

EL GRUPO GIRON
UNA MOLASA MESOZOICA DE LA CORDILLERA ORIENTAL

POR
FABIO CEDIÉL *

* Dirección del autor: Dr. rer. nat. Fabio Cediél, Geól. Dipl.
Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geología. Bogotá.

SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL
BOGOTA, D. E. 1968

CONTENIDO:

	Páginas
PROLOGO	11
Resumen	11
Abstract	12
Zusammenfassung - Résumé	13
INTRODUCCION	15
A - REVISION DE LA LITERATURA EXISTENTE	15
B - EXPOSICION DEL PROBLEMA Y METODO DE TRABAJO.	20
C - SITUACION GEOLOGICA	22
LA SECCION TIPO DEL GRUPO GIRON	25
A - DESCRIPCION ESTRATIGRAFICA	25
1. Generalidades	25
2. Sucesión litológica	25
3. Las estructuras sedimentarias	29
B - PETROGRAFIA	31
1. Las areniscas	31
a) Descripción macroscópica	31
b) Examen microscópico	31
1. Textura	33
2. Composición mineralógica	35
3. Cemento	38
4. Clasificación	39
5. Interpretación de los resultados	41
2. Las arcillolitas y limolitas (lutitas rojas, red beds)	45
a) Descripción macroscópica	45

	Páginas
b) Examen microscópico	46
1. Textura	46
2. Composición mineralógica	46
3. Clasificación	46
4. Interpretación de los resultados	48
C - CONTENIDO FOSIL Y FACIES	49
1. Contenido fósil	49
2. Facies	50
a) Sedimentos fluviátiles	50
b) Sedimentos limno-fluviátiles	52
c) Sedimentos marinos	53
D - DIVISION ESTRATIGRAFICA Y EDADES	54
LOS SEDIMENTOS PRE-GIRON	61
A - GENERALIDADES	61
B - LA FORMACION BOCAS	63
1. Contenido fósil y edades	64
2. Facies	66
C - LA FORMACION JORDAN	66
1. Localidad tipo	66
2. Sucesión litológica	67
3. Rocas volcánicas asociadas	67
4. Extensión regional y facies	69
DESARROLLO SEDIMENTOLOGICO	71
A - GEOMETRIA DE LA CUENCA (o de las areniscas del Girón)	71
B - ORGANIZACION INTERNA Y DISTRIBUCION DE FACIES.	76
C - TECTO-SEDIMENTOLOGIA	81
COMPARACION REGIONAL	85
A - PARAMO LA RUSIA	85
B - PARAMO DE SUMAPAZ (Macizo de Quetame)	85
C - LA FORMACION LA QUINTA	88
BIBLIOGRAFÍA	89

I L U S T R A C I O N E S

FIGURAS	Páginas
Fig. 1. Columnas estratigráficas levantadas hasta el presente en el río Lebrija	17
Fig. 2. Esquema de las áreas ocupadas principalmente por rocas de las Formaciones Girón y La Quinta	19
Fig. 3. Localización del área de trabajo	21
Fig. 4. Estereograma en el flanco occidental del Macizo de Santander	23
Fig. 5. Esquema geológico de la localidad tipo del Grupo Girón .	26
Fig. 6. Columna estratigráfica tipo del Grupo Girón	29
Fig. 7. Tamaño y grado de redondez de 19 muestras de las areniscas del Grupo Girón	32
Fig. 8. Composición mineralógica de las areniscas del Grupo Girón.	36
Fig. 9. Denominación de las areniscas del Grupo Girón. Clasificación	40
Fig. 10. Situación geológica del conglomerado rojo de la Formación Girón	59
Fig. 11. Columna estratigráfica en "El Boquerón"	60
Fig. 12. Posición discordante de los estratos basales de la Formación Girón sobre el Paleozoico	62
Fig. 13. Columna estratigráfica en la localidad tipo de las Formaciones Jordán y Los Santos	67
Fig. 14. Corte W-E al occidente del Macizo de Santander	72
Fig. 15. Posición del conglomerado basal de la Formación Los Santos y del conglomerado rojo de la Formación Girón	73
Fig. 16. Modelos de facies (subfacies) aluviales, según Allen (1965)	77
Fig. 17. Área de sedimentación de la Formación Girón al W del Macizo de Santander	78
Fig. 18. Las Formaciones del Paleozoico superior y Mesozoico inferior en la Cordillera Oriental de Colombia y en la Cordillera de Mérida, Venezuela	87

TABLAS		Páginas
Tab. 1.	Edad de las Formaciones Girón y La Quinta, según diversos autores	16
Tab. 2.	Composición mineralógica de 19 muestras de areniscas del Grupo Girón	34
Tab. 3.	Clasificación de los sedimentos rojos	47
Tab. 4.	Edad de la flora fósil de las Formaciones Bocas, Girón y Montebel, según J. H. Langenheim (1961)	55
Tab. 5.	Edad relativa del Grupo Girón	56
LAMINAS		
Lám. I.	Microfotografías de areniscas y sedimentos rojos	96
Lám. Ia.	Algunas estructuras sedimentarias y conglomerados ...	96
Lám. II.	Esquema geológico del Pre-Cretáceo al oeste del Macizo de Santander	96
Lám. III.	Esquema geológico del Paleozoico al norte de Bucaramanga.	96

P R O L O G O

Los sedimentos mesozoicos pre-cretáceos de la Cordillera Oriental de Colombia continúan siendo motivo de controversia; pocos geólogos se han ocupado, brevemente, de ellos y siempre con resultados contradictorios. Esta situación confusa y desorientada constituía un desafío en el conocimiento geológico del país. La presente contribución, sin ser un estudio regional exhaustivo, intenta concretar conocimientos básicos respecto de este intervalo geológico. Los resultados de este estudio se exponen como medio y tesis de trabajo para investigaciones futuras.

Agradezco profundamente la asistencia científica que me prestaron los señores Prof. Dr. O. F. Geyer, quien visitó personalmente la región estudiada, Prof. Dr. H. Aldinger, Dr. K. Walenta y Dr. A. Okrajec, miembros del Instituto Geológico-Paleontológico y del Instituto de Mineralogía de la Universidad de Stuttgart (Alemania Occidental). Este estudio fue presentado ante la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad de Stuttgart como tesis doctoral (Dr. rer. nat.) y se publica con la debida autorización.

Deseo expresar mis más sinceros agradecimientos al señor Director Ing. Geól. Darío Suescún Gómez (Inventario Minero Nacional) por su interés y apoyo en la realización de este trabajo y al entonces Geólogo Jefe de la Zona IV (Bucaramanga) del Inventario Minero, Ing. Geól. Eduardo Gómez Reyes por la ayuda técnica que me permitió realizar el trabajo de campo durante nueve meses.

R E S U M E N

En su localidad tipo (río Lebrija, Cordillera Oriental de Colombia), el Grupo Girón está compuesto por una serie de areniscas e intercalaciones periódicas de lutitas rojas (red beds), de una potencia total aproximada de 4.840 m. La columna estratigráfica tipo se puede dividir litológicamente en dos formaciones: 1) La Formación Girón (\pm 4.650 m.), de edad triásica-jurásica, y 2) La Formación Los Santos (\pm 190 m.), que cubre concordantemente la primera y probablemente pertenece al Berriasiano.

La Formación Girón está constituida por subgrauwacas y lutitas rojas depositadas en un ambiente fluviátil o limno-fluviátil principalmente. La Formación Los Santos, un depósito marino de protocarcitas, contiene intercalaciones ocasionales de red beds y, o shales oscuros. El Grupo Girón cubre discordantemente sedimentos marinos del Devoniano, Carboniano y Permiano (Formaciones Bocas y Jordán); localmente reposa directamente sobre rocas cristalinas.

Este grupo representa una molasa típica post-variscica, transportada en dirección predominante E-W y formada por cuatro megaciclotemas depositados en una cuenca orientada N-S; en el W se interdigita con sedimentos marinos triásico-jurásicos del geosinclinal andino (Cordillera Central).

La Formación Jordán (Permiano?), una unidad estratigráfica nueva, está compuesta por limolitas y areniscas finas, rojas; contiene tobas ácidas soldadas y rocas volcánicas intermedias-básicas. La Formación Jordán se reconoció en el W y S del Macizo de Santander, como también en la Serranía de Perijá, Sierra Nevada de Santa Marta y Macizo de Quetame.

La molasa de Girón aflora en diferentes regiones del flanco W de la Cordillera Oriental de Colombia y se conoce también en la Cordillera de Mérida, Venezuela, bajo la denominación de Formación La Quinta.

A B S T R A C T

At the type locality on Río Lebrija in the Cordillera Oriental of Colombia, the Girón Group is composed of a series of sandstones and periodic intercalations of red lutites (red beds); it is approximately 4.840 m thick.

The type section can be divided lithologically into two formations: 1) The Girón Formation (± 4.690 m), of Triassic-Jurassic age and 2) The Los Santos Formation (± 190 m), which conformably overlies the Girón and is probably of Berriasian age.

The Girón Formation is composed of subgraywackes and red lutites which were deposited principally in a fluvial or limnic-fluvial environment.

The Los Santos Formation is a marine deposit of protoquarcites with occasional intercalations of red beds or dark shales. The Girón Group disconformably overlies marine sediments of Devonian, Carboniferous and Permian age (Bocas and Jordán Formations), except locally where it rests directly on igneous or metamorphic rocks. The Girón Group represents a typical molasse of post-Variscan age, that was transported predominantly from E to W. The Group consists of four megacyclothemata that were deposited in a basin elongated north-south. In the W these sediments interfinger with marine sediments of Triassic-Jurassic age belonging to the Andean Geosyncline (Cordillera Central).

The Jordán Formation (Permian?), a new stratigraphic unit, consists of red siltstones and fine-grained sandstones; it contains acid welded tuffs and volcanic rocks of intermediate to basic composition. The Jordán Formation is recognized W and S of the Santander massif, and also in the Serranía de Perijá, the Sierra Nevada de Santa Marta and the Quetame massif.

The molasse of the Girón crops out in different regions along the W flank of the Cordillera Oriental in Colombia and it is also known in the Cordillera de Mérida in Venezuela under the name, La Quinta Formation.

Z U S A M M E N F A S S U N G

Die Girón-Gruppe besteht an ihrer Typus-Lokalität (Río Lebrija, Ostkordillere Kolumbiens) aus ca. 4840 m mächtigen Sandsteinen mit periodisch eingeschalteten roten Lutiten (Redbeds).

Das Typus-Profil lässt sich lithologisch in zwei Formationen gliedern: 1) Die Girón-Formation (ca. 4.650 m) triassisch-jurassischen Alters, und 2) Die konkordant darüber liegende Los Santos Formation (ca. 190 m), welche wahrscheinlich in das Berriasien zu stellen ist. Die Girón-Formation wird von Subgrauwacken und Redbeds aufgebaut welche in fluviatilem-limnofluviatilem Milieu abgelagert wurden. Die marine Los Santos-Formation besteht aus Protoquarziten mit gelegentlich eingeschalteten Redbeds und/oder dunklen Schiefer-tonen.

Die Girón-Gruppe liegt diskordant über devon-karbon-permischen (Bocas und Jordán-Formation) Sedimenten. Stellenweise überlagert sie auch kristalline Gesteine. Sie stellt eine typische, aus vier Megacyclothemen bestehende Molasse dar, welche post-variscisch von E her in einen N- Sstreichenden Trog sedimentiert wurde. In W verzahnt sich diese Molasse mit marinen triassisch-jurassischen Sedimenten des mesozoischen "geosinclinal andino" (Zentral Kordillere).

Die Jordán-Formation, eine hier neuen aufgestellten stratigraphische Einheit (Perm?) besteht hauptsächlich aus silt bzw., Sandsteinen un führt saure Schmelztuffe und intermediäre bis basische Ergussgesteine. Die Jordán-Formation wurde W und S des Santander- Massivs sowie in den Sierra de Perijá, Sierra de Santa Marta und Quetame-Maziv nachgewissen.

Die Girón-Molasse streicht in verschiedenen Gebieten an der W-Flanke der Ostkordillere Kolumbiens aus und ist auch von der Cordillera de Mérida in Venezuela bekannt, wo sie La Quinta-Formation genannt wird.

R É S U M É

Dans la localité type (Río Lebrija, Cordillera Oriental de la Colombie) le Groupe Girón est composé par une série de sables avec d'intercalations périodiques de pélites rouges (red beds), d'une épaisseur approximative de 4.840 m.

La colonne stratigraphique type peut se diviser lithologiquement en deux formations: 1) La Formation Girón (± 4.650 m.), triasique-jurassique, et 2) La Formation Los Santos (± 190 m), qui enveloppe concordamment la première et probablement appartient au Berriasiane.

La Formation Girón est constituée par des subgrauwacke et pélites rouges déposées principalement dans un ambient fluvial ou limno-fluvial. La Formation Los Santos, un dépôt marin de protoquartzite, contient intercalations occasionnelles de red beds ou des shales obscurs. Le Groupe Girón couvre discordamment des sédiments marins du Dévonien, Carbonien et Permien (Formations Bocas et Jordán); localement il repose directement sur des roches cristallines.

Ce Groupe représente une molasse typique, post-variscique, emmenée principalement vers E-W et formée par quatres mégacyclotemes déposé dans un

bassin orienté N-S; dans le W s'interdigite avec des sédiments marins triasique-jurassique du géosinclinal des Andes (Cordillera Central).

La Formation Jordán (Permien?), une nouvelle unité stratigraphique, est composée de siltstones et de sables fins, rouges; contient des tufs soudés acides et des roches volcaniques intermédiaires-basiques. La Formation Jordán a été reconnue dans le W et le S du massif de Santander, ainsi que dans la Sierra de Perijá, Sierra Nevada de Santa Marta et massif de Quetame.

La molasse de Girón affleure en différentes régions du flanc W de la Cordillera Oriental de la Colombie et elle est connue aussi dans la Cordillera de Mérida, Venezuela, sous le nom de Formation La Quinta.

INTRODUCCION

A) REVISION DE LA LITERATURA EXISTENTE

(ver Tabla 1)

Ya desde las primeras descripciones geológicas de la region andina noreste (KARSTEN 1856), se colige que la Cordillera Oriental de Colombia y la Cordillera de Mérida, Venezuela (Fig. 2) están compuestas principalmente por sedimentos cretáceos. Las observaciones de SIEVERS (1888) sobre el Cretáceo inferior de Venezuela fueron más tarde confirmadas en Colombia por HETTNER (1892 : 15) : “En las cercanías de Girón y Zapatoca, y en otras localidades se encuentra debajo de Cretáceo fosilífero y particularmente en las proximidades de granito, neis y pórfidos una arenisca arcillosa roja, parcialmente blanca o manchada de verde, junto con arcillas laminadas [shale] de color violeta-marrón y calizas rojas, que conjuntamente queremos denominar Estratos de Girón. Es la misma arenisca rojo-amarilla que Karsten menciona como desarrollo especial del Neocomiano y que yo también, aunque faltan fósiles, considero como un desarrollo facial de la parte basal del Cretáceo inferior causado por la vecindad inmediata de las rocas cristalinas. También Sievers ve en él el miembro más inferior del Cretáceo en la Cordillera de Mérida, donde parece ser muy frecuente”.

Los trabajos posteriores, de STAPPENBECK (1927), LIDDLE (1928), SCHUCHERT (1935), OPPENHEIM (1937), KEHRER (1937) y SCHEIBE (1938), no presentan avances esenciales en el conocimiento de los “Estratos de Girón” (también llamados Conglomerado de Lagunillas, Serie de Lomita, Old Red Series, etc. en Venezuela), que continúan siendo considerados como la parte basal del Cretáceo.

Es KÜNDIG (1938) quien primero describe estas rocas en Venezuela; él logra también los primeros fósiles (restos de peces) y le asigna a la desde entonces llamada Formación La Quinta, una edad jura-triásica. Aún hoy tiene validez en Venezuela la asignación estratigráfica de Kündig y viene siendo confirmada indirectamente por trabajos más nuevos (ver p. e.: SUTTON 1946, ARNOLD 1966).

FORMACION GIRON (Santander, Colombia)		FORMACION LA QUINTA (Táchira, Venezuela)	
CRETACEO INFERIOR	KARSTEN 1856		SIEVERS 1888
	HETTNER 1892 (+)	STAPPENBECK 1927	LIDDLE 1928
		SCHUCHERT 1935	OPPENHEIM 1937
	SCHEIBE 1938		KEHRER 1937
TRIASICO JURASICO	OPPENHEIM 1940		KUNDIG 1938(+)
	DICKEY 1941	HEDBERG 1942	
	TRÜMPY 1943		
CARBONIANO - JURASICO	BRÜCKNER 1954		SUTTON 1946
	GERTH 1955		
	OLSSON 1956		
	HUBACH 1957		
	JULIVERT 1958		
	LANGENHEIM 1959-61		
NAVAS 1963			
BÜRGL 1964			ARNOLD 1966

Tab.1

La edad de las formaciones Girón y la Quinta, según diversos autores.

(+) Autor del nombre de la formación.

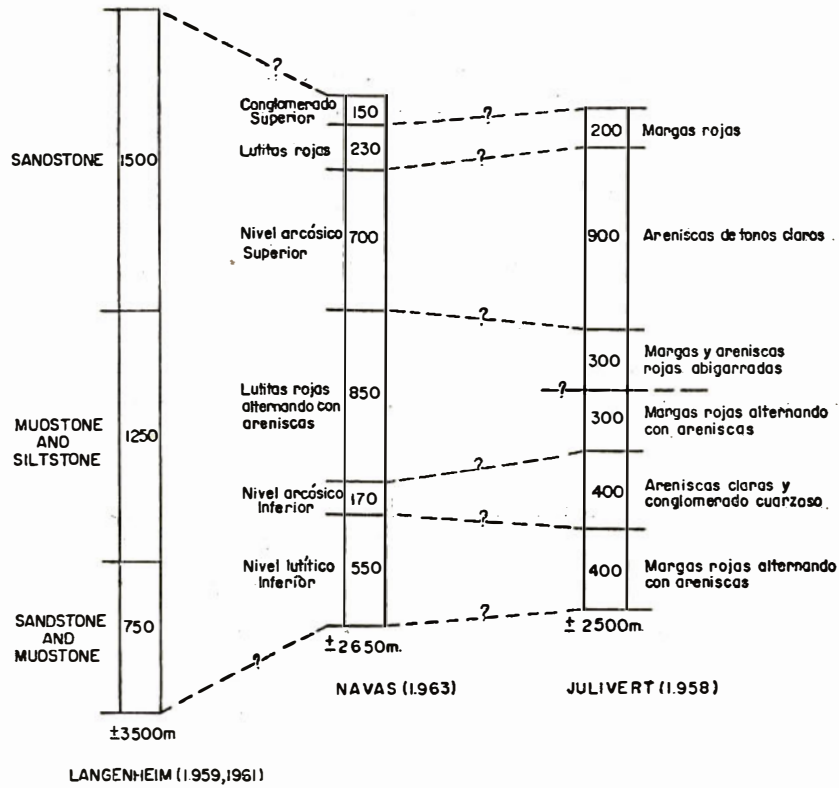


Fig. 1.— Columnas estratigráficas levantadas hasta el presente en el río Lebrija

En Colombia entonces se habló de los estratos de Girón como equivalentes de la Formación La Quinta (OPPENHEIM 1940, DICKEY 1941, HEDBERG 1942, TRÜMPY 1943) asignándoseles también una edad triásica-jurásica sin que éstos hubieran sido objeto de nuevos estudios. En la literatura geológica de Colombia y Venezuela se encuentra frecuentemente la denominación Formación Girón-La Quinta. Una corta nota de BRÜCKNER (1954) sobre el hallazgo de restos de plantas y ostracodos considerados como pertenecientes al Paleozoico (ver pág. 57) trae dudas acerca de la edad de la Formación Girón. Unos autores les dan poca importancia a los fósiles de Brückner, otros simplemente los ignoran (GERTH 1956, OLSSON 1956, HUBACH 1957, JULIVERT 1958). J. H. LANGENHEIM (1959, 1961) y R. L. LANGENHEIM (1959) siguen las indicaciones de BRÜCKNER (1954 : 113) y apoyándose en el estudio de nuevas colecciones de restos de plantas fósiles, le asignan a la mitad inferior de la Formación Girón una edad pensilvaniana. NAVAS (1963) no se manifiesta concretamente sobre la edad de la Formación Girón, contradice parcialmente los resultados de los trabajos de R. L. LANGENHEIM (1959) y describe de nuevo la localidad tipo.

Finalmente BÜRGL (1964) en una revisión general del "Jura-Triásico" en Colombia, diferencia, basado en los estudios de J. H. y R. L. Langenheim, dos unidades cronoestratigráficas:

- Neogirón = Liásico medio a superior.
- Paleogirón = Pensilvaniano superior.

Aunque BÜRGL (1964) no lo expresa claramente, podría asumirse que en algunas partes de la Cordillera Oriental se manifiesta un hiato o que por alguna razón demostrada faltan rocas del Permo-Triásico.

A excepción de BRÜCKNER (1954), J. H. LANGENHEIM (1959-1961), R. L. LANGENHEIM (1959) y NAVAS (1963), todos los otros autores citados mencionan la Formación Girón solamente al margen de estudios geológicos enfocados a otros problemas.

JULIVERT (1958) intenta por primera vez describir estratigráficamente la Formación Girón; este autor (1958 : 10) formula sus observaciones con poca seguridad, pero pueden resumirse en la columna de la Fig. 1. Tal como puede reconocerse fácilmente, esta columna constituye la base de la estratigrafía del Girón en la columna dibujada por NAVAS (1963). R. L. LANGENHEIM (1959) paraleliza su columna del río Lebrija con otra levantada al S, en el Páramo La Rusia. Los resultados obtenidos por los autores aquí

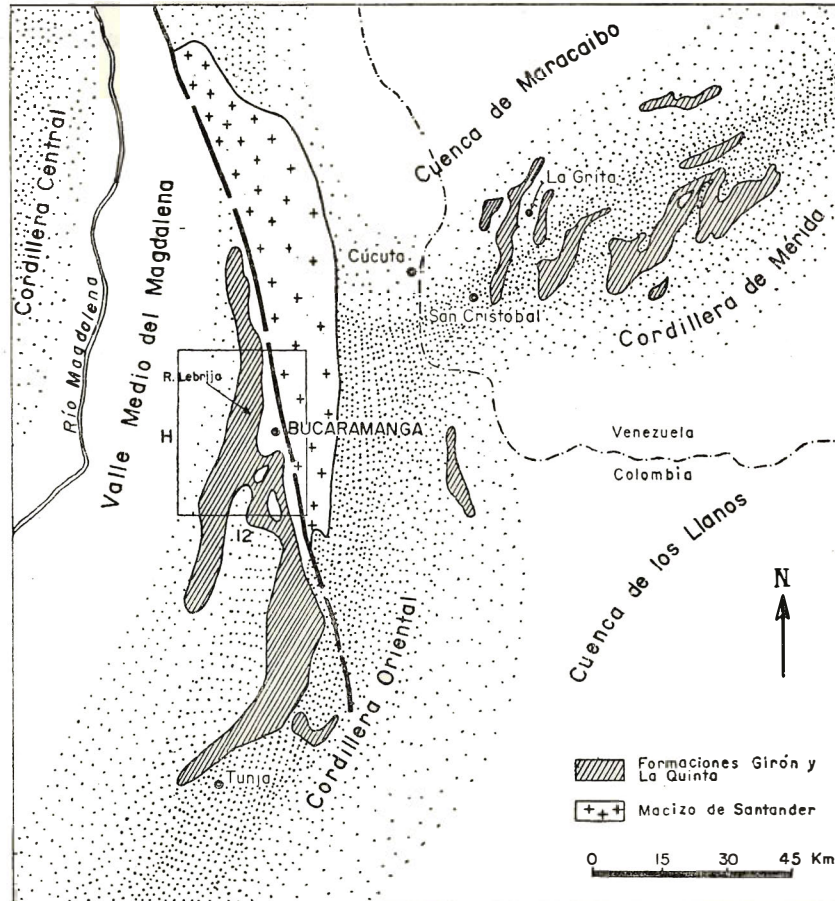


Fig. 2.— Esquema de las áreas ocupadas principalmente por rocas de las Formaciones Girón y La Quinta, según los mapas geológicos generales de Colombia (1962) y Venezuela (1955)

mencionados se discuten ampliamente más adelante. Por ahora debe anotarse brevemente que las observaciones litoestratigráficas de JULIVERT (1958) y NAVAS (1963) son inexactas, no se ajustan a las observaciones reales de campo. Las anotaciones litoestratigráficas de R. L. LANGENHEIM (1959) y J. H. LANGENHEIM (1961) pudieron ser confirmadas parcialmente, pero no las referentes a la facies y cambios de facies, como tampoco la edad que estos autores le asignan a la Formación Girón (ver pág. 55).

B) EXPOSICION DEL PROBLEMA Y METODO DE TRABAJO

Hasta hoy la literatura geológica de Colombia está saturada de generalidades y de informes contradictorios sobre las "rocas rojas" de la Formación Girón, formación que, según las necesidades del caso, se interpreta de diversas maneras. De la lectura de los trabajos citados arriba se deduce que preguntas fundamentales sobre la estratigrafía de estos sedimentos, han tenido respuestas diferentes según los distintos autores y que aún no se han formulado conceptos claros sobre las facies y desarrollo sedimentológico de la Formación Girón. Resumiendo, deben destacarse las preguntas fundamentales que durante la ejecución de este trabajo fueron motivo de particular atención:

1. Estratigrafía de los sedimentos del Girón, su posición y extensión en la localidad tipo.
2. Facies y situación de estos sedimentos dentro del desarrollo geológico de la actual Cordillera Oriental.

Después del reconocimiento de un área extensa en los alrededores del Macizo de Santander se eligió el valle del río Lebrija para el levantamiento de una columna estratigráfica. Tal como lo encontró R. L. LANGENHEIM (1959), es este el único sitio donde la Formación Girón aparece completa, aflorando también los sedimentos infra-y suprayacentes. Se hizo también la cartografía de la región circunvecina del Lebrija hasta donde fue necesario (ver Fig. 3). Para el levantamiento de la columna del Lebrija se dispuso de la base topográfica en escala 1:2.000 de la construcción de la línea del ferrocarril Bocas-Palmas-Conchal (Km. 90-109) y de mapas topográficos 1:25.000. Para la cartografía del Paleozoico y base del Girón al N de Bucaramanga se utilizaron mapas topográficos 1:10.000. Además se dispuso de aerofotografías y mapas foto-geológicos de Geophoto Service, Inc. en escala 1:50.000, como también de mapas topográficos 1:25.000 para toda el área de trabajo.

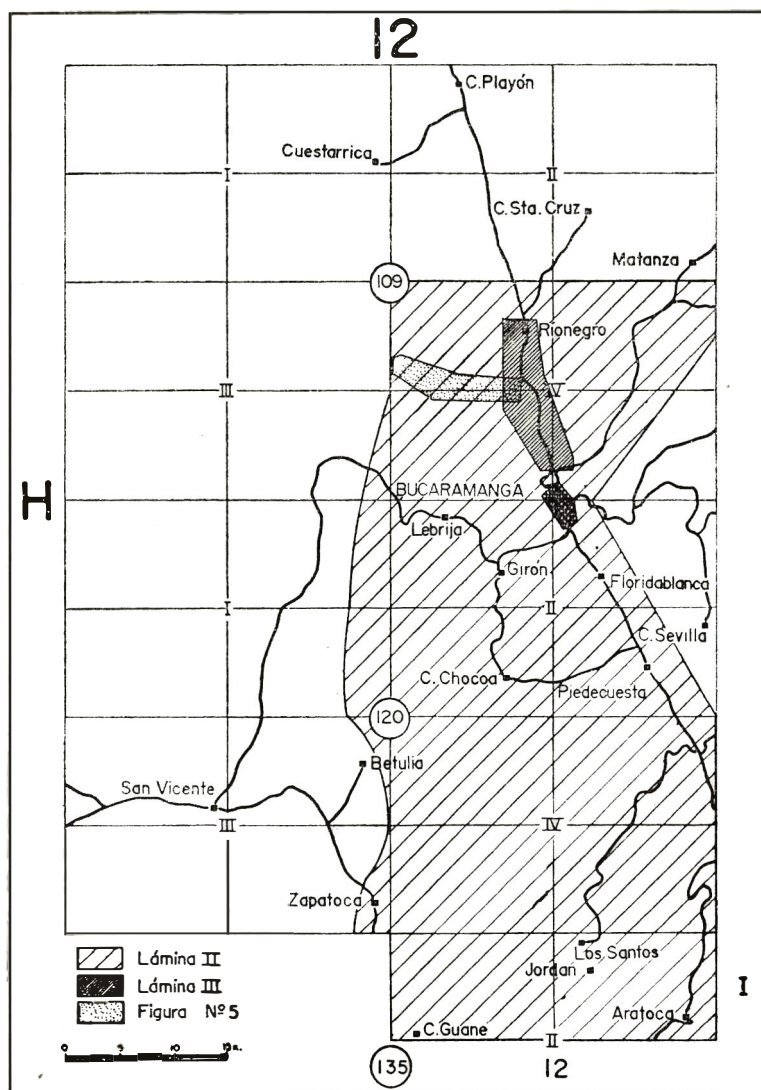


Fig. 3.— Localización del área de trabajo

Se estudiaron 200 secciones delgadas y 25 muestras de rocas fueron preparadas especialmente en búsqueda infructuosa de micro-fósiles.

C) SITUACION GEOLOGICA

Como localidad tipo (s.l.) del Grupo Girón se entiende la región esquematizada en la Lám. II, en el lado W del Macizo de Santander. En esta región se distinguen claramente dos unidades geológicas grandes cuyo límite común está constituido por la falla de Santa Marta (= falla de Bucaramanga) de rumbo SE-NW (Fig. 4):

1. En el NE, un conjunto de rocas cristalinas principalmente, perteneciente al Macizo de Santander y orientado en dirección aproximada N-S. De acuerdo con RADELLI (1962), se puede dividir el macizo en tres complejos principales:

- El Complejo de Ocaña, en el N, compuesto por una sucesión ininterrumpida de microgranitos, granitos porfídicos y pórfidos de cuarzo.
- La parte media del macizo, o Complejo del Páramo de Berlín, directamente al E de Bucaramanga, contiene además de granitos y granodioritas, también migmatitas, cuarcitas, filitas y esporádicamente anfibolitas.
- El Complejo de Pescadero al S, está compuesto principalmente de granitos y pórfidos de cuarzo; además se conocen cuarzo-monzonitas, neises graníticos y esquistos micáceos hasta filitas.

Las rocas graníticas, que ocupan un área extensa, parecen poseer una composición mineralógica muy unitaria: cuarzo, ortoclasa (microclina), plagioclasas ácidas, anfíbol, biotita y titanita con zircón y apatita como accesorios. Con frecuencia se observan transiciones completas de granito a pórfido de cuarzo. Dentro del Macizo de Santander mismo, y en graben pequeños de orientación aproximada NS, se encuentran restos de sedimentos paleozoicos, tal como ocurre en el graben de Matanzas (ver Lám. II). Restos de Cretáceo inferior que yacen discordantes sobre rocas cristalinas, son testigos de la transgresión cretácea que cubrió todo el macizo.

2. Al W y SW de la falla de Bucaramanga se presenta una región constituida principalmente por depósitos del Mesozoico inferior (Grupo Girón). En el borde E de esta región, es decir, contra la falla de Bucaramanga se encuentran bloques relativamente pequeños en los que afloran sedimentos del Paleozoico superior (Formaciones Bocas y Jordán) como también, localmente, rocas metamórficas.

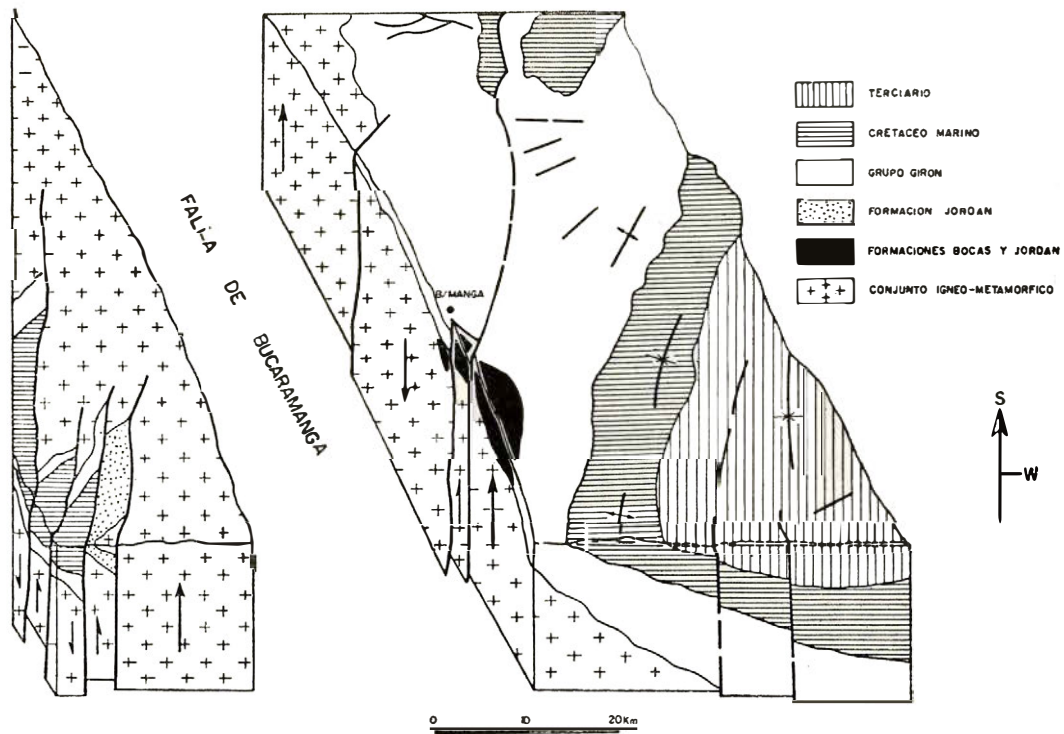


Fig. 4.—Estereograma en el flanco occidental del Macizo de Santander

El Grupo Girón, una serie esencialmente clástica con variaciones grandes y brucas de espesor, cubre discordantemente el Paleozoico y las rocas cristalinas; aflora en una faja relativamente angosta localizada entre el Macizo de Santander y las calizas de la Formación Rosablanca (Cretáceo inferior).

La región ocupada por el macizo propiamente dicho muestra un relieve abrupto, con alturas hasta los + 4.000 m. Al W de ésta, la "Región de las Mesas" tiene una topografía suave y una altura promedio de 1.300 m; la cortan los ríos Chicamocha, Sogamoso y Lebrija en valles profundos y angostos.

Los sedimentos paleozoicos están afectados por fallas importantes y en menor grado por plegamientos. Las rocas mesozoicas en la parte septentrional de la región de Las Mesas, o sea, en la plataforma del Lebrija, presentan sinclinales y anticlinales amplios, siendo sin embargo, el buzamiento regional general hacia el W. En la parte meridional, ocupada en gran parte por sedimentos cretáceos, el buzamiento al W es muy suave, los estratos están casi horizontales. Una red complicada de fallas SE-NW y SW - NE, interesa significativamente esta mitad sur del área trabajada. A excepción de la falla del Suárez, de un desplazamiento vertical y longitud considerables, éstas no alcanzan importancia regional. La falla del Suárez, activa hoy aún, constituye el límite W del graben de Bucaramanga, lleno de gravas y bloques cuaternarios.

LA SECCION TIPO DEL GRUPO GIRON

A) DESCRIPCION ESTRATIGRAFICA

1. GENERALIDADES

Aproximadamente 20 kms al N de Bucaramanga, en la localidad Bocas (Cgto. Bocas, Fig. 5) confluyen los ríos Negro y de Oro para formar el río Lebrija. Este se dirige inmediatamente hacia el W por un valle en V, angosto y profundo. Los afloramientos creados por el río, los destapes y canteras hechas para la construcción de la línea del Ferrocarril (Bocas-Conchal) permiten observar directamente la sucesión de rocas presentes en esa región (Fig. 5 y 6). Los valles de algunas quebradas afluentes, como la Q. Honda, Q. Angula y Q. Piedra Azul, complementan, por lo menos en trayectos considerables, los afloramientos a lo largo del río. Las otras quebradas, más pequeñas, permiten un control local de la situación general.

A partir del kilómetro 95, después de que el río corre definitivamente y por un trayecto largo en dirección SN, es decir, aproximadamente en dirección paralela al rumbo de los estratos, el valle se amplía y comienza la depositación de cantidades apreciables de aluviones; los afloramientos son entonces muy escasos y aislados.

Es interesante anotar las claras relaciones observadas entre los caracteres de las rocas (dureza, susceptibilidad de meteorización, etc.), su posición estructural y la morfología creada por el río, más exactamente, el curso y sinuosidades del mismo: los cambios fuertes de dirección (quiebres que no siempre llegan a los 90°) coinciden claramente con la ubicación en el terreno de los límites estratigráficos de los conjuntos litológicos diferenciados en el Grupo Girón (Fig. 5).

2. SUCESION LITOLOGICA

Aproximadamente 1 km aguas abajo de Bocas, el valle del río Lebrija se angosta repentinamente y cambia su curso en dirección NW. Aquí, donde fue construída la represa de la Central Hidroeléctrica del río Lebrija, se observa un cambio litológico definitivo:

después de los shales gris oscuro a negros y algunas calizas de la Formación Bocas, comienza una serie monótona de areniscas generalmente conglomeráticas con intercalaciones periódicas de limolitas y arcillolitas rojas. Esta serie (que de ahora en adelante se denominará Grupo Girón) suprayace las formaciones Bocas o Jordán en discordancia angular que localmente se puede reconocer fácilmente. Sobre el Grupo Girón sigue concordante y sin que se pueda reconocer discontinuidad alguna en la sedimentación, una sucesión de calizas oscuras, en su parte basal lumaquéticas (Formación Rosablanca, Cretáceo inferior). El rumbo general del Grupo Girón es aquí NS. El buzamiento de la base de la serie es de 60° W; después se presenta un sinclinal suave sucedido de un anticlinal bien desarrollado. A partir de la mitad de la serie los estratos buzan más o menos constantemente entre 30° y 50° W para desaparecer finalmente bajo las calizas de la formación Rosablanca (ver Fig. 5). La uniformidad de las areniscas dificulta identificar rápidamente las subdivisiones litológicas de la serie; sin embargo una observación detenida muestra que los sedimentos rojos se presentan exclusivamente en conjuntos determinados, fáciles de identificar y localizar dentro de la columna (ver Fig. 6, Co. B, D, F, H). Los conjuntos de "red beds" separan así conjuntos de areniscas (Fig. 6, Co. A, C, E, G), que a su vez se manifiestan y caracterizan claramente todo el Grupo. Las características petrográficas de estas areniscas varían progresivamente a través de toda la columna, sin consideración de los conjuntos de "red beds" que se intercalan.

Tal como lo muestra la Fig. 6, la columna se ha subdividido informalmente en "Conjuntos Litológicos" (abreviado Co.) que a excepción del más joven (Co. H), no llegan al rango estratigráfico de Formaciones o Miembros (ver pág. 54). Una descripción corta de cada uno de estos conjuntos litológicos permite formarse una idea más clara y concreta de la estratigrafía del Grupo Girón:

Co. A. (610 m). Arenisca de grano grueso, conglomerática, compacta, con estratificación entrecruzada en unidades grandes (hasta 2 m de espesor). Lechos delgados de conglomerados de cuarzo y esporádicamente con cantos de caliza hasta de 4 cm. de diámetro. El color de las areniscas¹ varía entre gris claro, medio (6) y gris claro (7).

Se presentan lentes lutíticos de tonos gris azulado (5B 5/1 a 5GY 4/1) y de una potencia máxima de 3 m. Este material fino llega escasamente a un 5% del total del conjunto basal (Co. A), que se halla bien expuesto y está localizado en el sector comprendido entre la Represa (Puente del Lindero) y el lado E del Puente Remolinos.

¹ La determinación de los colores de las rocas se hizo según el Rock-Color Chart, Geol. Soc. Ame. (1951).

- Co. B. (590 m). Interestratificación de areniscas de grano medio a grueso con red beds. Los bancos de areniscas, en potencia hasta de 1 m, presentan estratificación entrecruzada definida. Los lechos de conglomerados de cuarzo en diferentes colores, se encuentran esporádicamente. El color de las areniscas (gris azulado claro, 58 7/1) se diferencia poco del color de las areniscas en Co. A. Los red beds pasan lateralmente y sin límites definidos, a lutitas generalmente grises verdosas y finalmente a areniscas. Los límites inferior y superior son por el contrario, muy nítidos no solamente en cuanto al color sino particularmente en el tamaño del grano; estos límites representan generalmente superficies inclinadas de erosión. Se trata pues, de una interestratificación irregular de cuerpos lenticulares que se diferencian entre sí por su color y el tamaño del grano. Las relaciones aquí descritas entre red beds y areniscas se repiten sin variaciones fundamentales en todos los conjuntos con red beds (Co. D, F), a excepción de Co. H. Los red beds de Co. B (aproximadamente 40% del Conjunto) son de color rojo-púrpura grisoso (5RP 4/2) hasta púrpura grisoso (5P 4/2). Poco antes del Km 106 se observa la última capa de sedimentos rojos, finalizando así el Co. B.
- Co. C. (430 m). Areniscas de grano medio a grueso en cuerpos de estratificación entrecruzada hasta de 2.50 m de potencia. Con frecuencia se encuentran lechos de conglomerados de cuarzo (exclusivamente) con cantos hasta de 4 cm de diámetro. En general las areniscas son muy duras, relativamente bien calibradas y "limpias". El color varía entre gris verdoso (5G 6/1) y gris-oliva claro (5Y 5/2). Debido a que el buzamiento lentamente disminuye, hasta llegar a obtener una dirección contraria a la general, formando así un ligero sinclinal en el sector ocupado por el conjunto C, éste ofrece un extenso afloramiento a lo largo del río Lebrija. Esta estructura y el anticlinal que la sigue (Fig. 5) es la razón por la que en la cantera de La Vega ya afloran algunas red beds del conjunto siguiente, Co. D.
- Co. D. (650 m). Interestratificación de areniscas con red beds en bancos hasta de 1 m de espesor. En la parte superior las areniscas (gris verdosas, 5G 6/1) contienen numerosos lechos de cantos de cuarzo. En Co. D predominan los sedimentos rojos (60%), cuyo color varía entre rojo grisoso (5R 4/2) y rojo negruzco (5R 2/2). Esporádicamente se encuentran en la base de este conjunto lentes pequeños (de 2-3 cm de espesor) de carbón con restos de plantas mal conservados.
- Co. E. (1.040 m.). Areniscas de grano medio, compactas y en bancos de un espesor máximo de 70 cm que, lateralmente, pero también verticalmente, pasan a lutitas y ocasionalmente a arcillolitas. Localmente se puede observar estratificación entrecruzada bien desarrollada. Los lechos de conglomerados de cuarzo son menos frecuentes que en los conjuntos anteriores. El color predominante en Co. E es el gris azulado, medio (5B 5/1); sin embargo se presentan tonos oscuros, hasta gris oscuro (N 3), tanto hacia la base como hacia el techo, mientras que en la parte media (poco antes de la Central Hilebrija, Palmas), dominan colores muy claros (gris amarillento, 5Y 8/1). Co. E se caracteriza en general por su estratificación irregular y la presencia frecuente de estratos de arenisca fina, lutitas o arcillolitas con lentes pequeños de carbón donde se encuentran restos de plantas mal conservados.

- Co. F. (250 m). La apariencia general de este conjunto se diferencia poco de la ya descrita del Co. D. Aquí en el Co. F los red beds se hacen más frecuentes hacia la parte superior; las areniscas ocurren en bancos un poco más potentes y contienen más conglomerados de cuarzo. Los red beds en tonos que van de rojo grisoso (10R 4/2) a marrón-rojo (10R 2/2) alcanzan escasamente a un 30% del conjunto total. Particularmente en la parte basal se observa la presencia de sedimentos gris oscuros, indicando la transición de Co. E a Co. F. Los sedimentos rojos terminan entre el Km 98 y el Viaducto del Desecho (también llamado Puente Negro), dando comienzo así al conjunto G.
- Co. G. (1.080 m). Areniscas de grano grueso en cuerpos de estratificación entrecruzada de 4 m de potencia máxima. Localmente se presentan capas ricas en moscovita, quizás más frecuentes en la parte media del conjunto. En la parte superior de Co. G los lechos conglomeráticos aumentan en número; hacia el techo disminuye el tamaño del grano y el espesor de los bancos hasta 40-80 cm. En la base de Co. G predominan colores gris verdoso (5G 6/1), que paulatinamente pasan a gris amarillento (5Y 7/2) y finalmente a amarillo grisoso (5Y 8/4). Este conjunto está bien expuesto a lo largo del río Lebrija solamente hasta la parte media, es decir, hasta aproximadamente el viaducto de Piedra Azul; la parte superior y la transición progresiva hacia el siguiente conjunto (Co. H) se halla expuesta en la Q. Piedra Azul, en cuyo curso superior aparecen los primeros sedimentos rojos.
- Co. H. (190 m). Areniscas de grano fino bien calibradas de color naranja claro (10YR 8/2) en las que se intercalan bancos de color rojizo (5R 4/6) generalmente del mismo material; estas areniscas rojas pueden lateralmente cambiar a lutitas o arcillolitas rojizas también, o verduscas. Todo el conjunto es bien estratificado (estratificación cruzada tabular, ver pág. 29) en bancos que varían entre 20 y 80 cm de espesor. Hasta muy pocos metros antes del límite superior de Co. H se presentan red beds, que en total comprenden un 30%. El techo de este conjunto y por consiguiente el fin de toda esta serie clásica está bien expuesto en el curso superior de la Q. Piedra Azul. Entre las últimas areniscas y las calizas oscuras y fosilíferas de la Formación Rosablanca se encuentra un banco de margas amarillas grisáceas con capas muy delgadas de calizas, cuyo espesor total no sobrepasa 1.50 m.

Debe mencionarse aquí brevemente la presencia en el río Lebrija de un "Conglomerado Rojo" que ocurre entre los conjuntos G y H, compuesto exclusivamente de cantos de red beds. En el Km 95 alcanza solamente 0.5 m de espesor y los cantos un diámetro hasta de 8 cm; en el Km 93 llega ya a + 100 m de potencia y contiene cantos hasta de 25 cm de diámetro. La localización, distribución y significado de este conglomerado ["Conglomerado Superior" de NAVAS (1963)] se discute ampliamente más adelante (ver pág. 79).

3. LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

PETTIJOHN, POTTER & SIEVERS (1965) diferencian estructuras sedimentarias primarias, secundarias y orgánicas, una clasificación genética que permite interpretaciones sedimentológicas particularmente. En cuanto a la génesis de las areniscas del Grupo Girón, las estructuras sedimentarias siguientes son especialmente importantes:

— Estructuras sedimentarias primarias: bajo esta denominación se entiende, estructuras que se originan en el momento de la depositación (sin-sedimentarias) y antes de la compactación de los sedimentos.

Estratificación entrecruzada: una estructura limitada a unidades simples de sedimentación, compuesta de una sucesión sistemática de capas internas inclinadas con respecto al plano principal de depositación (POTTER & PETTIJOHN 1963 : 1968). La estratificación entrecruzada es una de las estructuras más significativas y características del Grupo Girón. De los numerosos términos y propuestas de clasificación de estas estructuras (ver p. e. : ILLIES 1949, ALLEN 1963) se emplea aquí la terminología descriptiva de MCKEE & WEIR (1953) :

— Estratificación cruzada simple (“simple cross-stratification”): unidades grandes “large scale”, de lentes o cuerpos cuneiformes. Este tipo (también llamado “wedge-torrential cross-stratification”) es típico de los conjuntos litológicos A, C y G. Es característico el cambio frecuente en la distribución del tamaño del grano, que va desde grano medio hasta cantos de + 4 cm de diámetro. Si bien es cierto que este fue el diámetro mayor de los cantos observados en la sección del río Lebrija, en los lechos de conglomerados de cuarzo, en la facies de piedemonte (ver pág. 79) se presentan cantos hasta de 15 cm; ejemplos bien expuestos de estos conglomerados gruesos se observan en los afloramientos de la carretera Bucaramanga-Piedecuesta. La dirección de caída de las capas frontales (“pseudo-buzamiento”) tiene variaciones relativamente pequeñas. La estratificación cruzada simple se reduce por sedimentación continua (sin intervalos de erosión) sobre un plano inclinado.

— Estratificación cruzada plana (también, basiplana o tabular), (“planar cross-stratification”): caracteriza exclusivamente el conjunto litológico H. Típica en su forma de unidades de sedimentación lateralmente muy extensas y en areniscas de grano fino bien calibradas.

— Estratificación cruzada cóncava (“trough-cross-stratification”). Este tipo se encuentra con relativa frecuencia en los con-

juntos con red beds (Co. B, D y F) y localmente junto con estratificación cruzada simple de unidades medianas (“medium scale”) en Co. E. Según ILLIES (1949 : 98) la estratificación cruzada cóncava (también llamada “festoon-cross-stratification”) representa la continuación, en dimensiones mayores, de la estratificación ondulítica en sedimentos gruesos. Este tipo se origina mediante erosión y sedimentación sucesivas.

Calcos de flujo: se observaron particularmente en Co. G, en la misma posición estratigráfica del “conglomerado rojo” (ver pág. 28). Se trata de lóbulos (y canales) alargados conservados en la base de las areniscas. La dirección de corriente que ellos muestran coincide con la dirección de transporte de las areniscas, indicada por la estratificación entrecruzada (ver pág. 74).

Ondulas asimétricas: ocasionalmente asociadas con cantos pequeños de cuarzo ocurren en Co. E, como también en la parte superior del conjunto G.

— Estructuras sedimentarias secundarias: se denominan aquellas originadas después de la depositación final de los sedimentos.

Calcos de carga: se observaron en Co. D y esporádicamente en Co. B protuberancias bulbosas hasta de + 40 cm de diámetro en la base de las areniscas, que penetran los red beds que les infrayacen. Se originan por efecto de carga diferencial (diferencia de materiales).

Grietas de desecación: se presentan con frecuencia en Co. E. y Co. G, generalmente rellenas por material arenoso o conservadas como calcos en la base de las areniscas.

Vesículas arcillosas: con un diámetro mayor hasta de + 15 cm, ocurren con frecuencia en todos los conjuntos a excepción de Co. H. Se presentan tanto aisladas, como también formando conglomerados de cantos de shale (“shale-pebble-conglomerates”). Algunas de ellas fueron rodados de arcilla acorazados, es decir, que han tenido revestimiento de grava y hasta cantos pequeños de cuarzo. Ejemplos bien expuestos de estas últimas se encuentran en Co. A, pocos metros aguas abajo de la represa, en la margen derecha del río y también en la Q. Piedra Azul, dentro del conjunto G.

Las estructuras sedimentarias orgánicas siguientes, fueron identificadas con seguridad:

Calcos de raíces: son particularmente frecuentes en Co. E y se hallan bien expuestos en la Q. Honda. Se trata de estructuras en forma de tubos muy delgados (en corte longitudinal tienen la apariencia de grietas) rellenas de arena que corren más o menos verticalmente a partir de la superficie de los estratos, ramificándose hacia abajo. En algunas capas estas estructuras se hacen tan

numerosas que se podría hablar de suelos fósiles (“fossile Wurzelböden”, LINCK 1943).

Ícnofósiles: se observaron solamente en Co. H; en la sección del río Lebrija (Q. Piedra Azul), no son tan frecuentes como en la Mesa de los Santos, localidad tipo de la Formación Los Santos (Co. H, ver pág. 58). Estructuras a manera de cordones hasta de 10 cm de largo, en la superficie de los bancos de areniscas. Posiblemente se trate de huellas de arrastre (repicnia) de vermes.

B) PETROGRAFIA

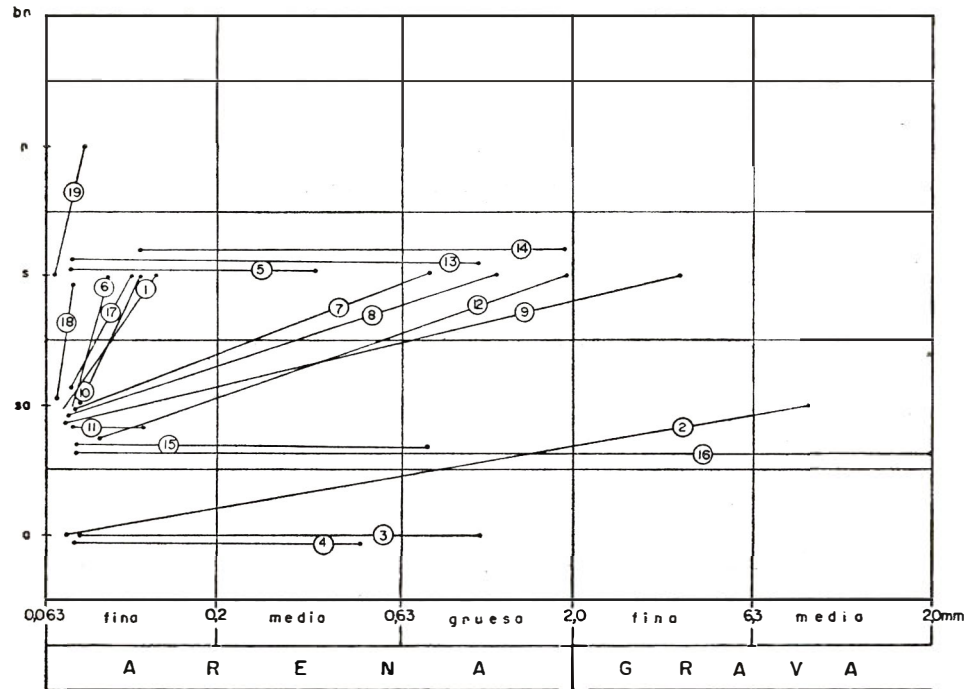
1. LAS ARENISCAS

a) Descripción macroscópica.

Ya se mencionó en la descripción litológica, que la columna estratigráfica en el río Lebrija está compuesta por una serie continua de areniscas en las que periódicamente se intercalan lutitas de color rojo (red beds). Las areniscas componen el 80% de la columna, es decir, que predominan claramente. La caracterización y diferenciación de estas areniscas con base en observaciones macroscópicas ofrece dificultades grandes: se trata en general de areniscas de grano medio a grueso, conglomeráticas, en su mayoría muy compactas, es decir, bien cementadas. Solamente en Co. G se observaron algunas capas relativamente friables. A excepción de los conglomerados de cuarzo, la gran mayoría de los componentes clásticos caen bajo la denominación angular hasta subangular; pocas veces se les puede llamar semiredondeados (Fig. 7). Las determinaciones macroscópicas del tamaño o grado de redondez de los granos, debido a su inexactitud, no permiten ver diferencias apreciables suficientes. Quizá la única observación clara se refiere a las areniscas de Co. H que por su uniformidad y composición casi monomineralógica, se identifican fácilmente en el campo. El resto de las areniscas, en las que difícilmente se reconocen macroscópicamente feldespatos o fragmentos de rocas, podrían confundirse con areniscas cuarcíticas muy puras. Algunos colores pueden predominar en cada uno de los conjuntos y quizá ser una ayuda de campo, pero nunca llegan a ser tan característicos que logren identificar estratigráficamente un afloramiento, mucho menos una muestra.

b) Examen microscópico.

Después de estudiar cualitativamente todas las muestras y secciones delgadas de las mismas, procedentes de la sección del río Le-



Grado de redondez: a = angular; sa = subangular; s = semirredondeado; r = redondeado; br = bien redondeado.

Fig. 7. Tamaño y grado de redondez del grano en 19 muestras de las areniscas del Grupo Girón en la localidad tipo (explicación en el texto).

brija, se eligieron las mejor calibradas (19 muestras) para ser examinadas cuantitativamente por el método de conteo de puntos. También se procuró una distribución regular de las muestras dentro de la columna, buscando así no omitir ninguno de los conjuntos de areniscas diferenciados en el campo. El resultado del estudio y evaluación de las muestras elegidas se considera pues representativo de la petrografía del Grupo Girón en su localidad tipo.

1. Textura.

Tamaño, forma y grado de redondez de los granos. En el microscopio se midió el diámetro mayor, tanto del grano más pequeño como del grano más grande, dentro de la fracción de arenas. El grado de redondez se determinó comparativamente según Russel, Taylor & Pettijohn (ver tablas en MÜLLER, 1964). El resultado de estos exámenes está resumido gráficamente en la Fig. 7. En este gráfico cada muestra está representada por una línea recta que une los valores de los diámetros medidos. Si esa línea permanece dentro de los límites de uno de los grados de redondez, significa que en la misma muestra predomina ampliamente ese grado; si por el contrario, la línea ocupa dos campos, quiere decir que la muestra representada contiene granos en cantidades aproximadamente equivalentes que pertenecen a dos grados de redondez. Generalizando y resumiendo se puede anotar que:

1. Siete muestras permanecen dentro de la fracción de arena fina, entre ellas las tres situadas en la parte más superior de la serie (17, 18, 19).
2. Tres muestras (2, 9, 16) sobrepasan el tamaño arena, es decir, que contienen gravas.
3. El resto de las muestras (3, 4, 5, 7, 8, 12, 13, 14, 15), contienen granos de tamaño medio a grueso, predominantemente.
4. Se observa una tendencia general de los granos hacia el diámetro mayor medido; vale decir, que el gráfico no indica la distribución del tamaño del grano de cada muestra.
5. La mayoría de las areniscas están compuestas por granos subangulares o semirredondeados.
6. Todos los granos, independiente de su composición mineralógica (cuarzo, feldespato o fragmentos de rocas), presentan el mismo grado de redondez.
7. La mayoría de los granos de cuarzo muestran una forma alargada (elongación).
8. Las observaciones hasta aquí mencionadas indican una composición bimodal de casi todas las areniscas. A excepción de las areniscas en Co. H, no se puede identificar regularidad o sis-

	A			B		C			D	E				F-G				H	
	10011	10019	10024	10027	10035	10038	10041	10045	10054	10060	10061	10065	10068	10072	10074	10076	10077	10078	10085
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
C	43,0	40,8	47,4	52,2	52,4	51,0	53,6	54,4	56,8	68,2	67,6	66,2	61,8	61,4	53,6	52,0	56,4	85,0	88,8
R	28,0	30,2	33,4	24,8	28,6	25,0	25,6	23,2	23,0	14,0	14,4	15,0	13,2	24,0	30,4	31,8	29,2	3,8	5,6
F	16,0	15,6	15,0	18,0	15,2	18,6	14,6	19,6	15,6	11,8	14,0	14,6	16,0	10,8	15,2	12,0	8,4	7,8	
C		3,4		1,0	0,8			1,6	2,4		1,6	2,6	7,6	3,0					
S	2,4	5,6	3,0	0,8	2,0	2,0		1,2	0,8	1,0	0,6	0,4		0,4	0,8				2,4
M	1,0	0,8	0,6	1,0	0,2	1,0	1,2		0,6	1,8		0,2	0,8	0,2		0,4			
B	0,6	0,2	0,2	0,6		0,2	0,4		0,4										
Ot.	0,2	0,2											0,6			0,2	0,2		1,0
Rx	41,0	43,6	37,6	29,8	32,4	30,4	31,8	26,0	27,6	20,0	18,4	19,2	22,2	27,8	31,2	36,0	35,2	7,2	11,2
C.q.	2,4	9,0	3,0	1,8	2,8	2,0		2,8	3,2	1,0	2,2	3,0	7,6	3,4	0,8				2,4
C.c.	8,8	3,2	0,4	1,6	0,8	2,2	4,6		0,4	3,2	1,8	1,0		0,2		3,6	5,8	3,4	2,2

Tab. 2

Composición mineralógica (% en peso) de 19 muestras de areniscas del Grupo Girón (Localidad Tipo). C = cuarzo, R = fragmentos de rocas, F = feldspatos, C = Ca CO₃, S = SiO₂, M = moscovita, B = biotita, Ot = otros (minerales opacos y pesados), Rx = R + C + S + M + B + Ot + C.q. + C.c.; C.q. = cemento químico (= C + S), C.c. = cemento clástico (= arcillas y material lutítico)

tema alguno que gobierne la distribución del tamaño del grano en la columna, o determine variaciones en el grado de redondez.

Relaciones entre los granos. A excepción de muy pocas muestras, casi todas las areniscas de la sección del Lebrija presentan un esqueleto de granos fijos, "fixed grains" (ALLEN, 1962 : 678). Contactos de punto y longitudinales son los más frecuentes. A veces se observan suturas, es decir, contactos estilolíticos de pequeñas dimensiones; parecen ser un poco más frecuentes en Co. A hasta Co. D. Esporádicamente se observan granos de feldespato quebrados entre los granos de cuarzo; las micas muestran ondulaciones y dobleces.

El porcentaje de espacios intersertales es bastante bajo en todas las areniscas.

2. Composición mineralógica.

Cuarzo. La gran mayoría de los granos de cuarzo muestra extinción ondulosa, reconocible aun en granos muy pequeños. El cuarzo es generalmente claro y de apariencia fresca; solamente en Co. H se observaron algunos granos levemente corroídos y recubiertos con hematita ("coating"). En algunos granos se observaron enclaves líquidos ("gotas" alineadas), como también agujas de rutilo, moscovita y cristales diminutos de cuarzo idiomorfo, siendo estos últimos menos frecuentes. El crecimiento secundario de los granos de cuarzo, observación que se hace frecuentemente, se realiza en continuidad óptica con el grano original.

La participación de cuarzo en la composición de las areniscas varía a lo largo de la columna (Tab. 2, Fig. 8): aumenta progresivamente de + 40% en Co. A, a + 70% en Co. E. A partir de Co. E disminuye el contenido de cuarzo mientras que la participación de fragmentos de rocas aumenta; en la parte superior de Co. G el cuarzo alcanza solamente un 50%. En Co. H el predominio de cuarzo se presenta rápidamente hasta llegar casi al 90%.

Feldespato. La ortoclasa y las plagioclasas ocurren en cantidades más o menos equivalentes. Entre los feldespatos potásicos se observan maclas de microclina con relativa frecuencia. Las plagioclasas son en su gran mayoría ácidas (+ oligoclasa). En todas las secciones delgadas de las muestras estudiadas cuantitativamente se observó la presencia simultánea de feldespatos frescos y meteorizados. Se pudo distinguir tres modos diferentes de meteorización de los feldespatos, así:

Sericitización: sericita en láminas muy pequeñas reemplaza irregularmente algunos granos de feldespato, quizás con más frecuencia los potásicos, pero siempre dejando restos identificables del mineral original. Es este el tipo más común de meteorización.

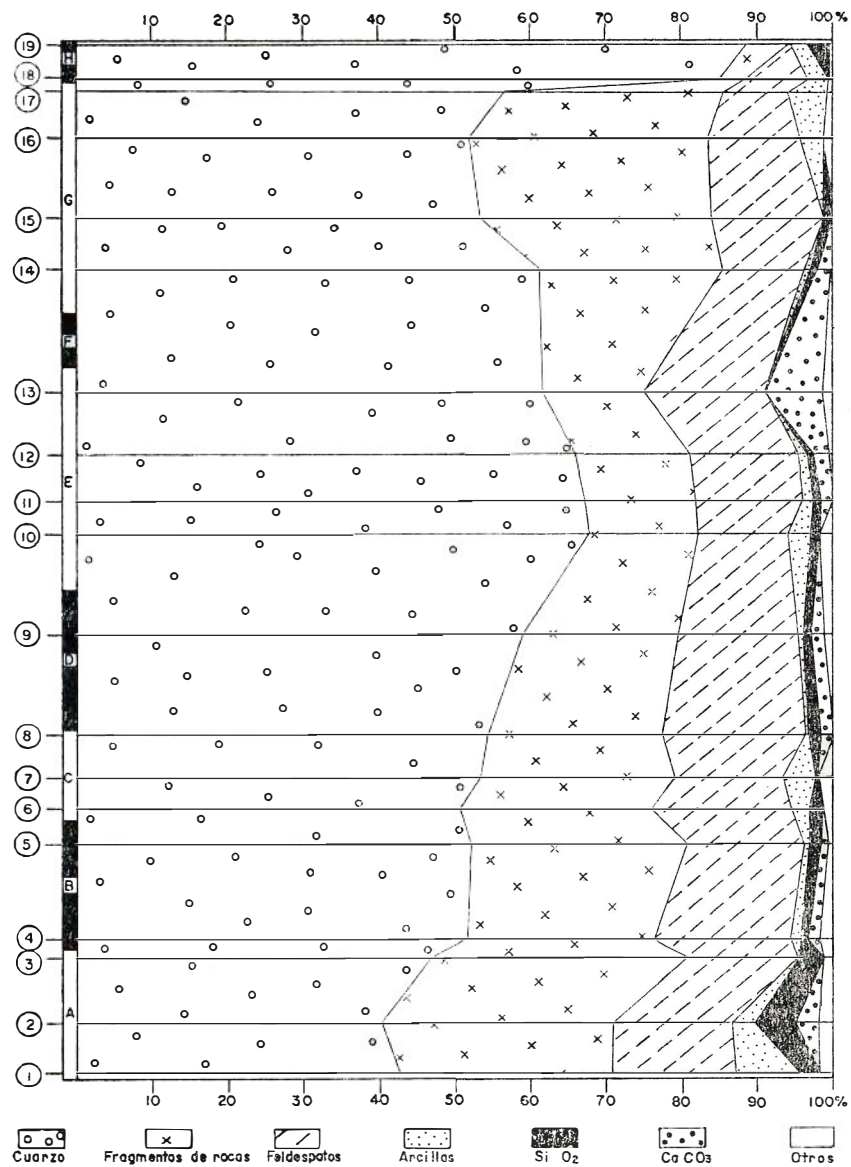


Fig.8 Composición mineralógica de las areniscas del Grupo Girón en la localidad tipo

Calcitización: se observa de vez en cuando a lo largo de las laminillas de plagioclasa; en ocasiones llega a reemplazar buena parte de los granos formando agregados de calcita xenomorfa. La calcitización puede presentarse también atacando exteriormente los granos de feldespato, es decir, que se trata en ese caso de CaCO_3 de soluciones intersertales, fenómeno diagenético que claramente se diferencia de la meteorización pre-sedimentaria de los feldespatos.

Silicificación: en algunos pocos casos se identificó con seguridad reemplazamiento de sílice en los feldespatos.

Es interesante destacar la ausencia de feldespatos con zonificación de ninguna clase. Llama también la atención el decrecimiento paulatino del porcentaje de feldespatos, de la base al techo de la columna.

Micas. Cuantitativamente las micas desempeñan un papel muy subordinado en la composición de las areniscas del Grupo Girón (máximo 1,8% en la parte basal de Co. E). La moscovita es generalmente fresca y más abundante que la biotita. Gran número de cristales de biotita son aún fuertemente pleocroicos, otros menos frescos presentan varias fases de transición a clorita. En los conjuntos A y E, particularmente en este último, la biotita es un poco más frecuente, mientras que está totalmente ausente en Co. D, G y H.

Fragmentos de rocas. Fragmentos de las rocas siguientes, en orden decreciente de frecuencia, fueron identificados en las secciones delgadas:

Metamórficas: cuarcita, generalmente de grano fino, en fragmentos de un tamaño mayor al del promedio del resto de los granos de la arenisca en cuestión. Filita o esquistos micáceos con granos de cuarzo bastante aplanados; las micas de apariencia muy fresca. Una buena parte de estos fragmentos está mineralizada (hierro).

Sedimentarias: Se trata casi exclusivamente de arcillolitas levemente calcáreas. La forma original de estos granos es difícil de reconocer, pues diagenéticamente han sido muy comprimidos y deformados. Los fragmentos de rocas sedimentarias son mucho menos frecuentes que los de metamórficas.

Igneas: Fragmentos graníticos y porfiríticos (con segregaciones cuneiformes) cuyo tamaño por lo general tiende a concentrarse en las fracciones menores. Cuantitativamente los fragmentos de rocas ígneas son insignificantes.

Acerca de la distribución de los fragmentos de rocas en la columna estratigráfica, debe anotarse lo siguiente:

1. Fragmentos de rocas sedimentarias se pueden identificar con seguridad en Co. A, donde también ocurren en número mayor (hasta + 10% del total de fragmentos de rocas).
2. En todas las muestras hay un dominio definitivo de los fragmentos de rocas metamórficas.
3. El decrecimiento paulatino de la totalidad de los fragmentos de rocas de la base al techo de la columna se interrumpe por un aumento en Co. G, alcanzando en este último conjunto, nuevamente el valor de Co. A. Es interesante anotar que este aumento de fragmentos de rocas metamórficas a partir de Co. E no influencia cuantitativamente el contenido de feldespatos de las areniscas ².

Otros. Bajo "otros" se entiende aquí (Tab. 2), componentes en número menor al 1%. Se trata casi exclusivamente de minerales opacos, o pesados, entre los cuales sobresalen zircón, anatasa y turmalina; ocasionalmente se observó magnetita y hematita. Con pocas excepciones, el tamaño del grano de estos minerales es menor que el de las arenas. No se pudo establecer regularidad alguna en la distribución de los accesorios dentro de la columna.

3. Cemento.

Arcillas. En casi todas las areniscas se presenta en cantidades variables agregados de minerales de arcilla, en ocasiones rellenando espacios intersertales, otros, fuertemente comprimidos entre los granos de los demás minerales; dentro de estos agregados no es rara la presencia de sericita, esporádicamente clorita o localmente enriquecimientos de hematita. La cantidad mayor de cemento clásico se presenta en la base de Co. A (8.8%, Tab. 2), que disminuye lentamente para aumentar luego en Co. G. El alto porcentaje registrado en Co. A podría estar falsificado por la presencia de fragmento de rocas sedimentarias, que no siempre se les puede reconocer como tales (ver pág. 37).

SiO₂. Cuarzo secundario es relativamente común en todas las areniscas examinadas, particularmente en aquellas de la parte basal de la serie. En Co. A se midió el valor más alto: 5.6% de los granos de cuarzo muestran crecimiento secundario. En Co. H vuelve a ser importante la silicificación de las areniscas.

Una cantidad insignificante de sílice ocurre también en forma de calcedonia casi siempre como relleno de micro-diaclasas.

CaCO₃. El cemento cálcico alcanza su máximo valor, 7.6%, en la parte superior de Co. E. Se trata siempre de calcita con lami-

² Esta observación se explica por la apreciación general de que las rocas metamórficas son más pobres en feldespatos que las ígneas, lo cual confirma a su vez la validez del "source-rock-index". (Ver pág. 41).

nillas bien desarrolladas, que reemplaza a veces cuarzo o feldespato. Esporádicamente se observa la presencia de agregados xenomorfos de CaCO_3 en espacios intersertales con minerales de arcilla.

4. Clasificación.

Una revisión, aun ligera, de todas las secciones delgadas muestra que la fracción de arena domina claramente sobre todos los demás tamaños de grano. Para la evaluación cuantitativa petrográfica es necesario elegir los parámetros apropiados que permitan una caracterización completa del material que se estudia. Una discusión de las muchas clasificaciones propuestas para areniscas (ver p. e.: HUCKENHOLZ 1963, MCBRIDE 1963, PETTIJOHN et al., 1965), sobrepasa los límites del presente trabajo. Ya que en el estudio petrográfico de las areniscas del Grupo Girón se buscó ante todo dar respuesta a interrogantes estratigráficos-sedimentológicos, se prefirió la clasificación de PETTIJOHN (1954, 1957).

Los resultados obtenidos, presentados a continuación en forma resumida, permiten asignar las areniscas del Grupo Girón a una familia y dos subfamilias, así:

a) El contenido máximo de material arcilloso como relleno intersertal alcanza solamente un 8.8% del total de una muestra (en Co. A). Los espacios intersertales están rellenos parcialmente con cemento químico.

b) A excepción de dos muestras (100/13 y 10078/18), el contenido de fragmentos de roca (valor máximo 33.4% en la muestra 10024/3) es siempre definitivamente mayor que el de feldespatos (valor máximo 19.6% en la muestra 10045/8).

c) De acuerdo con lo expuesto en a) y b), todas las areniscas estudiadas pertenecen a la familia de las areniscas líticas ("lithic sandstones" = areniscas con fragmentos de rocas = grauwacas pobres en arcillas).

d) A excepción de las muestras 10078/18 y 10085/19 (Co. H), en las que el cuarzo detrítico llega a más de 75%, en todas las demás el mismo cuarzo se mantiene entre 40.8% (100/19/2) y 68.2% (10060/10). Las areniscas líticas del Grupo Girón pueden subdividirse pues en dos subfamilias:

- **Subgrauwacas: las areniscas de los conjuntos litológicos A hasta G.**
- **Protocuarcitas: las areniscas del conjunto H.**

Llama la atención la agrupación de las subgrauwacas y las protocuarcitas en el diagrama triangular, de acuerdo con su posición estratigráfica (Fig. 9).

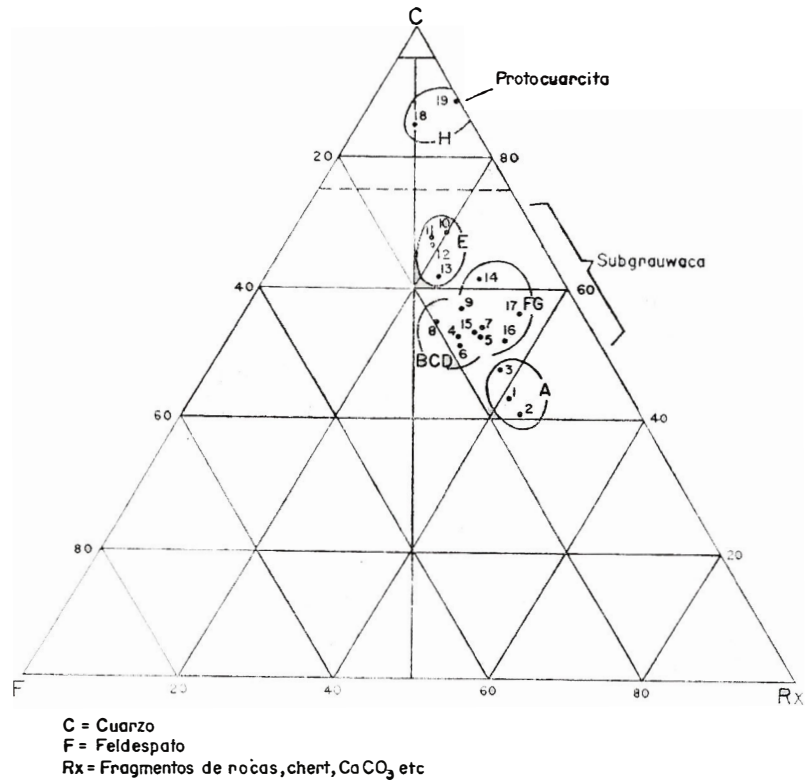


Fig. 9 Denominación de las areniscas del Grupo Girón. Clasificación según PETTIJOHN (1954, 1967)

5. Interpretación de los resultados.

La contribución porcentual de cuarzo (C), feldespato (F) y fragmentos de rocas (más SiO_2 , CaCO_3 , etc. = Rx, ver pág. 40, Fig. 8) así como la presencia o ausencia de una matriz en las areniscas, está controlada por tres factores: 1. procedencia (roca fuente), 2. madurez y 3. fluidez (viscosidad del medio de transporte).

Roca fuente (área de suministro). La paragénesis y algunas características especiales de los minerales permiten deducir qué grupo principal de rocas contribuyó en el suministro de material que compone las areniscas del Grupo Girón. En este caso se puede utilizar el índice de roca fuente ("source-rock-index", PETTIJOHN 1954 : 361), que se calcula por la relación de feldespato/fragmentos de rocas. En las areniscas estudiadas, el predominio porcentual de los fragmentos de rocas es muy claro, indicando que el volumen y área mayor de la región de donde provienen, estaba compuesta principalmente por rocas metamórficas de bajo grado (filitas y esquistos micáceos), mientras que las rocas sedimentarias y volcánicas (particularmente estas últimas) ocurrían en proporciones menores. El contenido relativamente pequeño de feldespatos, comparado con el de fragmentos de rocas, muestra que las rocas plutónicas desempeñaron un papel subordinado como roca fuente.

Numerosos autores han intentado obtener información acerca de la roca fuente de areniscas mediante el estudio de características particulares de los granos de cuarzo que las componen. Tales características son: forma del grano, enclaves que contiene y tipo de extinción óptica.

INGERSON & RAMISCH (1942) demostraron que tanto en rocas ígneas como metamórficas los granos de cuarzo no redondeados, presentan una elongación preferentemente paralela al eje *c* a las superficies del romboedro. También se demostró experimentalmente que la elongación paralela al eje *c* no es ocasionada por abrasión durante el transporte. A pesar de todo esto, se ha observado y mostrado en estadísticas (ver p. e.: BORKMAN 1952), que en metamorfismo regional de rocas ácidas, los granos de cuarzo se alargan debido a los efectos de "stress"; se podría argumentar también, que en rocas ígneas que hayan sufrido una orogénesis fuerte, pueden presentarse elongaciones, modificaciones, en la forma de los granos de cuarzo. De todos modos, la presencia de granos alargados de cuarzo junto con fragmentos numerosos de rocas metamórficas en las subgrauwacas de la Formación Girón, parecen apoyar la tesis de que la elongación del cuarzo detrítico es índice de rocas metamórficas en el área de suministro.

De los numerosos trabajos que se ocupan de enclaves en cuarzo, basta mencionar los siguientes: MACKIE (1896), KRYNINE (1940) y KELLER & LITTLEFIELD (1950). Aunque no faltan discrepancias, existe más o menos uniformidad de conceptos sobre su clasificación e interpretación:

Enclaves globulares (es decir, enclaves esféricos, generalmente de líquidos) y enclaves irregulares (indeterminables y de forma irregular), que se observan frecuentemente en las areniscas del Grupo Girón, indican la naturaleza granítica de la roca fuente. Los enclaves aciculares (en forma de agujas) de turmalina, menos comunes, muestran también procedencia granítica. Los enclaves regulares (determinados con seguridad) de cuarzo idiomorfo y micas, relativamente escasos en los granos de cuarzo de las areniscas del Girón, ocurren con frecuencia en neises y esquistos. La frecuencia de enclaves globulares, en los granos de cuarzo con extinción ondulosa, acusa la presencia de cuarzo filoniano, frecuente en las intrusiones graníticas. La riqueza de cuarzo de extinción ondulosa en las areniscas del Girón, hace pensar en esfuerzos tectónicos importantes y efectos grandes de "stress" que afectaron las rocas fuente. Los estratos del Grupo Girón no han sufrido esfuerzos tectónicos significativos petrográficamente. El grado de extinción ondulosa varía notablemente en los distintos granos que contiene una misma sección delgada; tampoco se observó orientación alguna de la extinción, en ninguna de las areniscas estudiadas. Recientemente BLATT & CHRISTIE (1963) lograron allegar evidencia sobre el significado que tiene la extinción ondulosa respecto de la longitud de transporte y el ciclo de sedimentación de la arenisca (ver pág. 43). Los mismos autores niegan, en cambio, el valor que esta característica de los granos de cuarzo pueda tener en estudios de procedencia (roca fuente, bien sea rocas ígneas o metamórficas).

Las cantidades relativamente grandes de fragmentos de rocas y feldespatos que contienen las areniscas indican claramente que el área de suministro fue solevantada rápidamente, en forma tal que pronto fue despojada de su cubierta sedimentaria y a su vez las rocas cristalinas (principalmente rocas supracrustales, en sentido de PETTIJOHN, 1957) fueron erodadas. La distribución regular y casi sistemática de algunos componentes a lo largo de la columna (ver p. e.: los feldespatos, Fig. 8), indican un solevantamiento continuo, paulatinamente decreciente, de las rocas fuente. El aumento súbito de fragmentos de rocas metamórficas en la parte inferior de Co. F podría explicarse mediante un desplazamiento lateral del área de suministro. El porcentaje de feldespatos solo, muestra que el área de suministro fue sometida a un diastrofismo

fuerte; la ocurrencia simultánea de feldespatos frescos y meteorizados presupone una erosión torrencial, es decir denudación violenta de material meteorizado (regolito) y rocas frescas mediante corrientes de agua. El área fuente ha tenido pues un fuerte relieve, que suministra simultáneamente clásticos frescos y en distintos grados de meteorización.

Madurez. La madurez de una arenisca se juzga por su composición mineralógica y por las características texturales que presenta. La composición mineralógica y la textura son a su vez criterios para la clasificación de areniscas, así que la denominación petrográfica indica ya un grado de madurez. Las subgrauwacas poseen un bajo grado de madurez. De acuerdo con PETTIJOHN (1954, 1957), la relación feldespato + fragmentos de rocas/cuarzo + chert es medida de madurez mineralógica. En las areniscas del Girón se puede constatar un aumento progresivo de la madurez mineralógica, de la base al techo de la serie (Tab. 2, Fig. 8). La madurez textural se juzga según FOLK (1951 : 128) por: 1. decrecimiento del contenido de arcillas (más micas menores de 0.003 mm), 2. mejor calibrado y 3. aumento del grado de redondez. En las areniscas del Girón no se observa claramente cambios regulares, según estos criterios, pero según el esquema propuesto por el mismo autor, las areniscas de los conjuntos A hasta G se pueden calificar de inmaduras a submaduras; en cambio las areniscas de Co. H pueden ser maduras o supermaduras.

Así como la composición o madurez mineralógica de una arenisca es una función del estado tectónico del área fuente, así también la madurez textural es "a function of the amount of physical modification by agents at the site of deposition and therefore, an index of the rate of subsidence of the basin" (FOLK, 1951 : 130).

Transporte. El concepto de "fluidez" o viscosidad del medio de transporte, mencionado ya anteriormente, es definido por PETTIJOHN (1954, 1957) como la relación arena/matriz (= "sediment/fluid ratio"). La viscosidad del medio de transporte determina el grado de separación de las fracciones de arenas y de limo durante el transporte. La ausencia de una matriz significa, por consiguiente, que el medio de transporte de esa arenisca poseía un grado bajo de viscosidad, conclusión a que se llega en el estudio de las areniscas del Grupo Girón. Tres características principales acusan un transporte corto de las areniscas de los conjuntos A hasta G: el grado de redondez, la presencia de numerosos fragmentos de rocas y la abundancia de granos de cuarzo de extinción ondulosa; este último siendo energéticamente menos estable que el cuarzo normal, es susceptible de descomponerse o destruirse más fácil y rápidamente

durante el transporte. Las areniscas del Co. H se diferencian del resto de la serie, particularmente en cuanto se refiere a la duración del transporte (más alto grado de redondez).

Diagénesis. Factores físico-químicos, post-sedimentarios, conducen ineludiblemente a transformaciones mineralógicas y modificaciones de la textura de un sedimento. Aunque estos procesos transcurren en forma paralela y simultánea, se pueden considerar separadamente:

—De acuerdo con SLOSS & FERAY (1948) y HEALD (1955, 1956) las suturas y microestilolitos en las areniscas son prueba de la existencia de soluciones de presión. La disolución de cuarzo por presión fue demostrada experimentalmente y en fecha reciente por HEALD & RENTON (1966). Los microestilolitos observados en las areniscas del Girón se limitan siempre a campos muy pequeños; en algunos casos se puede hablar de “pitting” en el sentido de CARROZI (1960 : 20), es decir, que parcialmente se trata de un intercrecimiento de los granos de cuarzo. A excepción de las areniscas de Co. H, se observó que en las muestras donde se presentan microestilolitos también ocurre cuarzo secundario. HEALD (1956b) y THOMSON (1959 : 92), hacen presente que parece haber una relación entre el contenido de arcillas y soluciones de presión. Esto se explicaría como consecuencia del aumento del valor pH de las soluciones intersertales, debido a la presencia de minerales de arcilla, ocasionando así una mayor solubilidad de SiO_2 (ver p. e.: DEGENS, 1965 : 76). Todas las areniscas del Grupo Girón con cuarzo secundario contienen cantidades variables de minerales de arcilla. El estudio detenido de las secciones delgadas de las areniscas del Girón, permite reconocer transformaciones minerales en el siguiente orden:

1. Deshidratación de los minerales de arcilla.
2. Precipitación de SiO_2 y crecimiento secundario de los granos de cuarzo.
3. Precipitación de CaCO_3 y reemplazamiento de cuarzo y feldspatos por calcita.

La cementación silícea o calcítica es un proceso diagenético que tiene lugar cuando aumenta la presión y la temperatura (PETTI-JOHN & POTTER & SIEVER, 1965 : 118). Microscópicamente se observan varias fases de la transformación de biotita en clorita. En algunas laminillas de biotita se presentan neomineralizaciones de siderita en pequeños cristales romboédricos o segregaciones xenomorfas de óxido de hierro; estas transformaciones indican, pues, que gran parte del contenido de biotita ha sufrido alteraciones diagenéticas. Los cambios diagenéticos de textura en las areniscas están

en relación directa con la reducción de los espacios intersertales; el volumen original de éstos depende del calibrado, la forma y el grado de redondez del grano. En general, se calcula en 40-50% el volumen original de los espacios intersertales en sedimentos arenáceos, aunque frecuentemente es menor. En las areniscas del Girón dos procesos han producido una reducción notable de los espacios intersertales: compactación y cementación química. Los cementos químicos, ya descritos anteriormente, dentro de estas consideraciones no alcanzan mayor significado (en ninguna de las secciones delgadas estudiadas llega a más de un 9%). La compactación se presenta en distintos grados; deformaciones de granos se observan solamente en feldespatos y micas, que se rompen o doblan entre los granos de cuarzo. Las soluciones de presión alcanzaron solamente un estado incipiente, a juzgar por el número y tamaño de los microestilolitos y suturas, o por el número y forma de los contactos entre los granos. Para la gran mayoría de las areniscas del Grupo Girón hay que suponer, pues, un volumen original pequeño de espacios intersertales (debido al calibrado, forma y grado de redondez de los granos), reducidos ahora a un mínimo por una compactación y una cementación química moderadas.

No hay evidencia alguna de influencias magmáticas o tectónicas en la diagénesis de las subgrauwacas o protocuarzitas del Grupo Girón.

2. LAS ARCILLOLITAS Y LIMOLITAS (LUTITAS ROJAS, RED BEDS)

a) Descripción macroscópica.

En las intercalaciones de sedimentos rojos en la columna estratigráfica del río Lebrija se distinguen arcillolitas y limolitas, con predominio de estas últimas y generalmente en estratos formados por una mezcla compacta de granos de estas dos fracciones (lutitas). El color de las lutitas varía irregularmente entre rojo grisoso (5R 4/2) y rojo púrpura muy oscuro (5RP 2/2). También se encuentran lutitas de color gris o gris oscuro pero en cantidades insignificantes. Solamente en los conjuntos A y E se presentan bancos de color gris de potencia considerable intercalados en las areniscas.

Dentro de los red beds y generalmente en los contactos con el resto de sedimentos se observa de vez en cuando la presencia de lechos delgados o manchas irregulares de color verde, producidas por reducción de los minerales de hierro. Las transiciones laterales de lutitas a areniscas ocurren simultáneamente con un cambio de color rojo, pasando casi siempre por tonos gris-verdosos.

b) Examen microscópico.

1. Textura.

En las secciones delgadas se aprecia una roca muy densa, heterogénea, compuesta principalmente por limo grueso y arcillas. En distribución irregular, una de las dos fracciones puede predominar; las variaciones en el tamaño del grano son transicionales, no se desarrolla (micro) estratificación normal alguna. En pocos casos, aislados, se observó estratificación gradada.

Los granos de la fracción de limo pocas veces están en contacto, y cuando más, se trata siempre de contactos de punto. El grado de redondez de los granos de cuarzo se puede calificar de angular a subangular. Las laminillas de moscovita, frecuentemente se encuentran orientadas. Localmente el tamaño del grano puede llegar al de las arenas, es decir, que estas rocas contienen cantidades subordinadas de arenisca fina.

2. Composición mineralógica.

La fracción de limo está compuesta casi exclusivamente de cuarzo; los feldspatos son muy escasos. Moscovita se presenta con frecuencia y en laminillas relativamente grandes. Biotita y ocasionalmente clorita no tienen importancia cuantitativamente. No es rara la presencia de minerales pesados; en algunas de las secciones estudiadas se registró hasta un 3%, dentro del que abundan cristales opacos, en pequeñas acumulaciones ("placers"). Se identificaron a menudo minerales de zircón, anatasa, turmalina, magnetita, hematita opaca y ocasionalmente ilmenita. En las arcillas se observa gran abundancia de hematita finamente diseminada, proporcionándole así el color rojo a la roca. La meteorización de biotita contribuyó seguramente, aunque en proporciones inferiores, al enriquecimiento de óxido de hierro. Los granos de cuarzo están frecuentemente circundados por una cutícula de hematita. Hay que tener presente, sin embargo, que las arcillas son el portador principal del pigmento rojo. Localmente ocurren agregados xenomorfos de CaCO_3 o calcita que ocupan espacios no mayores de 2 mm de diámetro mayor.

3. Clasificación.

Ultimamente se han propuesto tres clasificaciones de sedimentos rojos, así:

1. **KRYNINE (1949)** propone una clasificación basada en la forma como la roca adquiere el pigmento rojo; esto se puede establecer con un cierto grado de seguridad, mediante análisis de textura y estudio de la composición mineralógica de la roca.

SEDIMENTOS ROJOS (REDBEDS)	
REDBEDS DETRITICOS	REDBEDS QUIMICOS
Procedencia del pigmento rojo	
1.- Primarios Suelos o rocas cristalinos ricos en hierro (óxido, o hidróxido de Fe)	1.- Proceso oxidativos metasomáticos
2.- Secundarios Sedimentos rojos más antiguos	2.- Precipitación sin-sedimentaria (en el área misma de depositación)

Tab. 3 La clasificación de los sedimentos rojos aquí propuesta se basó principalmente en criterios petrográficos. La procedencia del pigmento rojo (o geoquímica del hierro) es un factor determinante, que junto con observaciones litológicas, permite la reconstrucción, interpretación, del ambiente de sedimentación (facies). Su aplicación no se limita a sedimentos clásticos.

2. VAN HOUTEN (1961) distingue diversas facies de red beds, causadas por condiciones tectónicas y orográficas que afectan el área de sedimentación. Se trata esencialmente de una clasificación genética.
3. CLARK (1962) utiliza estructuras sedimentarias, asociaciones litológicas y diferencias de color como criterios de su clasificación.

Una amplia discusión de toda la problemática de los red beds, con una bibliografía completa, se encuentra en el trabajo de VAN HOUTEN (1961). Los criterios que emplea Clark no caracterizan específicamente los sedimentos rojos, es decir, que no justifican los diferentes tipos de red beds que el autor quiere distinguir; así por ejemplo, las diferencias de color (tonos de rojo, etc.) no son tan significativas, que sustenten una clasificación. Los estudios de Krynine, por el contrario, presentan puntos de vista esenciales que tipifican los red beds y permiten las interpretaciones genéticas de la clasificación de van Houten.

Los óxidos de hierro de todos los sedimentos rojos del Grupo Girón son de carácter detrítico; o son minerales opacos de hierro, o es hematita finamente diseminada, como principal constituyente del pigmento rojo, asociada íntimamente con los minerales de arcilla. El que los óxidos de hierro puedan ser transportados en esta forma y por las arcillas, ya lo demostraron FRIPIAT et al. (1953) y CARROL (1958); para ello se requiere un medio levemente reductor. VAN HOUTEN (1961 : 112) hace presente la posibilidad del origen adicional del pigmento rojo por "envejecimiento" de hidróxidos de hierro en un área de sedimentación donde prevalezca un medio oxidante. Como se mostrará más adelante (ver pág. 50) los red beds del Grupo Girón representan depósitos aluviales en áreas de inundación; en este medio ambiente es imposible que se origine un pigmento rojo por meteorización in situ.

4. Interpretación de los resultados.

Rocas fuente (área de suministro). Generalmente se presumen suelos rojos o rocas ricas en hierro como fuente del material detrítico de los sedimentos rojos. Para la formación de suelos rojos se supone la existencia de un clima tropical (húmedo/seco), sin que hasta el presente esta relación (clima tropical/suelos rojos) haya sido demostrada ni tampoco esta tesis haya sido sustentada experimentalmente con suficiente claridad. Gran parte de la confusión que rodea el origen de los sedimentos rojos se debe sin duda a que no siempre se les valora como producto de muy diversos ambientes sedimentarios, como litofacies distintas que solo tienen en común

el color rojo. El significado climático de los red beds es muy discutible y últimamente está siendo puesto en duda por distintos autores, por ejemplo VAN HOUTEN (1961 : 20) : “Presumably the need for a red soil source and its associated warm, humid climate as an explanation of red beds origin may diminish to the extent that future investigations show that hydrohematite is abundant in non-red soils and consequently converts to hematite”. La pregunta, si los red beds del Grupo Girón son primarios o secundarios (ver Tab. 3), no puede responderse sin ambigüedades; siendo los minerales de arcilla los portadores principales del pigmento rojo y estando presentes también minerales opacos de hierro, se puede pensar en un origen primario. Sin embargo, la situación geológica general habla más a favor de una procedencia secundaria, de la resedimentación de red beds más antiguos de la Formación Jordán (ver pág. 81).

El comportamiento tectónico del área de suministro (solevantamiento relativo) y del área de sedimentación (subsistencia relativa) fue considerado por KRYNINE (1949) como factor fundamental en el origen de los sedimentos rojos. VAN HOUTEN (1961) discute y amplía este concepto. El proceso tectónico que controla la sedimentación de las areniscas del Girón y a su vez los red beds que se le intercalan, se discute más adelante (ver pág. 81).

Transporte. Para el transporte y conservación de red beds del tipo presente en el Grupo Girón son indispensables, por lo menos, las condiciones siguientes: un clima de precipitaciones pluviales abundantes, aguas (activas, en movimiento) ricas en oxígeno, un relieve topográfico pronunciado y finalmente, que los sedimentos sean depositados sobre el nivel de aguas subterráneas. El carácter detrítico de los sedimentos rojos del Girón, la geometría de los conjuntos litológicos que los contienen, así como su asociación con subgrauwacas pobres en arcillas indican un transporte fluvial de estos sedimentos.

C) CONTENIDO FOSIL Y FACIES

1. CONTENIDO FOSIL

La sección del río Lebrija muestra una serie de rocas extraordinariamente pobres en fósiles; hay que agregar sí, que la forma de los afloramientos no es propicia para la búsqueda de fósiles. Solamente en algunos valles satélites del cañón del río Lebrija, como en el caso de la Q. Honda, las superficies de los estratos están expuestas en trayectos más o menos largos. Los fósiles hasta

ahora encontrados se limitan casi exclusivamente a restos de plantas mal conservados. De los nuevos yacimientos encontrados en el curso de este estudio, quizás dos merecen ser mencionados: uno, bajo el puente Remolinos, en la margen derecha del río, en las capas rojas basales del Co. B; el otro, en el Km 98, en capas gris oscuras (Co. F) que afloran en la margen izquierda del río Lebrija. Así como los restos de plantas ya conocidos de la Q. Honda, estos últimos tampoco permiten más que una determinación muy general. El número mayor de estas plantas fósiles pertenece sin duda a la clase *filicinae* (helechos), otras seguramente a la clase *equisetinae*.

A excepción de Co. H, todos los demás conjuntos contienen restos de plantas o fragmentos de maderas silicificadas. En algunas de las capas donde BRÜCKNER (1954) encontró ostracodos ocurren también esporádicamente lamelibranquios pequeños que no se pudieron determinar más exactamente. La búsqueda de microfósiles hecha en el curso de este trabajo fue infructuosa; no por esto se puede excluir la posibilidad de que estudios dirigidos más concretamente al aspecto bioestratigráfico, o quizás palinológico, contribuyan a un conocimiento más exacto de las edades del Grupo Girón.

2. FACIES

Los fósiles hasta ahora encontrados en el Grupo Girón no son diagnósticos de facies. Tanto lamelibranquios como ostracodos son ubicuos en toda clase de aguas. Solamente de los restos de plantas hallados en Co. E puede decirse que son autóctonos, ya que en esos estratos son muy frecuentes los suelos fósiles (ver pág. 30). Las plantas fósiles de los demás conjuntos litológicos, eventualmente alóctonas, seguramente no experimentaron un transporte muy largo, ya que se presentan principalmente en capas depositadas en áreas de inundación de ríos. Los fósiles mencionados deben considerarse conjuntamente con las características estructurales y petrográficas de los sedimentos que los contienen para lograr criterios de juicio válidos sobre la facies de esta serie clástica. Con base en los conocimientos hasta ahora obtenidos y las consideraciones anteriores, en la columna estratigráfica del río Lebrija se pueden diferenciar tres tipos de depósitos:

a) Sedimentos fluviales.

Las interpretaciones basadas exclusivamente en la estratificación entrecruzada tropiezan con dificultades. Aun considerando solamente las tres formas fundamentales (MCKEE & WEIR, 1954), demostradas ya experimentalmente (JOPLING, 1966) y cuyo ori-

gen es controlado por diferentes variables (p. e.: relieve de la superficie de sedimentación, cantidad de arenas transportadas, tipo y velocidad de la corriente, etc.), capaces de producir otras formas más, no se ha logrado comprender totalmente el mecanismo que las gobierna. Los tipos de estratificación entrecruzada del Grupo Girón caracterizan, sin embargo, condiciones de sedimentación cuya interpretación, en el tiempo y en el espacio, no tiene mayores objeciones. Estratificación cruzada simple, tal como ocurre en Co. A, C y G, indica condiciones sedimentarias muy uniformes y sobre todo, corrientes fuertes y constantes, orientadas siempre en la misma dirección. La carga sólida de estas corrientes está compuesta solamente por material de cauce (arenas, gravas, cantos). El transporte y sedimentación continua de este material sufrió interrupciones breves, dando lugar a la formación de vesículas arcillosas o "shale pebble conglomerates", pero no lo suficientemente largas o extensas como para permitir depositación de material en suspensión en cantidades considerables. Estudios recientes (p. e.: ALLEN 1965, GORDON 1966), confirman la interpretación, ya practicada desde años atrás, de estratificación cruzada simple en asocio con vesículas arcillosas, como características típicas de sedimentos fluviales. El aporte tan continuo de tal cantidad de material de sedimentación para formar espesores como los de los conjuntos A, C y G y por consiguiente la necesidad de grandes cantidades de agua de transporte, indican claramente la existencia de un perfil longitudinal que no ha alcanzado aún equilibrio dinámico y condiciones de sedimentación muy rápidas, tal como ocurre en áreas relativamente pequeñas en regiones aluviales vecinas a grandes montañas. Tanto las estructuras sedimentarias como las características petrográficas de estas areniscas son típicas de depositación lateral de un cauce amplio, en el que predomina carga de arrastre ("Geröllfracht" en el sentido de LOUIS, 1964, compuesta principalmente por una mezcla de arenas y gravas). Observaciones recientes muestran que la sedimentación final, definitiva, de ríos con carga de arrastre se realiza simultáneamente con bifurcaciones numerosas del cauce principal y el desarrollo frecuente de rápidos. Esta forma de sedimentación explica no solamente el origen de "areniscas limpias" como las subgrauwacas, sino también la pobreza o ausencia de fósiles en estas rocas.

La erosión retrogresiva y la acumulación, la sedimentación progresiva en cuencas o depresiones, causan cambios importantes en la energía de transporte. Esta última, o velocidad de la corriente, controla y determina la composición de la carga sólida. IMMAN (1949) logró demostrar que un tamaño de grano de + 0.2 mm es

un valor límite en la forma de transporte: granos de un tamaño superior son transportados como carga de arrastre y depositados dentro del cauce (o cauces) del río, mientras que granos de un tamaño inferior a los 0.2 mm son transportados principalmente como carga de suspensión y sedimentados en áreas de inundación.

La separación tan clara de los sedimentos con diferente tamaño de grano como se observa en los conjuntos B, D y F (lutitas rojas y areniscas), así como la geometría de la estratificación, atestiguan condiciones de sedimentación como las que actualmente caracterizan regiones aluviales con un relieve relativamente suave. Las areniscas de estos conjuntos (B, D y F) deben entenderse como bancos de arena depositados simultáneamente con la carga de suspensión, los red beds.

Existen aún más criterios basados en observaciones recientes, que se pueden comparar con las características de estos conjuntos litológicos y que atestiguan el origen fluvial y transporte como carga de suspensión de los red beds: en los sedimentos rojos mismos o en las superficies de los bancos de arenisca asociados a ellos, los restos de plantas son más frecuentes; muchas de las superficies de las capas de red beds presentan un enriquecimiento notable de laminillas de mica; el que los sedimentos rojos hayan conservado el grado de oxidación actual (color rojo) indica que fueron depositados sobre el nivel superior de aguas subterráneas. La observación detallada de estos conjuntos (B, D y F) muestra que la sucesión litológica consta de ciclotemas, unos completos y otros erodados en el techo.

Entre los factores que determinan la sedimentación de los conjuntos litológicos hasta ahora discutidos (Co. A, C, G y B, D, F), debe considerarse el clima. Para el tiempo de sedimentación de Co. A, C y G, hay que suponer un clima de lluvias abundantes. Los conjuntos B, D y F pertenecen a una facies (restos de plantas fósiles, lentes de carbón pequeños y red beds) conocida en distintos períodos geológicos y comúnmente interpretada como índice de un clima húmedo-cálido con épocas secas, pero en ningún caso árido (o desértico).

b) Sedimentos limno-fluviátiles.

Las características litológicas del conjunto E, indican que se trata de sedimentos depositados en aguas tranquilas o de corrientes débiles. La estratificación irregular y las transiciones laterales y verticales de arenisca a lutitas negras y viceversa, hacen pensar en arenas y limos de aguas muy someras, transportados por corrientes irregulares. Regiones pantanosas con una flora abundante, dieron

origen no solamente a suelos (fósiles), sino que también suministraron suficiente materia orgánica para que, al menos localmente, se desarrollara sapropel. Esta área de sedimentación, temporalmente, en forma intermitente, permaneció seca o fue parcialmente erodada por corrientes fluviales. Esta alternancia y sucesión de sedimentos es característica de regiones aluviales planas, atravesadas por meandros numerosos, sitios de sedimentación de "back-swamp deposits". También podría pensarse en una región paradel-taica, donde es de esperarse la influencia de un mar o condiciones salobres; faltan sin embargo, fósiles diagnósticos de esta facies o características petrográficas mejor definidas.

Los estudios mineralógicos de FÜCHTBAUER (1963) en la molas terciaria de los Alpes, ofrecen la posibilidad de usar biotita como mineral guía de facies: allí los minerales de biotita marrón-rojos (altamente pleocroicos) ocurren principalmente en estratos marinos-salobres; en rocas limno-fluviátiles, por el contrario, se observan solamente variedades de color verdoso o marrón verde. Según FÜCHTBAUER (1963 : 333) la decoloración de la biotita roj-marrón se debería en un medio no marino, a la disolución de titanio y hierro bivalente presentes en la red cristalográfica y subsecuente oxidación parcial o precipitación de los mismos elementos en las laminillas o microdiaclasas. Este proceso se explica por el bajo valor pH del medio no-marino y el libre y abundante acceso de oxígeno durante la exposición subaérea. La aplicación de los resultados de estos estudios no puede hacerse indiscriminadamente; transformaciones diagenéticas en sedimentos más antiguos, tales como se observaron en las muestras de la sección del río Lebrija, pueden conducir a interpretaciones falsas. Aceptando, sin embargo, cierto valor guía que puede tener la abundancia de biotita marrón en Co. E (+ 91% de las muestras estudiadas), puede pensarse en un medio lacustre (hasta salobre?) de sedimentación para esta parte de la columna ³.

c) Sedimentos marinos.

Las características petrográficas y sedimentológicas, mencionadas varias veces en las páginas anteriores como excepcionales y que distinguen las areniscas del conjunto H del resto de los con-

* Biotita también es frecuente en Co. A (66%), Co. B (44%) y Co. C (33%), en orden descendente, conjuntos litológicos de facies fluvial. La biotita aquí presente es casi exclusivamente de color marrón verdoso o verdoso. Vista pues, en forma general, la distribución de las variedades de biotita en las diferentes facies (identificadas mediante otros criterios sedimentológicos), se encuentra un paralelo notable con los resultados de los estudios de FÜCHTBAUER (1963).

juntos litológicos del Grupo Girón, indican que éste, el conjunto más joven de la serie, fue transportado y depositado en un medio marino. Su gran extensión regional y la presencia de un conglomerado de transgresión (ver pág. 80), permiten reconocer este conjunto litológico en toda el área estudiada como un depósito marino.

d) División estratigráfica y edades.

Debido al mal estado de conservación de los fósiles hasta ahora conocidos en la sección del río Lebrija y desconocimientos del valor guía de los mismos (ver más adelante), la sección tipo del Grupo Girón no puede dividirse bioestratigráficamente, es decir, en unidades cronoestratigráficas. Solamente se distinguen dos unidades litoestratigráficas, así:

- Formación Girón, compuesta por los conjuntos litológicos A hasta G.
- Formación Los Santos, o conjunto litológico H.

En vista de que el límite estratigráfico entre estas dos formaciones frecuentemente es transicional y no en todas partes se le puede identificar fácilmente, se emplea el término (rango) Grupo Girón para toda la serie clástica descrita en la sección del río Lebrija, es decir, para las dos formaciones (Fig. 6). La edad relativa del Grupo Girón se deduce de la combinación de tres factores importantes:

1. Edad de las formaciones sedimentarias infra y suprayacentes, según los fósiles que ellas contienen.
2. Edad posible de los fósiles (flora, principalmente) conocidos hasta ahora en el Grupo Girón.
3. Edad absoluta de rocas ígneas del Macizo de Santander que infrayacen, parcialmente, el Grupo Girón (ver Tab. 5).

La fauna marina de la Formación Bocas permite con seguridad, asignarle a estas rocas una edad que va desde el Devoniano (Sup.?) hasta el Permiano medio (bajo). La formación Jordán (ver pág. 66) que suprayace a la Formación Bocas, debe considerarse aún dentro del Paleozoico, simplemente por comparaciones regionales: sedimentos equivalentes en otras partes de la Cordillera Oriental (p. e.: Macizo de Quetame) representan la continuación ininterrumpida del Paleozoico y están separadas del Mesozoico por una inconformidad o discordancia que se ha identificado, no solamente en Colombia, como resultado del paroxismo varíscico en los Andes septentrionales. La base, es decir, las capas más antiguas de la Formación Girón descansan en la sección tipo, directamente

Tab.4. — Edad de la flora fósil de las Formaciones Bocas, Girón y Montebel, según J. H. LANGENHEIM 1961.

⊗ Edad de las capas fosilíferas, según J.H. Langenheim.

— Edad posible, suponiendo que las determinaciones paleontológicas sean correctas.

	Misipiana	Pensilvaniano	Pérmico	Triásico	Jurásico	Cretáceo
Mesocalamites	—	—				
Cordaites	—	—				
BOCAS (Fm. Bocas)		⊗ * — *				
Rhodesa	—	—				
Calamites	—	—				
Callipteridium		—	—			
Asterotheca		—	—	—		
Pecopteris	—	—	—	—		
QUEBRADA HONDA (Fm. Girón)		⊗ * — *				
Asterotheca		—	—	—		
Otozamites				—	—	—
Ginkgites			—	—	—	—
Ptilophyllum				—	—	
Podozamites				—	—	
Cladophlebis				—	—	
Sagenopteris cf. nilssoniana				—	—	
Elatocladus			—	—	—	
ARCABUCO (Fm. Montebel)				⊗ — ⊗		
Ptilophyllum				—	—	
Elatocladus			—	—	—	
FLORIDABLANCA (Fm. Girón)				* — ⊗		

siones taxonómicas, como en el caso de *Rhodea* (J. H. LANGENHEIM, 1961 : 111-112).

La representación gráfica de la dispersión vertical de las formas descritas por la misma autora y según los datos que ella misma suministra, producen el esquema de la Tab. 4. Según las consideraciones anteriores y el hecho de que a "*Rhodea*" no se le puede atribuir ningún valor guía, no se justifica la asunción de que "the Lebrija flora clearly is of late Pennsylvanian age and could not be younger than Permian" (J. H. LANGENHEIM, 1961 : 118).

Sin embargo y aceptando que las determinaciones paleontológicas sean correctas, se tiene la impresión de que las plantas fósiles de la Q. Honda pertenecen al Pérmico, posiblemente al Triásico.

Se podría aún pensar en que esta flora represente o sea el producto de una reliquia ecológica. Por otra parte, se observó que la gran mayoría de los ejemplares colectados en la sección del río Lebrija en el curso del presente trabajo, son muy similares o iguales a las formas descritas por J. H. LANGENHEIM (1961 : 124-126) como *Astheroteka* y *Pecopteris*, formas que se presentan desde el Triásico hasta el Jurásico.

Los ostracodos hallados por BRÜCKNER (1954) ⁵ no permiten conclusiones biocronológicas. Estudios radiométricos recientes realizados por cuenta del Inventario Minero Nacional, de las rocas graníticas del Macizo de Santander indican una edad de 194 + 6 millones de años ⁶. Las intrusiones datadas están situadas aproximadamente a 60 Kms. de la sección tipo, en una región (Complejo de Pescadero. Ver pág. 22) donde el basamento ígneo-metamórfico está cubierto solamente por la Formación Los Santos. Tal como se describe más adelante (ver pág. 75) es la región del Macizo Santander (s. s.) la región fuente del material que compone la Formación Girón. El magmatismo granítico en cuestión y las rocas de la Formación Girón son genéticamente (tectosedimentológicamente) y por lo menos parcialmente, contemporáneas; estos

⁵ "Dr. Triebel has found that the most frequent form among the ostracods specimens belongs to the genus *Darwinula*... Besides this smooth and elongated genus, a few sculptured ostracod moulds are present but they could not be determined. Up to date, the association of *Darwinula* with sculptured species similar to the forms in question has only been found in the Carboniferous, but it must be admitted that the information available on the ostracod associations of Permian and Triassic formations is not sufficient to allow for a sure age determination" (Brückner, 1954 : 113).

⁶ Según la escala de A. Holmes (en Jacobs, Russel & Wilson, 1959), este valor corresponde al Pérmico inferior. Mayne Lambert & York (idem cit) hablarían de un Triásico superior. Termier (1960), considera el sistema Triásico entre 200 y 175 m. a.; estos valores corresponderían al Triásico inferior. Finalmente, según la escala de Kulp (1961, en Halmiton 1965) los valores absolutos de Santander corresponden al Triásico superior.

dos procesos se desarrollaron en regiones distintas bien delimitadas. En ninguna parte del área estudiada se observó la presencia de intrusiones de ninguna clase en la Formación Girón.

El límite superior del Grupo Girón se reconoce fácilmente en toda la región estudiada; el paso de areniscas (Formación Los Santos) a calizas y margas oscuras, fosilíferas (Formación Rosablanca), es rápido y localmente se destaca morfológicamente. En la sección del río Lebrija las capas basales de la Formación Rosablanca contienen numerosos lamelibranquios (lumaquelas), gasterópodos y ocasionalmente amonitas; esta fauna, según CORYELL & MALKIN (1935) indica una edad cretácea inferior. La totalidad de la fauna hasta ahora conocida en la Formación Rosablanca permite asignarle a ésta una edad que va del (?) Valanginiano al Hauteriviano inferior (ETAYO, 1964).

Fue necesario revisar el término "Formación Tambor", ya que la descripción original de estas capas (H.D. Hedberg 1931, en MORALES et al. 1958 : 6-9) se basa en observaciones de campo bastante deficientes. En la que Hedberg considera localidad tipo (río Lebrija, Km 92-95, ver Fig. 10) aflora solamente el Conglomerado Rojo de la Formación Girón (ver págs. 28 y 79).

Los estratos que el mismo autor denomina Formación Tambor se hallan muy bien expuestos en la Mesa de Los Santos (Camino del Roto, ver pág. 66, Fig. 13); por consiguiente se prefiere ésa como localidad tipo y se propone el nombre de Formación Los Santos.

La Formación Los Santos presenta una potencia relativamente constante (120 m en la localidad tipo, 190 m en la sección del río Lebrija y más de 100 m en el Centro, ver pág. 74) y una composición muy unitaria. Los red beds que se intercalan en las areniscas se presentan distribuidos irregularmente en toda la columna y cambian lateralmente a lutitas gris oscuras y shales. Una división de la formación mediante la posición estratigráfica de los red beds tal como lo intentan Hedberg (idem cit.), JULIVERT et al. (1964) y TÉLLEZ (1964) no es posible. Así por ejemplo, en la sección expuesta en la carretera San Vicente-Zapatoca (El Boquerón), se observa cómo los sedimentos rojos predominan en la parte superior de la Formación (ver Fig. 11). En otros sitios, particularmente hacia el E-NE de la localidad tipo, las lutitas y shales oscuros son más frecuentes que los sedimentos rojos.

La Formación Los Santos representa el comienzo de la incursión definitiva del mar que en el Cretáceo deposita una serie fosilífera potente. En diversas partes de la Cordillera Oriental la transgresión cretácea se ha datado entre el Titoniano y el Berria-

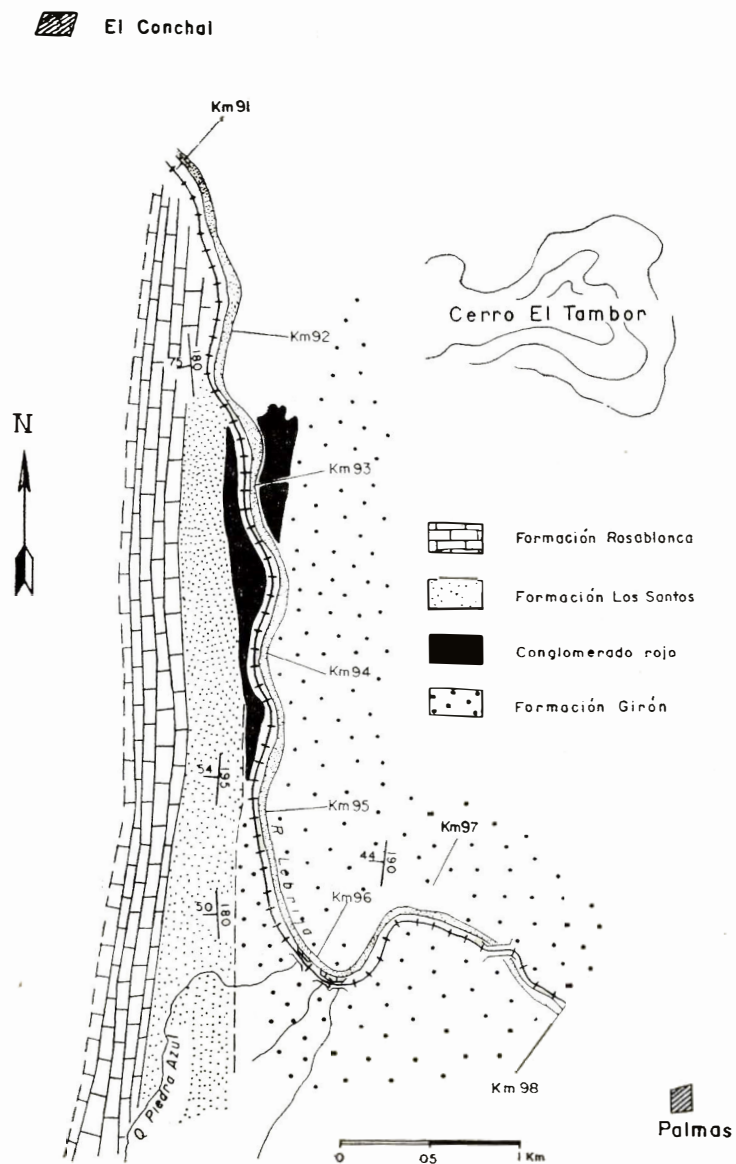


Fig. 10.— Situación geológica del Conglomerado Rojo de la Formación Girón

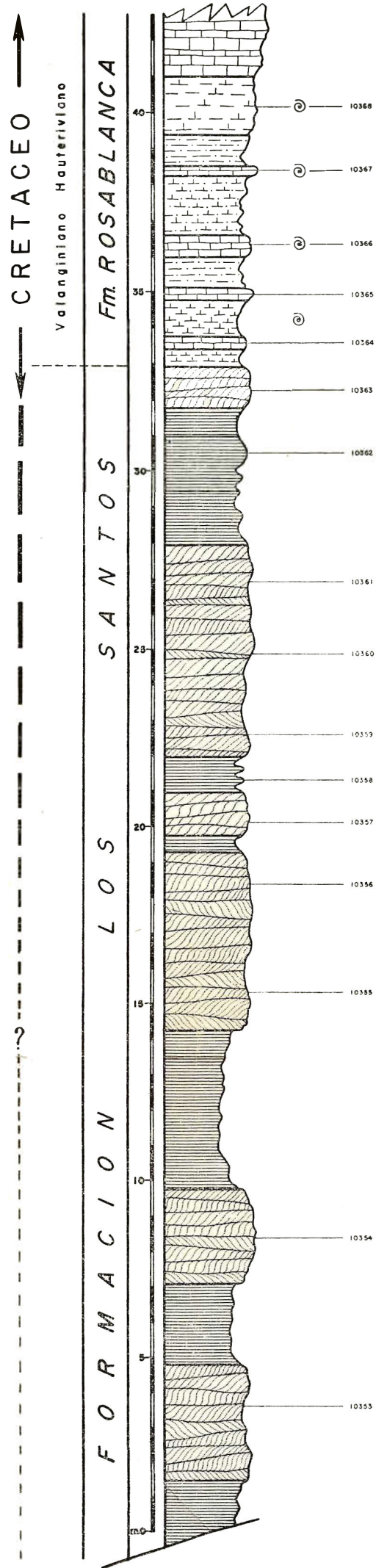
siano (ver p. e.: BÜRGL 1961 b). Dentro de las limitaciones e inseguridades que imponen correlaciones regionales sin evidencia paleontológica, como en este caso, se puede considerar la Formación Los Santos como la parte basal de Cretáceo y tentativamente asignarle una edad berriasiana.

Resumiendo, y teniendo en cuenta el grado de exactitud y correcciones de que son susceptibles los factores que determinan la edad del Grupo Girón (ver Tab. 5), su posición biocronológica es:

Grupo Girón	{	Formación Rosablanca	— ? Valanginiano-Hauteriviano
		Formación Los Santos	— ? Berriasiano
		Formación Girón	— Triásico - Jurásico
		Formación Jordán	— ? Pérmico
		Formación Bocas	— Devoniano-Carboniano-Pérmico

Es importante hacer presente la diferencia existente entre el Grupo Girón así concebido en este trabajo y el “Grupo Girón” propuesto recientemente por RADELLI (1967 : 145-160): “. . . le terme de Groupe Girón désigne dans ce travail toutes les roches continentales ou subcontinentales (avec intercalations marines littorales) de l’Orient Andin colombien, d’âge compris entre le Dévonien et le Jurassique”. Es decir, que bajo la denominación “Grupo Girón” RADELLI (1967) comprende todas las formaciones sedimentarias (con sus rocas ígneas básicas) del Paleozoico y Mesozoico Precretáceo en la Cordillera Oriental, Serranía de Perijá, Sierra Nevada de Santa Marta y Península de la Guajira. Además de que los “principios” o reflexiones estratigráficas que sustentan tal agrupación son inválidos, no puede aceptarse tampoco por inoficiosa e inconducente. Bien claro demuestra, implícitamente, STIBANE (1966), que el Paleozoico sedimentario en Colombia ofrece una litología y medios bioestratigráficos suficientes para caracterizar unidades estratigráficas que operan ampliamente y que permiten entender la geología del oriente andino colombiano.

Fig. II. COLUMN ESTRATIGRAFICA EN "EL BOQUERON"
CARRETERA SAN VICENTE-ZAPATOCA(SANTANDER)



LOS SEDIMENTOS PRE-GIRON

A) GENERALIDADES

(Ver Lám. III)

Ya se mencionó que al Grupo Girón le infrayacen sedimentos paleozoicos, sedimentos que a continuación se describen brevemente, ya que el conocimiento de su litología y edad son indispensables para entender mejor la estratigrafía y desarrollo sedimentológico del Grupo Girón.

En el curso del presente estudio se evidenció la presencia de un conjunto de rocas con características muy particulares, de una amplitud regional considerable y que localmente infrayace discordante o inconforme al Grupo Girón.

Esta serie, sedimentológicamente (litológicamente) muy diferente de la Formación Girón y más antigua que ésta, fue considerada por autores anteriores como una facies oriental (R. L. LANGENHEIM, 1959), o como la base de los sedimentos del Girón (NAVAS, 1963). Muy posiblemente es este conjunto litológico, aquí llamado Formación Jordán, más joven que la ya conocida Formación Bocas (Devónico-Carboniano-Pérmico inferior). Estas dos formaciones afloran en una faja más o menos angosta, orientada N-S, al N de Bucaramanga (ver Lám. III); tanto la una como la otra presentan pliegues y principalmente fallas profundas que las dividen en bloques de diferentes dimensiones. Tanto las dislocaciones tectónicas como la falta de afloramientos grandes y continuos dificultan el estudio de la estratigrafía de estos sedimentos, haciéndose aún más complejo en la Formación Jordán por la ausencia de fósiles. En el cañón del río Chicamocha las exposiciones son más propicias para el estudio de la Formación Jordán. A juzgar por la situación general al N de Bucaramanga, es de suponer que la Formación Jordán suprayace concordantemente la Formación Bocas; sin embargo, la posición de la Formación Jordán al W de su localidad tipo, directamente sobre el metamórfico, introduce ciertas dudas. Si se compara la secuencia paleozoica del Macizo de Santander con el Paleozoico del Macizo de Quetame, se encuentra que en este último, a una serie marina fosilífera del Carboniano (Pérmico?) sigue una

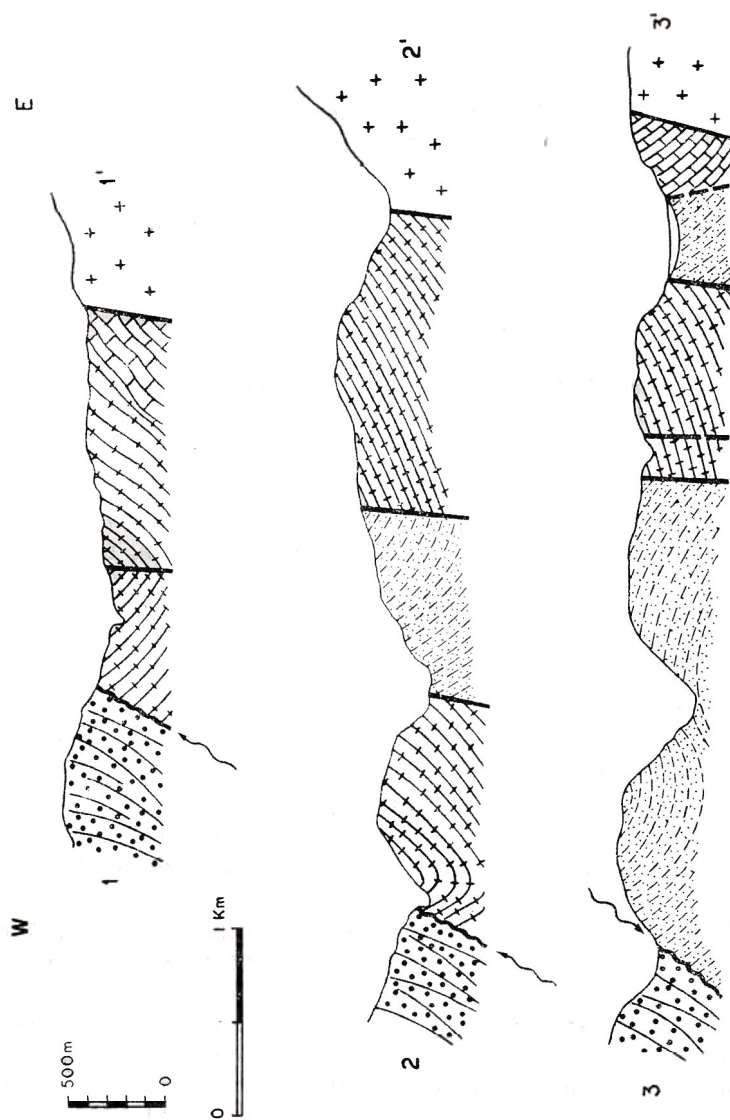


Fig. 12. Posición discordante de los estratos basales de la Formación Girón sobre el Paleozoico (ver lámina 3)

serie relativamente potente de sedimentos rojos idénticos a la Formación Jordán (ver pág. 85). En el Macizo de Santander, tanto en la Formación Bocas como en la Jordán aparece un volcanismo básico intermedio.

El levantamiento cartográfico al N de Bucaramanga arrojó, además, los siguientes resultados importantes:

1. Tanto la Formación Bocas como la Formación Jordán sufrieron dislocaciones tectónicas fuertes que pertenecen a sistemas, seguramente diferentes, de edad Pre-Girón.
2. Después de este diastrofismo, las rocas de ambas formaciones constituían parte de una superficie terrestre, erosionada parcialmente y sobre la cual comenzó la sedimentación de la Formación Girón.
3. En esta región, las capas más antiguas de la Formación Girón cubren las formaciones Pre-Girón y según la posición de estas últimas, en discordancia angular fuerte o en pseudoconcordancia.
4. En la orogenia terciaria el sollevamiento del Macizo de Santander se realizó a lo largo de la falla de Bucaramanga principalmente; de este movimiento participó, en menor grado, la región limítrofe occidental. Posteriormente se produjo el hundimiento del graben de Bucaramanga (entre la falla del Suárez y la falla de Bucaramanga), cuyo extremo N está dentro del área cartografiada (Láms. II-III).

B) LA FORMACION BOCAS

La primera descripción de estos sedimentos proviene de Ph. Merrit, en un informe inédito (1937) citado por DICKEY (1941 : 1790). E. Hubach (en TRÜMPY, 1943 : 1294) da una columna estratigráfica de esta serie. De la parte N del graben de Bucaramanga, NAVAS (1962) describe la columna estratigráfica, de + 540 m de potencia, y en la cual distingue tres conjuntos principales; el conjunto calcáreo, de + 356 m se puede seguir aun al N del graben de Bucaramanga.

Sobre estas calizas, al conjunto estratigráfico más importante de la serie siguen, según NAVAS (1962), margas, areniscas y shales; la parte basal está compuesta por areniscas y arcillolitas. Existen todavía varias dudas acerca de la correcta sucesión litológica; solamente un levantamiento estratigráfico detallado, dándole la debida importancia al contenido fósil y su valor cronológico, puede aclarar definitivamente la estratigrafía de esta serie de rocas.

Merrit (idem cit.) diferencia una "Serie Suratá" en el S (goben de Bucaramanga) y una "Serie Bocas" en el N. Esta diferen-

ciación es inválida ya que se trata de la misma secuencia de rocas separadas en dos bloques grandes por la falla del Suárez y en forma tal que el bloque sur, es decir, la parte N del graben de Bucaramanga buza principalmente hacia el E, el bloque N hacia el W. En la parte NW de la región cartografiada (Lám. III) se presentan areniscas de grano fino, arcillosas, y margas con intercalaciones de pequeños lentes de carbón y esporádicamente capas de alguna continuidad horizontal. Estos estratos de la Formación Bocas yacen discordantes bajo el conjunto basal de la Formación Girón en los alrededores del corregimiento de Bocas.

Aproximadamente 1 km al NW de la planta eléctrica de Zaragoza (Lám. III) se observó un dique de porfirita, cuya composición mineralógica en nada se diferencia de los derrames porfiríticos presentes en la Formación Jordán (ver pág. 67). En la carretera Bucaramanga-Matanzas (Q. de Chitotá) un dique (?) de pórfido cuarzoso atraviesa rocas de la Formación Bocas.

1. CONTENIDO FÓSIL Y EDADES

a) Al NW de Bucaramanga, en la pendiente W de la quebrada Jabonera se localizó recientemente (Inventario Minero Nacional, Zona IV-Bucaramanga) un yacimiento fosilífero importante que suministró una fauna del Devoniano medio ⁷.

Elytha colombiana CASTER.

Leptaena boyaca CASTER.

Eodevonaria imperialis CASTER.

Australospirifer cf. *A. antarcticus* MORRIS y SHARPE.

Dictyostrophia cf. *D. cooperi* CASTER.

Megastrophia sp.

Athyris sp.

Phacops ? sp.

Además algunos ejemplares indeterminables de corales (tabulatas y rugosas), trilobites, briozoos, ostracodos y restos de crinoideos.

b) El conjunto de calizas ha suministrado hasta ahora la fauna siguiente:

Al S de Puentetierra (Lám. III) encontró Merrit (en CORYELL & MALKIN, 1935), además de corales y crinoideos, la siguiente fauna de braquiópodos:

Buxtonia scabricula (MARTIN).

Dictyoclostus portlockianus (NORDWOOD & PRATTEN).

⁷ Determinaciones paleontológicas del Paleontology and Stratigraphy Branch, U. S. Geological Survey.

Dictyoclostus americanus DUNBAR & CONDRA.

Composita argentea (SHEPARD).

Neospirifer goreii (MATHER).

TRÜMPY (1943 : 1293) menciona aviculopecten?, crinoideos y los siguientes braquiópodos:

Schuchertella sp.

Productus sp.

Composita subquadrata (HALL) var.

Spirifer increbescens trigonalis (MARTIN).

Punctospirifer sp.

Tanto CORYELL & MALKIN (1935) como J. S. Williams (en TRÜMPY, 1943 : 1924) sitúan esta fauna en el Carbonífero. Si se compara esta fauna genéricamente con una fauna de braquiópodos del Perú descrita por CHRONIC (1953 : 43) y que pertenece al Pensilvaniano (Atokan) hasta el Permiano inferior (Wolfcampiano), se observan relaciones bastante claras.

Una fauna colectada en las calizas de las canteras que explota Cemento Diamante por D. Trapp⁸ indica una edad permiana inferior a media (Wolfcampiano a Leonardiano) :

Neospirifer condor (D'ORBIGNY).

Phicodothyris guadalupensis (SHUMARD).

Perrinites hilli (SMITH).

c) En un conglomerado de cantos de calizas, dentro de la Formación Bocas, recientemente se colectaron (Inventario Minero Nacional, Zona IV Bucaramanga) foraminíferos identificados⁷ como:

Parafusulina sp.

Climacamma sp.

que indican una edad permiana inferior (posiblemente Leonardiano).

La totalidad de la fauna hasta ahora conocida de la Formación Bocas permite reconocer edades que van del Devoniano medio al Pérmico medio.

⁸ Amable comunicación de D. Trapp, Geol. Paläont. Institut der Justus Liebig Universität, Giessen.

2. FACIES

La composición litológica y los fósiles de la Formación Bocas indican que estas rocas fueron depositadas en un mar somero; las calizas particularmente, con algunos bancos organogénicos en su totalidad, lo atestiguan más claramente. En general se puede hablar de una facies regresiva en la cual además de depositaciones esencialmente marinas (con conglomerados, o localmente brechas calcáreas) se observa un desarrollo parálico.

C) LA FORMACION JORDAN

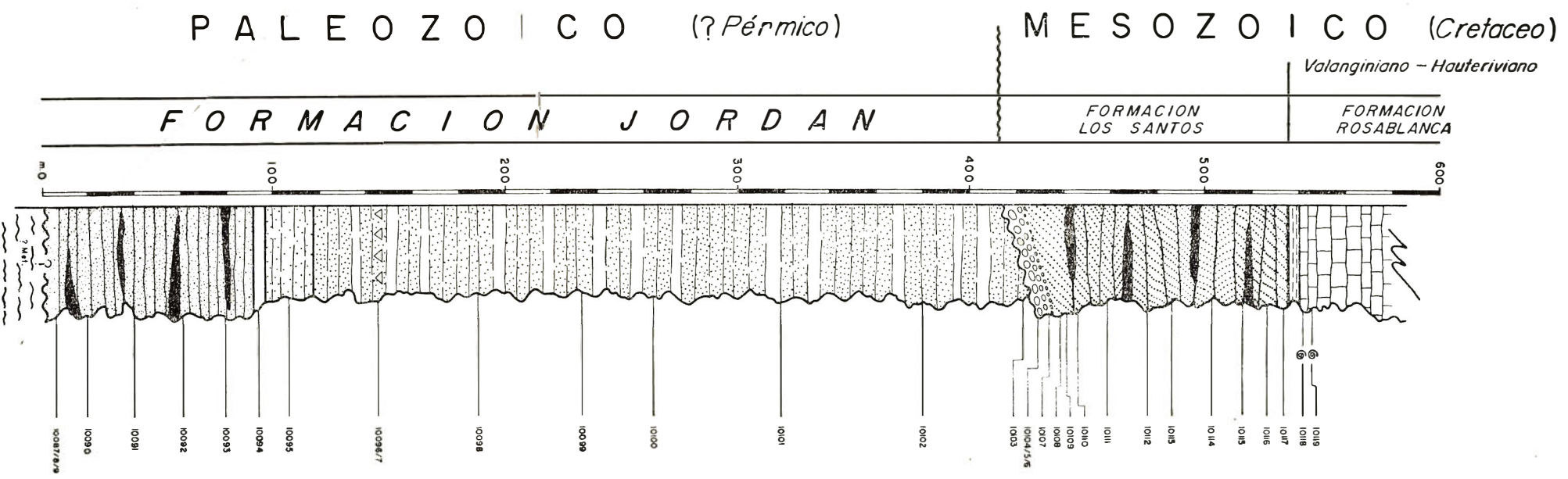
1. LOCALIDAD TIPO

En las pendientes del cañón del río Chicamocha, entre Pescadero y Las Juntas (Lám. II) afloran rocas sedimentarias cretáceas (Formaciones Los Santos, Rosablanca, etc.), que cubren discordantemente, en el E, rocas metamórficas del Macizo de Santander y en el W, rocas sedimentarias paleozoicas de la Formación Jordán (denominada según el municipio del mismo nombre). La formación Jordán está delimitada al E por la falla de Aratoca que la pone en contacto con filitas y esquistos micáceos; al W desaparece bajo la Formación Los Santos. Entre el pueblo de Jordán y la quebrada Monte Grande se puede trazar el eje (N-S) de un anticlinal amplio en cuyo núcleo alcanzan a aflorar las capas más antiguas de la Formación Jordán pero sin que se logre observar su infra-yacente. Al E de la falla de Aratoca (+ 300 m de salto) se encuentran solamente restos de la Formación Jordán, sin las capas basales (Co. 1, ver Fig. 13), y discordantemente sobre el metamórfico.

En esta región, compuesta por rocas cristalinas y rocas sedimentarias de la Formación Jordán, transgredió el Cretáceo (Formación Los Santos) sobre una penillanura, dando lugar a discordancias angulares hasta + 30°, tal como se puede observar en el curso superior de la quebrada Monte Grande.

De la población Los Santos parte un camino en dirección SW que conduce hasta el borde S de la Mesa de los Santos; de allí en adelante continúa una senda o "Camino del Roto" que atraviesa las Formaciones Rosablanca, Los Santos y Jordán expuestas en los escarpes del cañón del río Chicamocha; esta senda llega hasta el río mismo, donde en la margen S encuentra un camino que conduce hasta el pueblo de Jordán. Fue a lo largo del Camino del Roto donde se levantó la columna estratigráfica de la Fig. 13.

Fig. 13.— COLUMNA ESTRATIGRAFICA EN EL
 CAÑON DEL RIO CHICAMOCHA
 LOS SANTOS-JORDAN ("CAMINO DEL ROTO")



2. SUCESIÓN LITOLÓGICA

En la Formación Jordán se pueden distinguir dos conjuntos litológicos, divididos por una zona de transición de aproximadamente 10 m de potencia y sin que entre ellos se manifieste receso alguno en la sedimentación.

- Co. 1. (± 100 m). Este complejo basal está constituido principalmente por areniscas de grano grueso en bancos hasta de 1 m de espesor y de color gris verdoso (5Y 7/2) generalmente. Localmente se puede identificar estratificación entrecruzada simple en unidades grandes y con conglomerados de cuarzo (cantos hasta ± 2 cm de diámetro). Esporádicamente se intercalan lutitas verdosas en lentes alargados y hasta de 2 m de potencia. Con frecuencia se encuentran partes de las areniscas o lutitas impregnadas (manchadas de color gris oliva [5Y 5/2] hasta verde amarillento oscuro [5GY 5/2]) de soluciones cupríferas o de CaCO_3 que han ascendido generalmente por pequeñas fallas o diaclasas y que pueden alcanzar el conjunto litológico siguiente (Co. 2). Co. 1 se encuentra bien expuesto entre Jordán y la desembocadura de la Q. Monte Grande en el río Chicamocha.
- Co. 2. (200 m). Sucesión ininterrumpida y homogénea de limolitas y areniscas de grano muy fino, rojas, muy bien estratificadas en bancos que varían de 30 a 80 cm de espesor. El color de este conjunto de red beds, marrón rojizo (10R 3/4), es muy constante. Muy esporádicamente se observó estratificación entrecruzada de pequeñas dimensiones. En los planos de estratificación de algunos bancos se presentan ondulitas asimétricas pequeñas, o de vez en cuando icnofósiles (*Repichnia*).

Microscópicamente, se observa con frecuencia crecimiento secundario de cuarzo y un predominio absoluto de cemento de óxidos de hierro. Tanto la uniformidad de la composición mineralógica (casi exclusivamente cuarzo) como textural, se reflejan en la monotonía litológica de todo el conjunto. El examen petrográfico permite concluir que el pigmento rojo es de origen químico, pudiendo calificarse todo el Co. 2 como un red bed químico (ver Tab. 3).

En los red beds al E de la falla de Aratoca y en continuidad del Co. 2, ocurren lentes de caliza arcillosa y aspecto brechoso que contienen microfósiles (ostracodos?) mal conservados. Dos de estos bancos lenticulares, hasta de 1 m de espesor, se hallan bien expuestos en el camino de Mojarritos al Alto del Tabacal (Lám. II).

3. ROCAS VOLCÁNICAS ASOCIADAS

En la mitad superior de Co. 2 aparecen dos bancos de tobas volcánicas ácidas ("welded tuffs") separados por aproximadamente 80 m de red beds, y expuestos en el camino de herradura de Los

Santos a Jordán. Macroscópicamente se observa una masa pelítica de color amarillo claro (con algunas manchas de color rojizo o verdoso) con fragmentos de rocas cuarcíticas y esquistos micáceos; con frecuencia aparecen fragmentos de pumita comprimidos (“collapsed”). Localmente y en espacios pequeños se presenta estratificación gradada. En el microscopio se identifica una matriz criptocristalina con fenocristales de cuarzo y feldespatos. Los cristales de cuarzo generalmente presentan una corona de corrosión amplia. Estos “welded tuff-beds” desaparecen rápidamente hacia el W; ya en el Camino del Roto se pudo localizar solamente un banco de 30 cm (Fig. 13; 10096/17) compuesto principalmente por fragmentos angulares de rocas volcánicas ácidas y metamórficas hasta de 1 cm de diámetro.

En el Alto de Mojarritos y al SE de Piedecuesta (Lám. II), en la zona límite entre los red beds de la Formación Jordán y el metamórfico se presentan algunas capas con fragmentos subangulares hasta angulares de pórfido cuarzoso, de color rojo oscuro. En Mojarritos estas brechas alcanzan hasta 2 m de espesor, pero horizontalmente poca extensión. Al SW de Floridablanca se encuentran también dos bancos de brechas volcánicas⁹ separadas por ± 10 m de red beds. Los componentes ígneos de estas brechas mineralógicamente no se diferencian de los “welded tuffs” descritos anteriormente.

Pocos metros después de la bifurcación de la carretera a Bocas, en la localidad El Cero (carretera Bucaramanga-Rionegro) aparece un manto de porfirita de + 10 m de potencia, intercalado en los red beds de la Formación Jordán. Se trata de una roca gris-verdosa oscura de grano muy fino y compacto, con amígdalas de calcita. Microscópicamente se reconoce una matriz de plagioclasa ácida, de textura intersertal, con clorita y en menor cantidad epidota y zoisita. Cuarzo y piroxenos ocurren muy esporádicamente. Con frecuencia se identifican fenocristales de albita (porfirita albítica). En estos afloramientos se observan estructuras elipsoidales, que aunque no muy bien desarrolladas quizás representen “pillow structures”. La misma porfirita aflora varias veces hasta un poco más al N de La Reforma (N de Rionegro).

⁹ Se trata del llamado “Conglomerado basal de la Formación Girón” según Navas (1963 : 27). En los mapas geológicos 120 IV y 135 II (1:50.000) de la Universidad Industrial de Santander, 1964, figuran estas capas con un espesor exagerado y se les atribuye una extensión regional erróneamente grande.

4. EXTENSIÓN REGIONAL Y FACIES

Dentro del área estudiada (lám. II) deben hacerse las siguientes observaciones:

- Las areniscas basales (Co. 1) ocurren solamente en la localidad tipo (río Chicamocha). La ausencia de las mismas en otras partes, no afectadas tectónicamente, hace pensar en omisión local.
- En el graben de Matanzas, NE de Bucaramanga, afloran solamente los red beds de la Formación Jordán; es posible que éstos cubran aquí directamente el basamento cristalino.

A continuación se mencionan otras localidades del oriente andino colombiano visitadas personalmente por el autor donde se reconocieron rocas idénticas a los red beds descritos de la Formación Jordán y en posición estratigráfica tal, que permiten paralelizar (a grosso modo) y entenderlos como una unidad litoestratigráfica. Los datos cronoestratigráficos que permiten datar esta formación son aún muy incompletos; sin embargo, se puede asegurar que se halla entre el Permiano (o Carboniano superior) y Triásico?, principalmente.

a) En el mapa geológico general de Colombia (1:1.500.000, 1962) figuran rocas del "Jura-Triásico" (Girón) en la región situada entre Capitanejo y Sátivanorte (Cuadrángulo I-13) a lo largo de una faja de Permocarboniano. A juzgar por unos afloramientos en los alrededores de Soatá, y rodados, vistos en otras partes dentro de esta región, es muy posible que ésta esté compuesta exclusivamente por red beds de la Formación Jordán. Esporádicamente se observaron rocas volcánicas.

b) En el Macizo de Quetame se conocen intercalaciones de sedimentos rojos tanto en el Devoniano como en el Carboniano. Particularmente significativa y constante, como también potente (hasta ± 250 m), es una serie de areniscas rojas que suprayacen calizas fosilíferas del Pensilvaniano. En el S del Macizo, o Páramo de Sumapaz, STIBANE (1966 b : 68) describe esta serie así: "La tapa del Paleozoico está compuesta por una interestratificación de sedimentos rojos gruesos y muy finos. Sobre la edad de esta serie roja, al igual que en Guayabetal, solo se pueden hacer suposiciones, ya que no se conocen fósiles de ella. Yo deseo considerarla aún carboniana, pues continúa ininterrumpidamente sobre el Carboniano ya datado; creo, sin embargo, que puede ser más joven, quizás permiana".

En los Farallones de Medina y su continuación norte (Macizo de Quetame Septentrional) aparece también al final del Paleozoico, una serie potente de red beds. Los red beds del Macizo de Quetame son petrográficamente idénticos a los de la Formación Jordán en el Macizo de Santander y por consiguiente comparables con la misma.

c) En cuanto a los red beds de la Serranía de Perijá y el borde S-SE de la Sierra Nevada de Santa Marta, que también suprayacen al Paleozoico datado (hasta Pérmico medio), hay que hacer presente que no existe diferencia litológica alguna con la Formación Jordán. Estos sedimentos han sido ya comparados erróneamente por diversos autores (p. e. RADELLI, 1962 : 30-39) con la Formación La Quinta de Venezuela, sin argumento firme alguno. En la Sierra Nevada los red beds se presentan asociados con numerosas rocas volcánicas como pórfidos cuarzosos, meláfidos, tobas y brechas (ver p. e. el mapa geológico de SIEVERS, 1888), mientras que en la Serranía de Perijá éstos son menos abundantes.

A pesar de que faltan estudios sedimentológicos y análisis faciales detallados, se puede aseverar que los red beds de la Formación Jordán son depósitos marinos. La gran actividad volcánica, sinsedimentológica, suministró y produjo el enriquecimiento de óxido de hierro que los caracteriza, a la vez que creó un medio ecológico poco propicio o adverso al desarrollo de vida animal, explicándose así la escasez o ausencia de fósiles.

DESARROLLO SEDIMENTOLOGICO

Los resultados obtenidos hasta ahora acusan la presencia de medios suficientes de análisis sedimentológicos en el Grupo Girón. Una vez reconocidos los factores fundamentales que controlaron la depositación de esta secuencia sedimentaria, se hacen consideraciones geológico-históricas y paleogeográficas importantes.

A) GEOMETRIA DE LA CUENCA (O DE LAS ARENISCAS DEL GIRON)

La geometría original, es decir, la forma, el tamaño y orientación (RITTENHOUSE, 1961) de un cuerpo de areniscas puede modificarse considerablemente por erosión, diagénesis o tectonismo; estos factores no desempeñan un papel importante en el Grupo Girón, de tal suerte que las observaciones de que se trata a continuación revelan, con bastante fidelidad, condiciones geológicas originales:

1. La posición de la Formación Girón o Los Santos sobre las Formaciones Bocas y Jordán, delata una discordancia de erosión, un "paleoslope" (paleopendiente), y la existencia de una superficie terrestre triásico-jurásica (Fig. 14).
2. La Formación Girón se acuña en el Macizo de Santander señalando una línea que corre en dirección N-S, aproximada; se trata del límite E de la cuenca de depositación, o la llamada "fall-line" (línea de omisión) (Fig. 17). De esta "fall-line" hacia el W, el espesor de la Formación Girón aumenta muy rápidamente. En la región de la Mesa de los Santos, la "fall-line" tuerce, se interna localmente hacia el W, debido a la presencia de un bloque compuesto por rocas cristalinas y Paleozoico sedimentario. Esta paleomorfología se manifiesta también claramente en un corte SSE-NNW (Fig. 15).
3. El límite W de la cuenca no se puede localizar con precisión. El Cretáceo y el Terciario del Valle Medio del Magdalena, ambos muy potentes, cubren un área bastante extensa, hasta el borde E de la Cordillera Central. Existen sí puntos de referencia, dados por algunos depósitos marinos del Triásico y Jurásico, situados al SSW y NNW del Macizo de Santander:

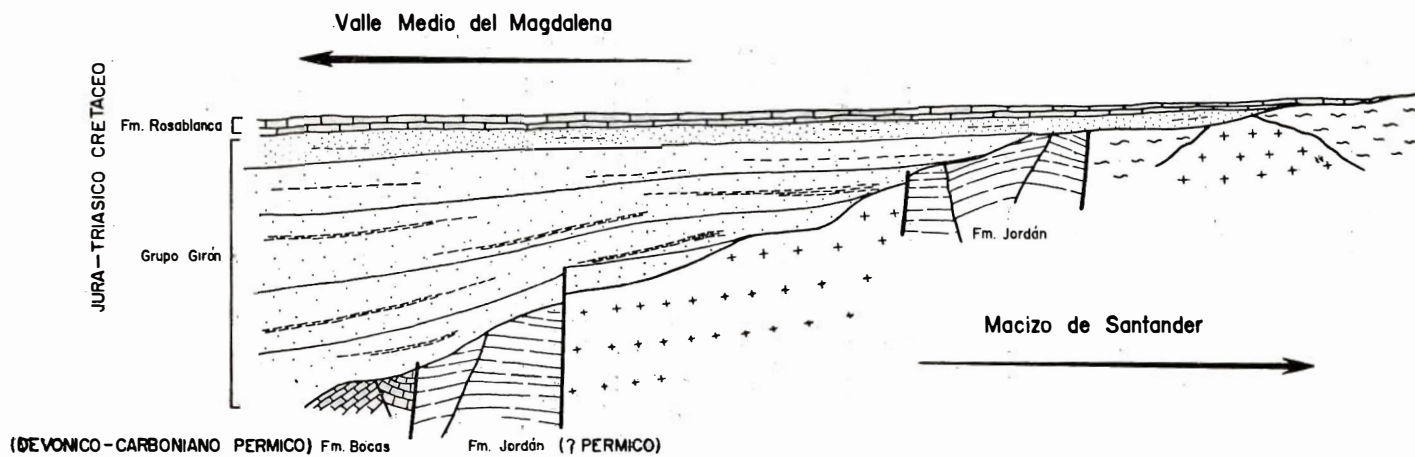


Fig. 14. — Corte W—E al occidente del Macizo de Santander

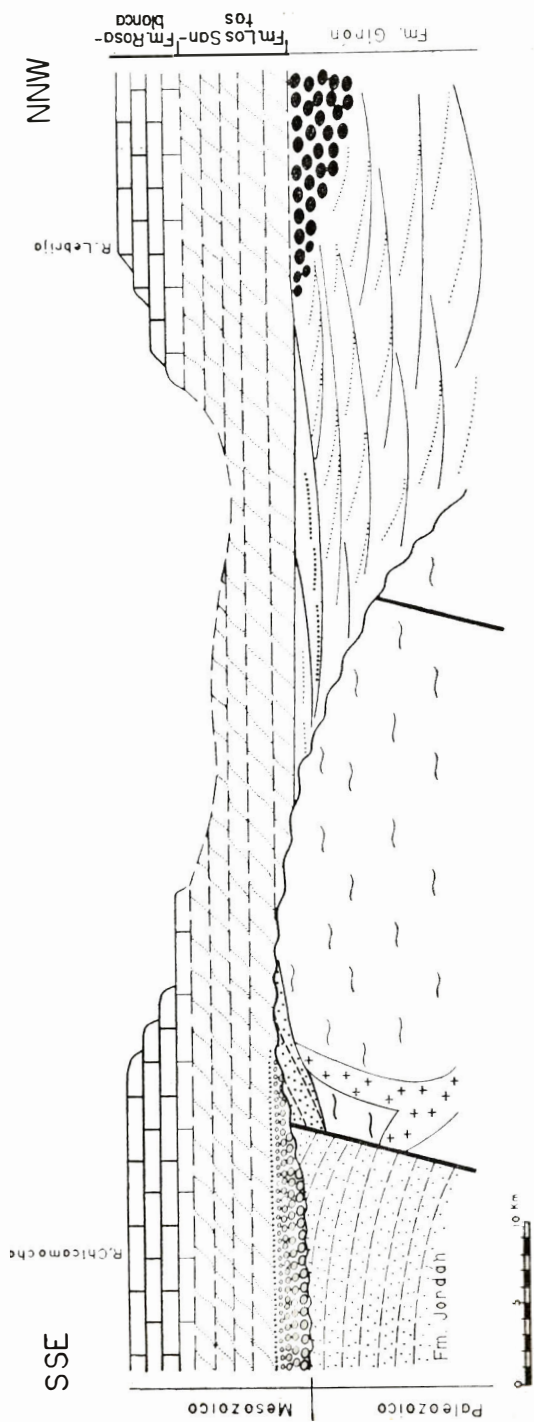


Fig.15 Posición del conglomerado basal de la formación Los Santos y del Conglomerado Rojo de la Formación Giron

En el borde E de la Cordillera Oriental aflora una sucesión de clásticos gruesos (seguramente de origen terrestre) en la base, seguidos de calizas y piroclásticos (Grupo Payandé). Los fósiles que contienen las calizas indican una edad triásica; la parte superior de la serie podría pertenecer al Jurásico (NELSON, 1957). BÜRGL (1964 : 17) supone que las calizas encontradas en el pozo Caimancito N° 1 (Colombian Petroleum Co.), en el N de la Cordillera Central, corresponden a las calizas de Payandé.

Los depósitos marinos que afloran en la laguna de Morrocoyal (Valle Bajo del Magdalena), compuestos principalmente por areniscas, shales, rocas volcánicas, contienen una fauna claramente jurásica (GEYER, 1967). Tanto esta serie de Morrocoyal como la de Payandé, fueron sedimentadas en un mar nerítico, tal como lo indican sus fósiles y litología (GEYER, 1967).

Dos perforaciones en el campo petrolero La Cira-Infantas¹⁰, directamente al W del Macizo de Santander y en el Valle Medio del Magdalena revelan la presencia de la Formación Los Santos. En el pozo Infantas N° 1613, debajo de las calizas de la Formación Rosablanca y a una profundidad de + 3.260 m se encuentra una sucesión de protocarcitas claras y margas arenáceas rojas hasta gris oscuras; de esta serie se perforaron aproximadamente 100 m.

En el pozo Llanito N° 1, a 3.920 m de profundidad se perforaron aproximadamente 185 m de la misma secuencia de rocas.

4. Con base en algunas mediciones y observaciones constantes de la estratificación entrecruzada, particularmente en la sección del río Lebrija, pero también en toda el área trabajada, se puede asegurar que la dirección de transporte de las subgrauvacas es muy constante, siempre entre E-W y NE-SW. Especialmente en los conjuntos basales predomina la dirección E-W. En las areniscas de Los Santos se presentan direcciones de transporte principalmente entre NE-SW y N-S; solamente en la Mesa de Barichara (al S del área de trabajo) se observaron direcciones NW-SE. El rumbo regional de sedimentación ("regional depositional strike"), dado según la dirección de transporte de las areniscas, corre paralelo con la "fall-line". Estas observaciones, junto con el conocimiento que se tiene de

¹⁰ En una visita al Centro (Ecopetrol) tuve oportunidad de estudiar algunos corazones de perforaciones experimentales, por lo que deseo expresar mis agradecimientos al Geól. Jefe Sr. R. Bueno.

la petrografía de las areniscas de la Formación Girón y del Macizo de Santander, permite localizar con precisión la región fuente de las subgrauwacas, especialmente; ésta estaba al E-NE de la "fall-line" (Fig. 17).

5. La geometría del relleno de la cuenca, la paleopendiente y la petrografía de la Formación Girón indican claramente que todos estos clásticos fluviales y limnofluviátiles fueron depositados en una cuenca de subsidencia rápida, en cuyos bordes se presentan inconformidades no siempre reconocibles. Estos movimientos relativos de subsidencia y solevantamiento (erosión y sedimentación) hacen posible, según la ley de facies de Walther (ver pág. 76), que todo este sistema fluvial o terrestre cambie su facies en la misma dirección de transporte.
6. En el Mapa Geológico General de Colombia 1962 (ver también Fig. 1), se aprecia claramente que los depósitos de la Formación Girón ocupan una zona alargada, N-S al W del Macizo de Santander, que se prolonga hacia el S (Páramo La Rusia, pág. 85) y al W está cubierta por el Cretáceo (principalmente) del graben (STILLE, 1907), del Magdalena.

Los puntos expuestos hasta ahora (1-6) pueden resumirse en el esquema Fig. 17, que a su vez se puede completar hasta reproducir un "Modelo Sedimentario" (Sedimentary Model, POTTER & PETTIJOHN, 1963 : 226); para ello es necesario hacer inferencias o suposiciones, a favor de las cuales está la situación geológica regional y comparaciones con depósitos congenéticos:

1. El Grupo Girón alcanza su mayor espesor (\pm 4.840 m) en el cañón del río Lebrija, disminuyendo paulatinamente hacia el W. La acumulación máxima de sedimentos en este punto se debe al movimiento isostático que equilibra el solevantamiento de la región fuente (Macizo de Santander, s. s.).
2. La dirección E-W es no solamente dirección de transporte (paleopendiente) y gradiente de potencia, sino también gradiente facial, ya que en esta misma tiene lugar un cambio de facies, de fluvial (a salobre?) a marina. En forma correspondiente es de esperar en dirección E-W una disminución del tamaño del grano, o de la relación arenas/limos.

Resumiendo, la cuenca de la Formación Girón puede caracterizarse como un parageosinclinal (s. l.) con elongación N - S, en la cual la dirección de transporte es perpendicular al eje de la misma, siendo la acumulación de sedimentos mucho más potente en dirección a la región fuente (E), que en sentido contrario (W).

B) ORGANIZACION INTERNA Y DISTRIBUCION DE FACIES

La organización interna, las estructuras sedimentarias orientadas y la distribución de facies de un cuerpo de arenisca pertenecen todas, a un sistema controlado estrictamente por la geometría de la cuenca de sedimentación. Dentro de estas consideraciones es importante la ley de facies de Walther¹¹, formulada nuevamente por VISHNER (1965 : 41) y basado en estudios modernos de sucesiones verticales de facies: "where there are no time breaks in a sedimentary section, sediments that are laterally adjacent will succeed one another vertically".

En la organización interna del Grupo Girón y la distribución geográfica de sus distintas facies o subfacies, se observan algunas particularidades que bien vale la pena ser mencionadas:

En el centro de la cuenca, o sección del río Lebrija, se observa organización cíclica del perfil vertical (ver Fig. 6). El perfil del río Lebrija puede calificarse de "multistory", en el cual se distinguen cuatro megaciclotemas en sucesión vertical. Utilizando la terminología de ALLEN (1965) (ver Fig. 16), el megaciclotema I comienza con una "braided-stream-facies" (2); la "low-sinuosity-stream-facies" (3), está pobremente desarrollada; la "strongly-meandering-stream-facies" (4) constituye el cierre del primer megaciclotema. El megaciclotema II se diferencia muy poco del I. La base (Co. E) del megaciclotema III está desarrollada parcialmente en una "low-sinuosity-stream-facies" (3), en cambio la "strongly-meandering-stream-facies" está muy bien representada por Co. F. El megaciclotema IV comienza con una "braided-stream-facies" (2); la "low-sinuosity-stream-facies" no logra desarrollarse muy claramente. La continuidad de los ciclotemas terrestres fue obstaculizada por la irrupción de la facies marina (Co. H), que sin embargo permite reconocer relaciones litofaciales mediante la presencia de red beds (topstratum deposits).

En el caso hipotético de hundimiento relativo de una cuenca de sedimentación en forma estrictamente uniforme y regular, resultarían frecuentemente perfiles verticales en los que los modelos de ALLEN (Fig. 16) ininterrumpidamente se sucedería de (1) a (4), o perfiles longitudinales en los que los mismos modelos se sucederían horizontalmente y también de (1) a (4), sin interrupción alguna. El hecho real es que en el borde de los paragoesinclinales los movimientos diferenciales ocurren a lo largo de fallas

¹¹ Walther Johannes (1893-1894), *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*, Teil III: Lithogenesis der Gegenwart. 520 p. Fischer Verlag, Jena.

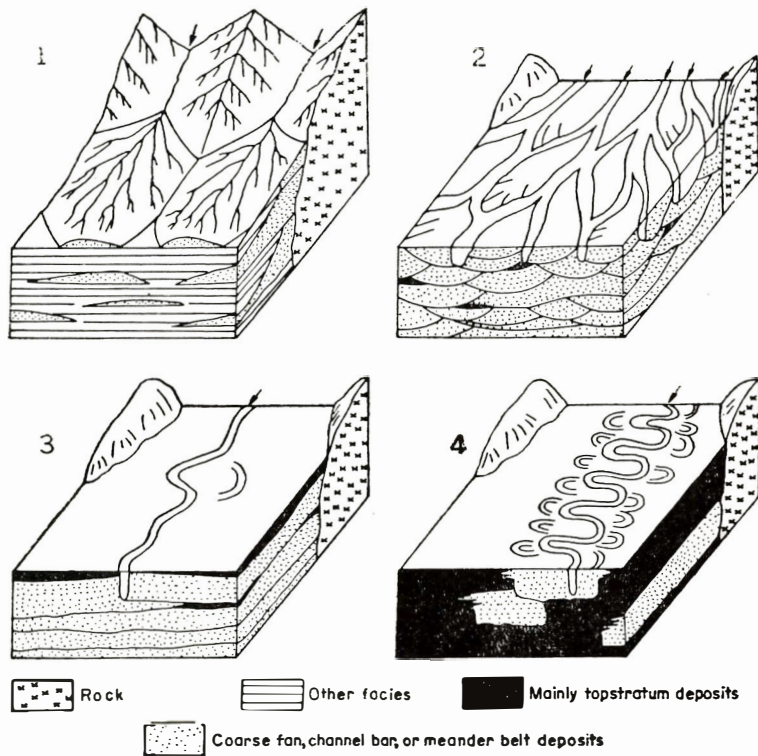


Fig. 16.— Modelos de facies (subfacies)
aluviales, según ALLEN (1965)

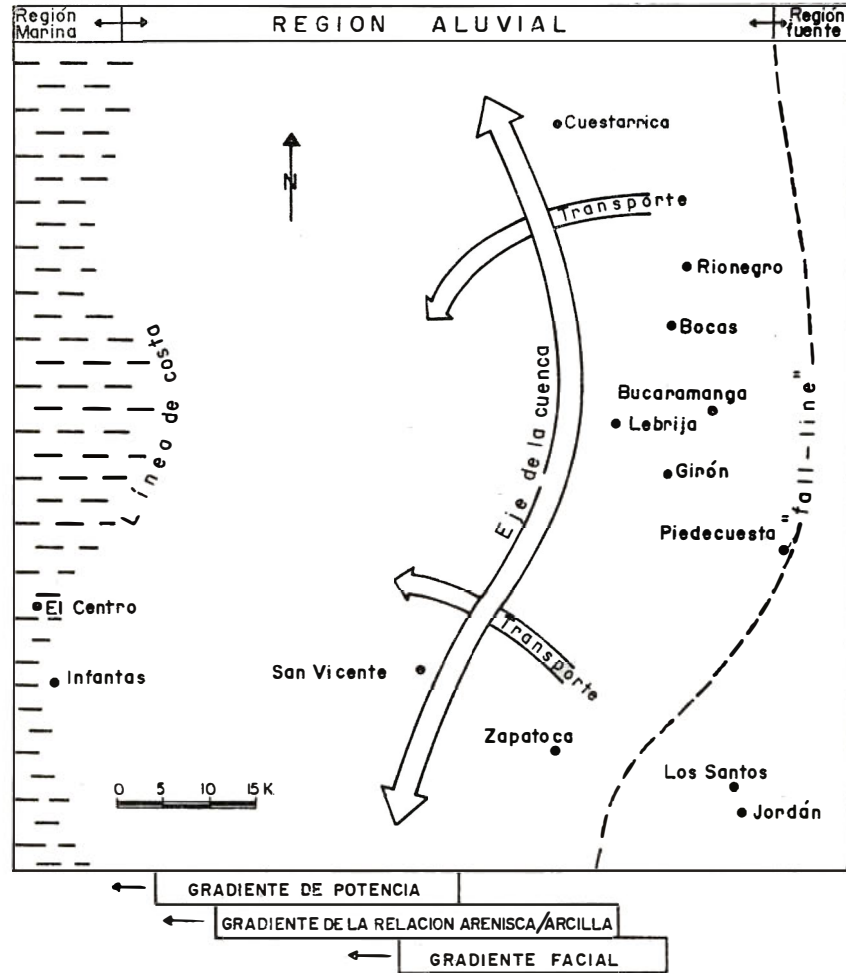


Fig. 17 Area de sedimentación de la Formación Girón W del Macizo Santander

importantes; la base de la erosión se desplaza continuamente, nuevas cuencas satélites se crean y la línea de la costa sufre variaciones, interdigitándose así los depósitos terrestres con los marinos. Es esta la razón por la que los modelos de Allen, en el perfil aquí estudiado, no estén representados regularmente sino que ajustándose al caso real, normal, algunos se repitan con frecuencia, otros no logren desarrollarse claramente, otros falten, etc.

Las reflexiones anteriores hacen pensar que solamente en el centro de la cuenca, el Grupo Girón tiene una organización cíclica y que por consiguiente paralelizar los conjuntos litológicos descritos en la sección del río Lebrija con conjuntos quizás similares en otras áreas, resulta extraordinariamente problemático. En la región estudiada, y tal como se mencionó ya en páginas anteriores, se puede diferenciar bien entre las areniscas de la Formación Girón y las areniscas de la Formación Los Santos, pero pretender reconocer con seguridad unidades litológicas inferiores (p. e., los conjuntos litológicos de la sección del Lebrija) dentro de la misma región tipo (p. e.: río Sogamoso, Zapatoca o Galán), carecería de bases suficientemente firmes. Aun suponiendo que la columna estratigráfica de la Formación Girón publicada por NAVAS (1963) fuera correcta, la representación cartográfica de la misma formación según JULIVERT et al. y TÉLLEZ (1964), no corresponde a la realidad.

R. L. LANGENHEIM (1959) comete el error, corregido posteriormente por J. H. LANGENHEIM (1961), de paralelizar los sedimentos aquí denominados Formación Jordán con las capas que infrayacen la Formación Los Santos en la Mesa de Ritoque; estas capas, de un espesor aproximado de 400 m, representan sin duda alguna, una facies, o subfacies de piedemonte de la Formación Girón, que por su proximidad a rocas de la Formación Jordán (y contener gran cantidad de material de esta última) muestra un color rojo intenso. Conglomerados de red beds con cantos hasta de 6 cm de diámetro y conglomerados de cuarzo con cantos hasta de 15 cm, son bastante frecuentes; de resto predominan areniscas y limolitas rojas. Con base en los restos de plantas fósiles encontradas en estas capas de Ritoque (Tab. 4) por LANGENHEIM (1961 : 114), es de suponerse que este conjunto litológico sea el más joven de la Formación Girón, es decir Jurásico.

El Conglomerado Rojo que aflora en el río Lebrija se discute hasta ahora, pues para entender su posición estratigráfica y origen, es requisito indispensable tener presente las consideraciones sedimentológicas hechas en las páginas anteriores. Tal como se describió ya (ver pág. 28), se trata de cantos fluviales, provenientes exclu-

sivamente de los red beds de la Formación Jordán. Al S del río Lebrija, en la Q. de Pujamanes, y en la misma posición estratigráfica se encuentra el mismo conglomerado, pero solamente de 4 m de potencia. Aproximadamente 1.5 km más al S en la Q. Volcán, el Conglomerado Rojo se reduce a dos lechos, separados por areniscas petrográficamente idénticas a las descritas de Co. G; en seguida continúan las protocuarzitas de la Formación Los Santos. Los sedimentos de piedemonte de Ritoque y estos conglomerados rojos en las areniscas más jóvenes de la Formación Girón son aproximadamente de la misma edad; ellos atestiguan solevantamientos fuertes de la región fuente hasta poco antes de la transgresión de Los Santos.

En el momento de producirse la transgresión del mar cretáceo en dirección general NW, encontró una superficie terrestre de topografía relativamente suave con peñones abruptos y aislados, compuestos principalmente por rocas cristalinas que ofrecieron la posibilidad de crear localmente un conglomerado de transgresión hasta de 15 m de espesor, depositado en pequeñas bahías o depresiones. Estos conglomerados presentan una gradación clara, y en la región estudiada están compuestos principalmente por bloques de cuarzo hasta de 30 cm de diámetro y cantos de rocas metamórficas o red beds en proporciones menores. Donde la transgresión de Los Santos encontró las areniscas de la Formación Girón, las retrabajó y redepositó sin que hubiera lugar a la formación de conglomerados o discordancia alguna (Fig. 15).

Es indispensable insistir aquí en la forma como este proceso de transgresión actuó, pues él suministra los criterios necesarios para trazar el límite estratigráfico entre las Formaciones del Grupo Girón, así como para distinguir entre los conglomerados fluviales en el tope de la Formación Girón y el conglomerado de transgresión de la Formación Los Santos. La potencia misma de los conglomerados puede también contribuir a entender su origen, según BARREL (1925 : 306) : "as gravel is not produced below the surf-line and as sea cliffs do not average over 100 to 200 feet high, it is clear that the average thickness of marine gravels, even if wholly preserved, is less than 100 feet and originally considerably less". En transgresiones sobre un terreno de más de 20° de pendiente, como es frecuente en deltas, BARREL (1925) calcula conglomerados de + 7 m de potencia promedio. CAILLEUX (1945) llama la atención sobre la orientación de los cantos de los conglomerados como característica para diferenciar su origen fluvial o marino.

La facies de la Formación Girón, la distribución de sus sub-facies y el desarrollo sedimentológico hasta aquí descrito, muestran

ya sin ambigüedades que la tan discutida pregunta acerca del conglomerado basal del Girón (LANGENHEIM, 1959 : 41 y NAVAS, 1963 : 27) carece de objetividad; la Formación Girón no tiene, ni puede tener, un conglomerado basal (= conglomerado de transgresión).

C) TECTO-SEDIMENTOLOGIA

El estudio de la cuenca del Girón y la petrografía de su relleno sedimentario conducen ineludiblemente a exponer la pregunta: Qué proceso tectónico produjo la acumulación de estas areniscas y red beds?

El Grupo Girón es una serie sedimentaria post-orogénica, una molasa típica (= "molasse trough" s. s., AUBOUIN, 1965 = parageo-sinclinal, s. l., STILLE, 1940).

Tres criterios fundamentales certifican esta aseveración:

1. La geometría y extensión (distribución regional) de estos sedimentos.
2. La asociación litológica y su organización cíclica.
3. La petrología y facies de toda la serie sedimentaria.

El calificar esta serie sedimentaria como una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental tiene implicaciones trascendentales, que merecen ser discutidas.

En las líneas siguientes se trata, sobre todo, de descifrar el desarrollo histórico-geológico de la actual Cordillera Oriental, para enmarcar, situar mejor, y entender sedimentológicamente el Grupo Girón. Estas reflexiones se basan principalmente en observaciones hechas en el Macizo de Santander; sin embargo, se considera también la situación geológica general al N y al S del mismo.

1. De acuerdo con STIBANE (1967), debe suponerse una cuenca intramontañosa ("Intramontane Senke") del Paleozoico superior (Devoniano, Carboniano, Pérmico), en la región ocupada actualmente por la Cordillera Oriental y el Valle del Magdalena. La edad del relleno sedimentario de esta cuenca se conoce por la fauna marina fósil que contiene (BÜRGL 1961, STIBANE, 1966 b). El conocimiento de estos sedimentos es aún imperfecto, pero suficiente para la discusión aquí propuesta.

2. Hacia el final del Paleozoico tuvo lugar una orogénesis; hasta el presente no se ha podido establecer su tipo, si alpino o germano. RADELLI (1962 c) hace presente que a lo largo de la Cordillera Central se puede identificar un magmatismo perteneciente a la orogenia variscica; a éste pertenecen las rocas graníticas del Macizo

de Santander. Al volcanismo básico de la Cordillera Oriental lo califica RADELLI (1962 b) de "volcanismo continental", en vez de volcanismo subsecuente, pues él confunde la Formación Jordán (que el mismo autor considera continental) donde este volcanismo parece ser más frecuente, con los depósitos post-orogénicos de la Formación Girón.

3. En el paso Paleozoico/Mesozoico comienza la erosión de la cordillera variscica. Las capas marinas entonces más jóvenes (Pérmico) sufren una denudación más severa. En el N (Serranía de Perijá), sin embargo, donde el solevantamiento tectónico parece haber sido menos intenso, el Pérmico se conservó casi completo. Simultáneamente se inicia la formación de la cuenca del Girón y la acumulación de varios miles de metros de subgrauwacas y red beds. El solevantamiento de la cordillera o el hundimiento de la cuenca al W del Macizo de Santander, se realiza en cuatro ciclos. Cada uno de estos ciclos termina con un período de quietud o para-estabilidad tectónica, marcado por la sedimentación de lutitas o clásticos más finos, en este caso por red beds.

4. Durante la sedimentación de la molasa del Girón, se desarrollaba al W de la cuenca un geosinclinal mesozoico, cuyo eugeosinclinal estaba situado principalmente en la región ocupada hoy por la Cordillera Central. Restos de los depósitos de plataforma de este eugeosinclinal se encuentran en el borde E de la Cordillera Central (Grupo Payandé, Formación Morrocoyal) y se interdigitan con los sedimentos terrestres de la molasa del Girón. Irrupciones esporádicas de este mar mesozoico hacia el E, dejaron depósitos salobres (Co. E del Grupo Girón?) o marinos (Formación Montebel), intercalados dentro de la serie terrestre. El volcanismo inicial (RADELLI 1962 b : 90) de este geosinclinal andino (Triásico hasta Cretáceo) arrojó rocas volcánicas hasta producir acumulaciones de + 10.000 m de potencia (Grupo Diabásico, NELSON 1957). Solamente hasta el final del Mesozoico se manifiesta un magmatismo sin o post-orogénico RADELLI (1962 b : 91). El Grupo Dagua, compuesto por + 2.000 m de rocas metamórficas y sedimentarias de las Cordilleras Central y Oriental, pertenece a este geosinclinal andino, considerado por BÜRGL (1961 a : 155) triásico-jurásico.

El desarrollo de la orogenia variscica y del geosinclinal mesozoico (geosinclinal andino), concebido así en el presente trabajo, contradice las ideas expuestas por otros autores, de los cuales se citan:

1. STIBANE (1966 a) supone una epirogénesis en el paso Paleozoico/Mesozoico, mediante la cual ocurre un cambio de facies,

de marina a terrestre, durante el Carboniano-Pérmico (STIBANE 1966 b : 122).

Esta suposición se basa en una paralelización errónea del Grupo Girón con los estratos (Carbonianos?) de Pipiral, en el Macizo de Quetame (ver pág. 86).

2. BÜRGL (1961 a : 158) de acuerdo con HUBACH (1931), supone un "Umbral Interandino" en la Cordillera Central durante el tiempo Girón.

Esta suposición es también innecesaria, ya que la molasa de Girón es el producto de la erosión de una cordillera variscica que ocupó la región de la actual Cordillera Oriental.

COMPARACION REGIONAL

A) PARAMO LA RUSIA

Aproximadamente 150 km al S de la localidad tipo del Grupo Girón aflora una serie de areniscas y red beds, calculada en 2.000 m de potencia; su infrayacente no aflora y en general las exposiciones no son muy extensas. El aspecto litológico de esta serie se asemeja mucho a la sección del río Lebrija, particularmente la parte inferior es idéntica a las areniscas y red beds de la columna tipo de la Formación Girón. Aproximadamente en la parte media se intercala una serie (quizás 1.000 m) de shales oscuros con pequeños bancos de areniscas finas y calizas (Formación Montebel), considerada de edad jurásica (ver Tab. 4), según la fauna y flora que contiene. En la parte superior de la serie de La Rusia aparece un conjunto de areniscas (areniscas de Arcabuco) que podrían compararse con el tercio superior del Grupo Girón. Faltan sin embargo estudios suficientemente detallados en el Páramo La Rusia para poder paralelizar estos dos depósitos. R. L. LANGENHEIM (1959) compara la parte media de la columna del río Lebrija (aprox. Co. E) con la Formación Montebel. Posteriormente J. H. LANGENHEIM (1961), con base en sus estudios paleobotánicos abandona esta opinión, es decir, que considera que los sedimentos de Santander son más antiguos. Si el conjunto E de la Formación Girón no es contemporáneo con la Formación Montebel, podría considerarse que estos dos depósitos representan un traslado heterocrono de facies. Hasta ahora puede asegurarse sí, que por lo menos la parte media a inferior de la sección del Páramo La Rusia representa la continuación septentrional de la molasa del Girón.

B) PARAMO DE SUMAPAZ (MACIZO DE QUETAME)

En la región del Páramo de Sumapaz (parte septentrional del Macizo de Quetame), STIBANE (1966 b : 70) encuentra una "serie carboniana extraordinaria" de aproximadamente 6.000 m de potencia, sin que su infrayacente aflore. La parte superior está compuesta principalmente por calizas (+ 1.200 m) y sedimentos rojos (+

1.000) en el tope. Las calizas representan depósitos de un mar somero, con una rica fauna de algas, fusulinas, briozoos, braquiópodos, gasterópodos, ostracodos, trilobites, crinóideos y conodontes. Los conodontes y foraminíferos permiten asignarle una edad carboniana superior a estos sedimentos; los sedimentos rojos podrían ser pérmicos (ver pág. 69). La parte basal (\pm 3.800 m) de toda la serie la describe STIBANE (1966 b : 71) como “un material con aspecto de flysch” y considera que esa “serie monótona de arcosas rojas, grauwas y arcillolitas puede haber sido depositada en un medio limno-fluviátil o quizás salobre”. Erróneamente denomina STIBANE (1966 b : 122) estos sedimentos clásticos que infrayacen el Carboniano superior (y Permiano?), “Paleogirón” y cree reconocer en él un tipo de facies particular del Carboniano.

Estos estratos habían sido ya descritos por L. KEHRER (1938 : 53-54) y denominados “Pipiral beds, which occur below the Carboniferous in the Quetame Massif between Bogotá and Villavicencio, in Colombia. Their age is not known with certainty, but it is assumed that they could represent lower Carboniferous”. También W. KEHRER (1939 : 5) menciona las capas de Pipiral, que cubren los “Quetame-Schichten” (según STIBANE 1967 : 633, Cambro-Ordoviciano). En la misma posición estratigráfica aparece la Formación Sabaneta, en la Cordillera de Mérida, Venezuela, comparable con las capas de Pipiral: “Below the fossiliferous shales and limestones of Permian and Upper Carboniferous age . . . there appears a body of hard sandstones and shales of reddish or greenish color, the Sabaneta group which in places greatly resembles the red beds of the La Quinta (Girón Formation). However, their position is undoubtedly below the Palmarito limestones. Plant remains are very frequent. Possibly they may be compared with the Pipiral beds”. (L. KEHRER 1938 : 53-54).

ARNOLD (1966) trabajó recientemente y en detalle las Formaciones Sabaneta y Palmarito. En su localidad tipo la Formación Sabaneta presenta una potencia de 3.360 m y cubre directamente la Formación Caparo (= Quetame-Schichten, STIBANE 1967 : 633); el mismo autor la subdivide en un “Lower Clastic Member” (1.880 m) y un “Upper Redbed Member” (1.480 m). Los estudios palinológicos preliminares en muestras tomadas del miembro superior hacen suponer una edad pérmica o quizás carboniana (ARNOLD 1966 : 2372). Los depósitos principalmente limnofluviátiles de la Formación Sabaneta pasan progresivamente a los marinos de la Formación Palmarito. Esta Formación contiene una fauna rica (fusulinas, corales, briozoos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranchios, trilobites, ostracodos y crinóideos) que indican una edad

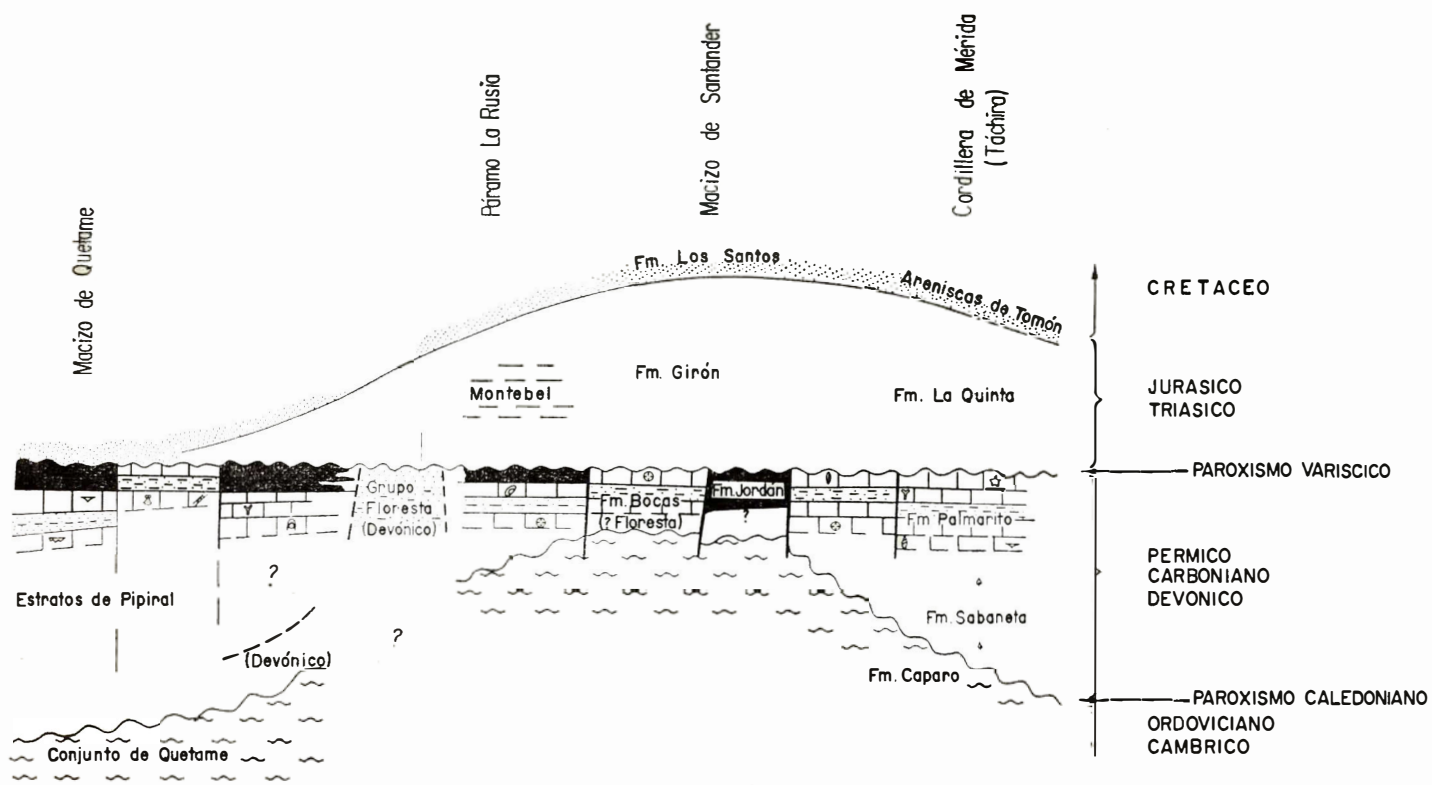


Fig. 18. Las formaciones del Paleozoico Superior y Mesozoico Inferior en la Cordillera Oriental de Colombia y la Cordillera de Mérida (Táchira), Venezuela.

permiana inferior; es posible que los estratos más bajos pertenezcan al Carboniano inferior (ARNOLD 1966 : 2378).

La información que se tiene sobre las Formaciones Bocas, Palmarito y el conjunto de calizas descrito por STIBANE (1966 b) en el perfil del Páramo de Sumapaz, muestra sin duda, que estos depósitos marinos pertenecen todos a una misma provincia sedimentológica y que si existen diferencias de edades entre ellos, no logran gran importancia. A éstos se suman los depósitos pérmicos de la Serranía de Perijá, aquí con una fauna aún más rica (principalmente amonitas y fusulinas) que quizás lleguen hasta el Permiano superior.

Finalmente, debe insistirse, una vez más, en la ausencia de sedimentos equivalentes al Grupo Girón en el Macizo de Quetame.

C) LA FORMACION LA QUINTA

Tal como en el Macizo de Santander, en la Cordillera de Mérida se puede reconocer una orogenia varíscica. Las intrusiones graníticas datadas en Venezuela indican una edad pérmica media (ARNOLD 1966 : 2378). La Formación Palmarito, citada arriba, infrayace discordantemente la Formación La Quinta. Las capas basales de la Formación La Quinta contienen cantos de calizas, localmente conglomerados de calizas con una fauna de gasterópodos, crinoideos y fusulinas pertenecientes a la Formación Palmarito (SCHAUB 1945). Según KÜNDIG (1938 : 31-32), la Formación La Quinta se subdivide en su localidad tipo (3.5 km al W de La Grita, Táchira, es decir, a aprox. 170 km al NE de Bucaramanga en tres conjuntos litológicos, así:

1. Un conjunto basal (+ 400 m) de conglomerados y areniscas arcillosas rojas.
2. Un conjunto medio (+ 500 m) de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas con estratificación entrecruzada.
3. Un conjunto superior (\pm 500 m) de areniscas rojas con estratificación entrecruzada.

Las areniscas de Tomón (= Formación Rionegro = Cretáceo inferior) cubren concordantemente las areniscas de la Formación La Quinta. Al igual que en el Macizo de Santander, la edad de estos depósitos, post-varíscicos en la Cordillera de Mérida, resulta de su posición estratigráfica entre sedimentos marinos del Permiano y del Cretáceo. De la Formación La Quinta se conocen, además, restos de peces del género *Lepidotus* (en el conjunto medio), que indicarían una edad jurásica (RIVEROS 1956 : 322). Ya varios autores

han paralelizado la Formación La Quinta con la Formación Girón (p. e.: STAPPENBECK 1927, LIDDLE 1928, SCHUCHERT 1935). RIVEROS (1956 : 317) presenta una discusión y bibliografía completas sobre este punto. Aunque faltan estudios sedimentológicos o análisis de facies detallados de la Formación La Quinta, no cabe duda que estos sedimentos en Venezuela son la continuación meridional de la molasa del Girón. El presente estudio confirma la correlación de estas unidades estratigráficas a la vez que paleogeográficamente delimita una cordillera variscica que existió en una región hoy ocupada por la Cordillera Oriental de Colombia (parte septentrional) y continúa en la Cordillera de Mérida (parte SW), Venezuela.

B I B L I O G R A F I A

- ALLEN, J. R. L., 1962. — Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England. *Jour. Sed. Petrol.*, *32*, 4, 657-697.
- 1963. — The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, *2*, 93-114.
- 1965. — A review of the origin and characteristics of alluvial sediments. *Sedimentology*, *5*, 2, 89-191.
- ARNOLD, H. C., 1966. — Upper Paleozoic Sabaneta-Palmarito sequence of Mérida Andes, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, *50*, 11, 2366-2387.
- AUBOUIN, J., 1965. — Geosynclines. *Developments in Geotectonics I*. 235 p. Elsevier Publ. Co. Amsterdam.
- BARREL, L., 1925. — Marine and terrestrial conglomerates. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *36*, 279-345.
- BLATT, H. and CHRISTIE, J. M., 1963. — Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, *33*, 3, 559-579.
- BORKMAN, J. W., 1952. — Clastic quartz particles as indices of provenance. *Jour. Sed. Petrol.*, *22*, 1, 17-24.
- BRÜCKNER, W. D., 1954. — Note on some fossils from the Girón Group in the Río Lebrija Valley, Department of Santander, Colombia. *Jour. Paleont.*, *28*, 1, 112-113.
- BÜRGL, H., 1961a. — Historia Geológica de Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Exat. Fis. y Nat.*, *11*, 43, 137-191. Bogotá.
- 1961b. — El Jurásico e Infracretáceo del Río Batá, Boyacá. *Bol. Geol.*, *6*, 1-3, 129-168. Bogotá.
- 1964. — El "Jura-Triásico" de Colombia. *Bol. Geol.*, *12*, 1-2, 5-31. Bogotá.
- CAILLEUX, A., 1945. — Distinction des galets marins et fluviatiles. *Soc. Geol. France Bull.*, *15*, 375-404.
- CARROZI, A. V., 1960. — *Microscopic Sedimentary Petrography*. 485 p. John Wiley & Sons, Inc., New York.

- CARROL, D., 1958. — Role of clay minerals in the transportation of iron. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 14, 1-27.
- CHRONIC, H., 1953. — En: NEWELL, N. D., CHRONIC, H. & ROBERTS, TH. G.: Upper Paleozoic in Perú. *Geol. Soc. Ame. Memoir* 58, 276 p.
- CLARK, J., 1962. — Field interpretation of Redbeds. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 73, 423-428.
- CORYELL, H. N. & MALKIN, D., 1935. — Paleontología de la Sección del Lebrija, Departamento de Santander, Colombia (Traducción española corregida por J. Royo y Gómez, 1942). S. G. N., Inf. N° 71. C 67. Bogotá.
- DEGENS, E. T., 1965. — *Geochemistry of Sediments*. Prentice-Hall, Inc. Englewood, N. J.
- DICKEY, P. A., 1941. — Jurassic-Cretaceous (Girón) Beds in Colombia and Venezuela. *Ame. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 24, 2, 1611-1619.
- ETAYO, F., 1964. — Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos. *Bol. Geol. UIS.*, 16-17, 3-141. Bucaramanga.
- FOLK, R. L., 1951. — Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 21, 3, 127-130.
- FRIPIAT, J. J., GASTUCHE, M. C. & COUVREUR, J., 1953. — Complexes of kaolinite with ferric oxides. *Bull. Acad. Belg. Cl. Sci.*, 39, 890-900.
- FÜCHTBAUER, H., 1963. — Zum Einfluss des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen. In: *Unterscheidungs-möglichkeiten mariner und nicht mariner Sedimente*. Fortsch. Geol. Rheinland, Westfalen, 10, 331-336.
- GORDON, D. W., 1966. — Origin of shale-pebble conglomerates. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 50, 3, 573-577.
- GERTH, H., 1955. — *Der geologische Bau der Südamerikanischen Kordillere*. Gebrüder Borntraeger. 264 S., Berlín.
- GEYER, O. F., 1967. — Das Typus-Profil der Morrocoyal-Formation (Unterlias; Depto. Bolívar, Kolumbien). *Mitt. Inst. Colombo-Alemán Invest. Cient.* 1, 53-63.
- HALMITON, E. I., 1965. — *Applied Geochronology*. Academic Press, London, New York.
- HEALD, M. T., 1956. — Stylolites in Sandstones. *Jour. Geol.*, 63, 101-114.
- 1956a. — Cementation of triassic arkoses in Connecticut and Massachusetts. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 67, 1133-1154.
- HEALD, M. T., 1956b. — Cementation of Simpton and St. Peter Sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. *Jour. Geol.*, 64, 16-30.
- HEALD, M. T. & RENTON, J. J., 1966. — Experimental study of Sandstone cementation. *Jour. Sed. Petrol.*, 36, 4, 977-991.

- HEDBERG, H. D., 1942. — Mesozoic Stratigraphy of Northern South America. *Procc. VIII Ame. Sci. Congr.*, 4, 208 p. New York.
- HETTNER, A., 1892. — Die Kordillere von Bogotá. *Petermanns Mitt., Erg. Heft* 104, 131 S. Gotha.
- HOUTEN, F. B. van, 1961. — Climatic significance of Red Beds. In: Nairn, A. E. M. (Editor). *Descriptive Paleoclimatology*. 89-139. Interscience Publ. Inc. New York.
- HUBACH, E., 1931. — Geología Petrolífera del Departamento de Santander. *Inf. S. G. N. N° 224*. 461 p. Bogotá.
- 1957. — Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. *S. G. N. Inf. N° 1212*, Bogotá.
- HUCKENHOLZ, H. G., 1963. — A contribution to the classification of sandstones. *Geol. Fören. i. Stockholm Förh.*, 85, 156-172.
- ILLIES, H. 1949. — Die Schrägschichtung in fluviatil und litoralen Sedimenten, ihre Ursache, Messung und Auswertung. *Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg*, 19, 89-109.
- INGERSON, E. & RAMISCH, J. L., 1942. — Origin of shapes of quartz sand grains, *Ame. Mineral.*, 27, 595-606.
- INMAN, D. L., 1949. — Sorting of Sediments in the Light of Fluid Mechanics. *Jour. Sed. Petrol.*, 19, 51-70.
- JACOBS, J. A. RUSSELL, R. D. & WILSON, J. T., 1959. — *Physics and Geology*. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, Toronto, London.
- JOPLING, A. V., 1966. — Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of paleo-flow regime. *Jour. Sed. Petrol.*, 36, 1, 5-49.
- JULIVERT, M., 1958. — La morfoestructura de la Zona de las Mesas al SW de Bucaramanga (Colombia, S. A.). *Bol. Geol. UIS.*, 1, 7-43, Bucaramanga.
- JULIVERT, M., BARRERO, D. & NAVAS, G., 1964. — Geología de la Mesa de Los Santos. *Bol. Geol. UIS.*, 18, 5-11, Bucaramanga.
- KARSTEN, H., 1856. — *Géologie de l'ancienne Colombie bolivarienne, Venezuela, Nouvelle-Grénade et Ecuador*. 60 p. Berlin, Friedländer.
- KEHRER, L., 1937. — Some observations on Cretaceous and Pre-Cretaceous beds in the southwestern and north-central parts of Venezuela. *Bol. Geol. Minas, I*, 2-4, 47-70, Caracas.
- 1938. — Algunas observaciones sobre la estratigrafía en el Estado de Táchira, Venezuela. *Bol. Geol. Minas, II*, 2-4, 44-56. Caracas.
- KEHRER, W., 1939. — Zur Geologie der südlichen Zentral und Ostkordillere der Republik Kolumbien. *N. Jahrb. Min. etc., Beilageband 80*, 1-30. Stuttgart.
- KELLER, W. D., & LITTLEFIELD, R. F., 1950. — Inclusions in the quartz of igneous and metamorphic rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 20, 74-84.

- KRYNINE, P. D., 1940. — Petrology and genesis of the Third Bradford Sand. Penn. State College, Mineral Industries Expt. Sta., Bull., 29, 134 p.
- 1949. — The origin of Red Beds. Transact. New York Acad., ser. 2, 11, 60-67.
- KÜNDIG, E., 1938. — Las rocas pre-Cretáceas de los Andes centrales de Venezuela con algunas observaciones sobre su tectónica. Bol. Geol., Minas, II, 2-4, 21-43. Caracas.
- LANGENHEIM, J. H., 1959. — Preliminary notes on plant fossils from late paleozoic and early mesozoic rocks in the Cordillera Oriental of Colombia. Bol. Geol. UIS., 3, 51-53. Bucaramanga.
- 1961. — Late paleozoic and early mesozoic plants fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and correlation of the Girón Formation. Bol. Geol., 8, 1-3, 95-132. Bogotá.
- LANGENHEIM, R. L., 1959. — Preliminary report on the stratigraphy of the Girón Formation in Santander and Boyacá. Bol. Geol. UIS., 3, 35-50. Bucaramanga.
- LIDDLE, R. A., 1928. — The geology of Venezuela and Trinidad. J. P. McGowan, Fort Worth, Texas, 552 p.
- LINCK, O., 1943. — Fossile Wurzelböden aus dem Mittleren Keuper. Natur u. Volk, 73, 226-234. Frankfurt.
- LOUIS, H., 1964. — Abtragung und Aufschüttung durch das fließende Wasser und die dabei entstehende Formen. In: Brinkmann, R. Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, Bd. I, 129-176. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.
- MACKIE, W., 1896. — The sands and sandstones of eastern Moray. Edinburg Geol. Soc. Transact., 7, 148-172.
- MCBRIDE, E. F., 1963. — A classification of common sandstones. Jour. Sed. Petrol., 33, 3, 664-669.
- MCKEE, E. D. & WEIR, G. W., 1953. — Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 64, 381-390.
- MORALES, L. G. & Colombian Petroleum Industry, 1958. — General Geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia. In: Weeks, L. G., Habitat of Oil, 641-695. Amer. Assoc. Petrol. Geol.
- MÜLLER, G., 1964. — Methoden der Sedimentuntersuchung. 301 S., Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- NAVAS, J., 1962. — Geología del Carbonífero al N de Bucaramanga. Bol. Geol. UIS., 81, 23-34. Bucaramanga.
- 1963. — Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental). Bol. Geol. UIS., 12, 19-33. Bucaramanga.
- NELSON, H. W., 1957. — Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. Leidse Geol. Meded., deel 22, 1-76, Leiden.

- OLSSON, A. A., 1956. — Colombia. In: Jenks, W. F., Handbook of South American Geology. Geol. Soc. Amer. Memoir 65, 293-326.
- OPPENHEIM, V., 1937. — Contribución a la Geología de los Andes Venezolanos. Bol. Geol. Minas, I, 2-4, 23-43. Caracas.
- 1940. — Jurassic-Cretaceous (Girón) in Colombia and Venezuela. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 24, 9, 1611-1619.
- PETTIJOHN, F. J., 1954. — Classification of sandstones. Jour. Geology, 62, 360-365.
- 1957. — Sedimentary rocks. 2d. Ed. 718 p., Harper & Brothers. New York.
- PETTIJOHN, F. J. & POTTER, P. E., 1964. — Atlas and glossary of primary sedimentary structures. 370 p. Springer-Verlag.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R., 1965. — Geology of Sand and Sandstone. 208 p. Indiana Geol. Surv. and Dept. Geol. Indiana University. Bloomington.
- POTTER, P. E. & PETTIJOHN, F. J., 1963. — Paleocurrents and basin analysis. 296 p. Springer-Verlag.
- RADELLI, L., 1962a. — Acerca de la geología de la Serranía de Perijá entre Codazzi y Villanueva (Magdalena-Guajira, Colombia). Geol. Colombiana, 1, 23-41. Bogotá.
- 1962b. — Un cuadro preliminar de las épocas magmáticas y metalogénicas de los Andes Colombianos. Geol. Colombiana, 3, 87-97. Bogotá.
- 1962c. — Les formations eruptives hercyniennes de la Cordillère Orientale de Colombie (Sud. Am.). Geol. Colombiana, 3, 99-124. Bogotá.
- 1967. — Géologie des Andes Colombiennes. Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté de Sciences de Grenoble. Mémoires N° 6, 471 p., 162 fig.
- RITTENHOUSE, G., 1961. — Problems and principles of sand-body classification. In: Peterson, J. A. & Osmond, J. C. (Editors). Geometry of Sandstone Bodies, 3-12, Amer. Assoc. Petrol. Geol.
- RIVERO, F. DE, 1956. — La Quinta (Formación). In: Lexique Stratigraphique International, Fascicule 3, Venezuela, 317-324. Paris.
- SCHAUB, H. P., 1945. — Fusulinids in La Quinta Formation, Venezuela. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 28, 11, 1642-1648.
- SCHIEBE, E. A., 1938. — Estudios Geológicos sobre la Cordillera Oriental. Estud. Geol. Paleont. Cord. Orient. Colomb., 1, 1-58. Bogotá.
- SCHUCHERT, CH., 1935. — Historical geology of the Antillean-Caribbean Region. 811 p., John Willey & Son, New York, London.
- SIEVERS, W., 1888. — Die Sierra Nevada de Santa Marta und die Sierra de Perijá. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, 23, 1-2, 1-158. Berlin.

- SLOSS, L. L. & FERAY, S. E., 1948. — Microstylolites in Sandstones. *Jour. Sed. Petrol.*, 18, 1, 3-13.
- STAPPENBECK, R., 1927. — Über Transgressionen und Regressionen des Meeres und Gebirgsbildung in Südamerika. *N. Jahrb. Min. Geol. etc., Beilageband 58*, 453-496.
- STIBANE, F. R., 1966a. — Orogenese und Epirogenese in den Anden Kolumbiens, Südamerika. *Natur u. Museum*, 96, 2, 69-73.
- 1966b. — Zur Geologie von Kolumbien, S. A. Das Quetame und Garzón-Massiv. *Geol. Paläont. Inst. Justus Liebig Universität, Giessen* (140 S. inédito).
- 1967. — Paläogeographie und Tektogenese der kolumbianischen Anden. *Geol. Rdsch.*, 56, 629-642.
- STILLE, H., 1907. — Geologische Studien im Gebiet des Río Magdalena. *V. Koenen-Festschrift*, 227-258, Stuttgart.
- 1940. — Einführung in den Bau Amerikas. 719 S., Gebrüder Borntraeger. Berlin.
- SUTTON, F. A., 1946. — Geology of Maracaibo Basin, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 30, 10, 1621-1741.
- TÉLLEZ, N., 1964. — Geología de la Mesa de Barichara. *Bol Geol.* 18, U. I. S. 12-21. Bucaramanga.
- TERMIER, H. & G., 1960. — Paléontologie Stratigraphique. Masson & Cie. Editeurs. Paris.
- THOMSON, A., 1959. — Pressure solution and porosity. In: *Silica in Sediments. Soc. Econom. Paleont. Miner.*, 7, 92-110.
- TRUMPY, D., 1943. — Pre-Cretaceous of Colombia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 54, 1281-1304.
- VISHER, G. S., 1965. — Use of vertical profile in environmental reconstruction. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 49, 1, 51-61.

EXPLICACION DE LAS LAMINAS:

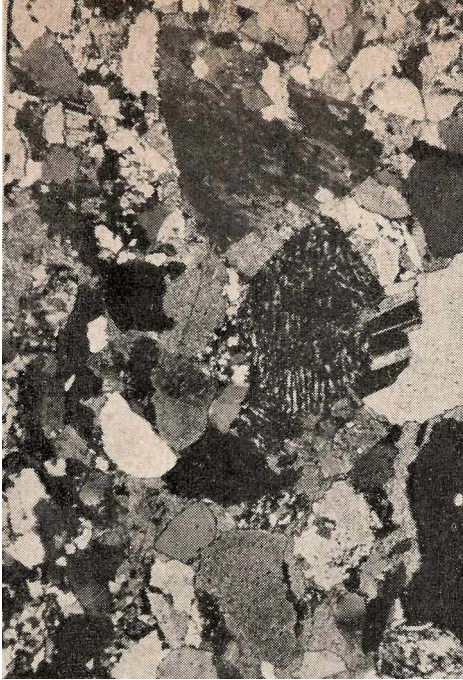
LAMINA I.

1. Subgrauwaca de la Formación Girón. Columna estratigráfica en el río Lebrija, Co. E. Muestra 10068 (13). Ampliación 35 veces. Nicols X.
2. Protocarcita de la Formación Los Santos, sección del río Chicamocha. Muestra 10112. Ampliación 35 veces. Nicols X.
3. Red bed de la Formación Girón. Columna estratigráfica en el río Lebrija, Co. B. Muestra 10034. Ampliación 560 veces. Nicols.
4. Red bed de la Formación Jordán, sección del río Chicamocha. Muestra 10100. Ampliación 560 veces. Nicols.

LAMINA Ia.

1. Calcos de vescículas de arcilla ("shale-pebble-conglomerate") y conglomerado de cuarzo. Formación Girón, Co. A. Río Lebrija.
2. Conglomerado de vescículas de arcilla, areniscas y cuarzo. Formación Girón, Co. G. Quebrada Piedra Azul.
3. Estratificación entrecruzada cóncava ("trough-cross-stratification") en red beds de la Formación Girón.
4. Estratificación entrecruzada simple ("large scale") en el Conjunto D de la Formación Girón. Río Lebrija.

LAMINA I



1



2

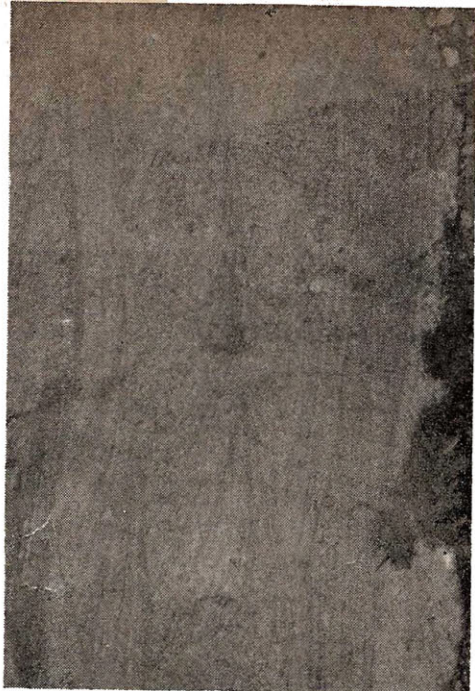


3

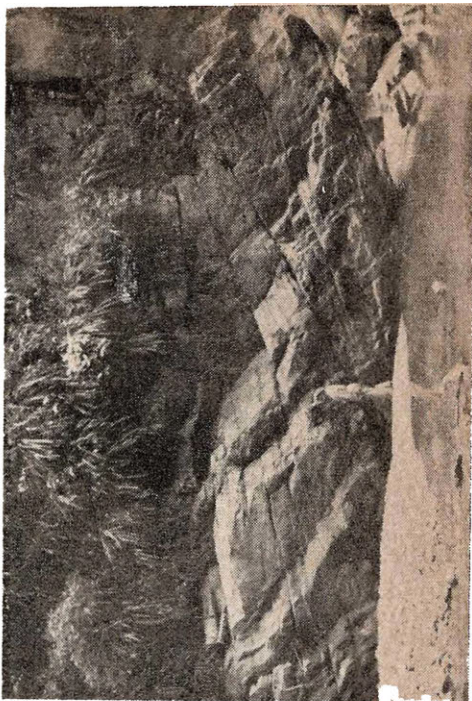


4

LAMINA 1-A



3



4



5



2