-6
	11* 6*		
5-9-6*	8-6	8-6*	8-6*
8-6	5-6*	5-2-6*	5-6*

- 1- Angarita Leonidas
- 2- Carrillo Victor
- 3- Castro Alfonso
- 4- Daconte B Romel
- 5- Nino Mario
- 6- Pulido Orlando
- 7- Rodríguez J Antonio
- 8- Royero José María
- 9- Salinas Rosalba
- 11- Ulloa Carlos
- 12- Vargas Rodrigo

Ward, Goldsmith, Cruz y Restrepo

MAPA GEOLOGICO DE LAS PLANCHAS 135 SAN GIL Y 151 CHARALA