

ESTRATIGRAFIA DEL PRECRETACICO EN EL FLANCO OCCIDENTAL DE LA SERRANIA DE PERIJA

ALBERTO FORERO S. *

CONTENIDO

	Páginas
Prólogo	7
Resumen	9
Abstract	11
Zusammenfassung	13
Introducción	15
Sección de Manaure	21
Sección de Río Seco	63

PROLOGO

El presente trabajo se elaboró con base en observaciones de campo realizadas en la región Norandina, de octubre de 1966 a marzo de 1967. El principal objetivo está orientado hacia la investigación de la estratigrafía de las rocas paleozoicas, en el costado occidental de la Serranía de Perijá.

Expreso mis más sinceros agradecimientos a los profesores R. Weyl, F. Stibane y al doctor D. Henningsen de la Universidad de Giessen (Alemania) por su asistencia científica, lo mismo que al doctor R. Wokittel por sus valiosas informaciones.

Agradezco al doctor D. Suescún —entonces Director del Inventario Minero Nacional— y al doctor A. Jimeno Vega por su colaboración técnica, sin la cual no hubieran podido realizarse las investigaciones de campo.

* Departamento de Geología
Universidad Nacional de Colombia
Bogotá.

RESUMEN

En la Cordillera Oriental se conoce un gran número de afloramientos de rocas paleozoicas. Sin embargo no había podido observarse una sucesión estratigráfica continua. Este es el objeto principal del presente trabajo cuya área de investigación es la Serranía de Perijá, una prolongación de la Cordillera Oriental. Allí la tectónica es relativamente simple.

El conjunto estratigráfico más antiguo es una serie de metamorfitas de edad cambro-ordoviciana y que puede observarse en los alrededores de Manaure, en el costado occidental de la Serranía de Perijá; esta serie corresponde al grupo Quetame. La presencia de capas silurianas no ha podido ser comprobada, tanto aquí como en el resto del país.

Esas filitas cambro-ordovicianas están cubiertas por rocas devonianas fosilíferas las cuales descansan sobre una superficie de erosión. La fauna indica la presencia de Devoniano inferior y medio y permite una correlación de estos estratos con la formación Caño Grande del Grupo Cachirí, al lado oriental de la Serranía de Perijá. Aunque es posible la presencia de Devoniano superior, faltan sin embargo las capas que pudieran corresponder a las Formaciones Caño del Oeste y Campo Chicó.

En sucesión estratigráfica se continúan areniscas y calizas fosilíferas de origen marino, las cuales cubren discordantemente las rocas devonianas y que son de edad Pensilvaniana.

La serie se continúa con areniscas, calizas y calizas silicificadas. Las calizas contienen fauna del Permiano inferior y medio y pueden correlacionarse con la formación Palmarito de los Andes de Mérida.

El sistema Triásico-Jurásico está representado por capas continentales con intercalaciones de material volcánico que son correlacionables con la formación La Quinta de Venezuela; estos "red-beds" representan el Neogirón según Bürgl (1964). Solamente a partir de la transgresión cretácica, que en la región Norandina tuvo lugar en el Hauteriviano, se depositaron nuevamente sedimentos marinos.

En la sección del Río Seco (flanco sur de la Sierra Nevada de Santa Marta) se encuentran en la base areniscas (¿Devoniano?) en tanto que la parte alta se compone de calizas negras fosilíferas. En base a la fauna encontrada estas calizas se colocan en el Pensilvaniano.

Estratigráficamente esta serie se encuentra entre los gneises del basamento precambriano y las rocas volcánicas del mesozoico.

La orogénesis caledónica plegó y levantó las series predevonianas. A partir del Devoniano no hay ningún indicio de metamorfismo. La tectónica se limita esencialmente a movimientos verticales.

ABSTRACT

A great number of outcrops of Paleozoic rocks are found in the Cordillera Oriental, however, a continuous stratigraphic section has still not been observed. The principal object of this study is to make such a section in the Serranía de Perijá.

The oldest stratigraphic sequence is a series of Cambrian-Ordovician metamorphic rocks which are found near Manaure on the western side of the Serranía de Perijá. This series corresponds to the Quetame Group. Silurian beds, were not found here, nor have they been reported elsewhere in Colombia.

These Cambrian-Ordovician phyllites are covered by fossiliferous Devonian rocks which rest on an erosion surface. The fauna are the Lower and Middle Devonian and permit the correlation of these units with the Caño Grande Formation of the Cachirí Group on the east side of the Serranía de Perijá. Although the presence of the Upper Devonian is possible here, those beds that might correspond to the Caño del Oeste and Campo Chico Formations are lacking.

Discordantly covering the Devonian rocks is a series of Pennsylvanian marine sandstones and fossiliferous limestones. The series continues with sandstones, limestones and siliceous limestones. The limestones contain fauna of the Lower and Middle Permian and can be correlated with the Palmarito Formation of the Andes de Mérida.

The Triassic-Jurassic is represented by continental units with intercalations of volcanic material that are correlated with the La Quinta Formation Venezuela. These red beds represent the Neogirón Formation of Bürgl (1964). Marine sediments were only newly deposited in the Northern Andes, beginning with the Hauterivian transgression.

The Caledonian orogeny folded and uplifted the pre-Devonian series. Since the Sierra Nevada de Santa Marta, Devonian (?) sandstones are found that have black fossiliferous limestones in the upper part. Based on fossil evidence, these limestones are dated as from the Pennsylvanian. Stratigraphically, this series is found between the Pre-Cambrian basement gneisses and the Mesozoic volcanic rocks.

The Caledonian orogeny folded and uplifted the pre-Devonian series. Since the beginning of the Devonian there is no indication of any metamorphic activity. The tectonics are limited essentially to vertical movements.

ZUSAMMENFASSUNG

Aus der Ost-Kordillere Kolumbiens kennt man eine größere Anzahl von Vorkommen paläozoischer Schichten. Eine kontinuierliche stratigraphische Abfolge konnte bisher noch nicht beobachtet werden. Dies war die Aufgabe, die zu der vorliegenden Arbeit führte und deren Untersuchungsraum die Serranía de Perijá, eine nördliche Verlängerung der Ost-Kordillere ist; dort waren die tektonischen Bewegungen weniger stark ausgeprägt.

Als ältestes stratigraphisches Glied tritt eine leicht metamorphisierte Serie kambro-ordovicischen Alters auf, und zwar in der Umgebung von Manaure am Ostfuß der Serranía de Perijá, welche der Serie von Quetame entspricht. Anzeichen, die für Silur sprechen könnten, sind weder hier noch im übrigen Land gefunden worden. Diese kambro-ordovicischen Phyllite werden von fossilführenden devonischen Sedimenten überlagert, die auf einer alten Erosionsfläche einsetzen. Die Fauna zeigt unteres bis mittleres Devon an und läßt sich mit der Caño Grande-Formation aus der Cachirí-Gruppe, am Ostrand der Serranía de Perijá gelegen, korrelieren. Das Vorhandensein von Oberdevon ist möglich, jedoch fehlen eindeutig Schichten, welche den Formationen Caño del Oeste und Campo Chico entsprechen.

Im stratigraphischen Aufbau folgen Sandsteine und fossilführende Kalke marinen Ursprungs, welche diskordant die devonischen Schichten überlagern und dem Karbon angehören. Die Fauna selbst ist pennsylvanischen Alters. Die Serie geht allmählich von Sandsteinen in Kalke und schließlich in Kieselkalke über. Die Kalke enthalten Faunen aus dem unteren und mittleren Perm, welche mit denen der Palmarito-Formation der Mérida Anden übereinstimmen.

Trias-Jura wird durch rote terrestrische Schichten mit Einlagerungen von vulkanischem Material vertreten und ist mit der La Quinta-Formation Venezuelas zu korrelieren; diese Redbeds stellen das Neogirón BÜRGES (1964) dar. Erst mit der kretazischen Transgression, die im nordandinen Raum im Hauterive einsetzte, werden wiederum marine Sedimente geliefert.

In dem Profil vom Rio Seco (Südflanke der Sierra Nevada de Santa Marta) sind im Liegenden Sandsteine (¿Devon), im Hangenden fossilführende schwarze Kalke

I. INTRODUCCION

La Cordillera Oriental se extiende en dirección NNE hasta el Macizo de Santander. Allí se divide en dos cadenas montañosas: La oriental que se dirige en dirección NE, entra a Venezuela y forma los Andes de Mérida y la rama occidental que conserva su primitiva dirección para formar la Serranía de Perijá; esta prolongación constituye los límites entre Venezuela y Colombia. La Serranía de Perijá hacia el N disminuye paulatinamente en altura y anchura hasta desaparecer en las llanuras de la Guajira. Entre esta cadena montañosa y la Sierra Nevada de Santa Marta corre el río Cesar que desemboca más al sur en el río Magdalena.

La Serranía de Perijá, con alturas entre 4.500 y 3.400 m, se compone esencialmente de formaciones triásico-jurásicas y cretácicas, las cuales cubren las series paleozoicas a ambos lados de la cordillera.

Las rocas más antiguas conocidas en la Serranía de Perijá son de edad paleozoica y estas son:

- a) Las capas metamórficas del Cambro-Ordoviciano, y
- b) Las rocas no metamórficas del Devoniano, Carboniano y Permiano.

Los afloramientos de rocas paleozoicas son escasos y están limitados a bloques levantados. Del costado occidental de la Serranía de Perijá se conocen los siguientes afloramientos de rocas paleozoicas: al E de Santa Isabel, Cambro-Ordoviciano y Devoniano. Al E de Manaure, Cambro-Ordoviciano, Devoniano, Carboniano y Permiano. Río Molino, Permiano (ver. fig. 1).

Al N del río Cesar se yergue la Sierra Nevada de Santa Marta hasta una altura de 5.800 m. La Sierra se compone esencialmente de rocas cristalinas de diferentes edades, las cuales al SE están cubiertas por formaciones paleozoicas y mesozoicas.

De la Sierra Nevada de Santa Marta se conocen rocas paleozoicas a una altura de 5.400 m que GANSSEY (1955) llamó "Grupo de Chundua". A esto se suman los afloramientos descubiertos recientemente de capas devonianas (?) y carbonianas sobre el flanco SE de la Sierra. En la región del río Seco el Paleozoico está representado por areniscas y calizas sobre las cuales descansan capas volcánicas mesozoicas.

La formación Los Indios 45 km al sur de Fundación sobre el costado occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, se ha considerado hasta hoy como del Triásico-Jurásico. Sin embargo ciertas diferencias entre las faunas de Montebel y Los Indios, muestran que las capas de esta última localidad eventualmente pertenecen al Paleozoico superior. (Comunicación escrita del doctor profesor Otto Geyer, 1968).

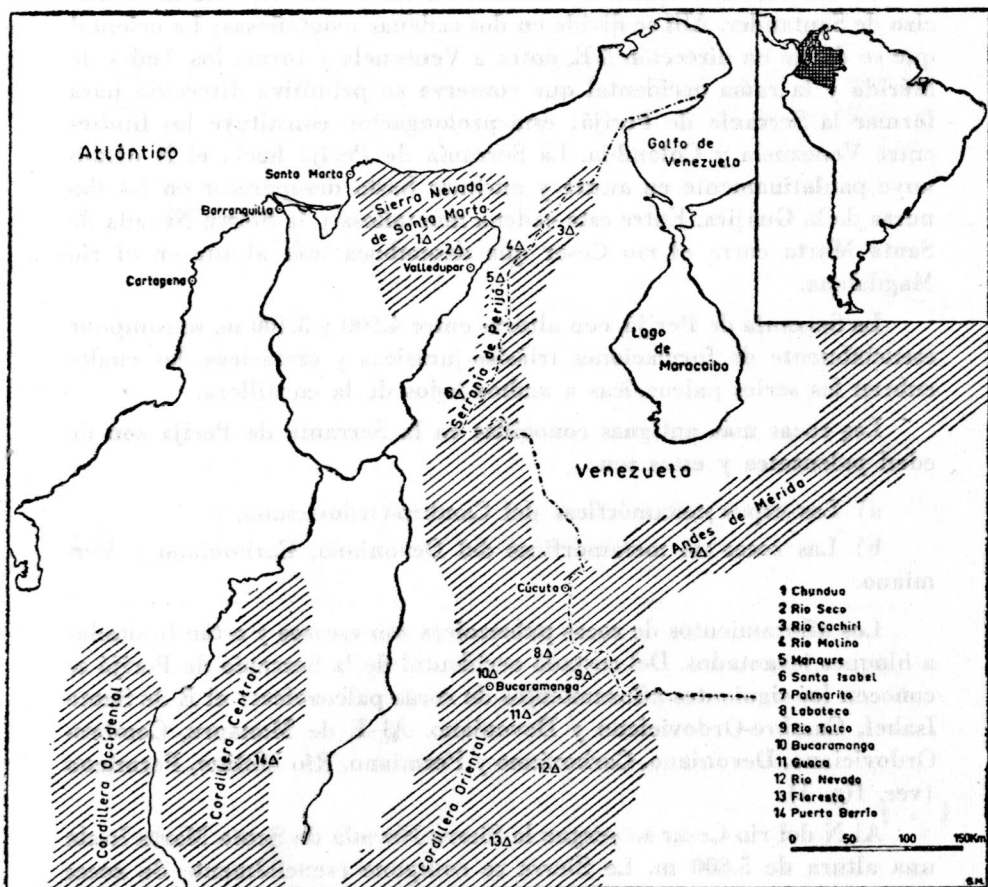


FIGURA 1. Afloramientos de rocas paleozoicas en la región Norandina.

1. Estado actual de las investigaciones geológicas en la región de la Serranía de Perijá y la Sierra de Mérida.

La geología de la Serranía de Perijá es aún poco conocida. La mayoría de las investigaciones geológicas están restringidas a pequeñas áreas aisladas, que en su totalidad no dan una imagen completa de la historia geológica de esa región. En el lado colombiano las investigaciones han sido orientadas hasta ahora hacia la prospección de yacimientos, en las cuales se han tocado solo pocos problemas tectónicos y estratigráficos.

Desde KARSTEN (1886) y HETTNER (1892) sabemos que tanto la Sierra de Mérida como también la Serranía de Perijá están conformadas esencialmente por rocas sedimentarias del Cretácico y Terciario. Las formaciones de esos dos sistemas han sido estudiadas detalladamente por las compañías petroleras.

De gran importancia por su amplitud geográfica son los depósitos continentales que están expuestos a lo largo del flanco occidental de la Serranía de Perijá. Para estos depósitos de la Sierra de Mérida KÜNDIG (1938) introdujo el término "Formación La Quinta" y los colocó estratigráficamente entre el Paleozoico y el Cretácico. Esta formación corresponde a la parte mesozoica del Girón en Colombia ("Neogirón", según BÜRL, 1964), es decir, al período Triásico-Jurásico. En la Serranía de Perijá debajo de la formación La Quinta yacen las capas paleozoicas.

El primer indicio sobre la existencia de capas paleozoicas en la región más septentrional andina se conoce desde CHRIST (1927), quien en sus investigaciones geológicas en la Sierra de Mérida supuso que rocas con metamorfismo epizonal eran de edad cambro-ordoviciana. Esa opinión fue compartida por SUTTON (1946), mientras otros autores (GONZÁLEZ DE JUANA, 1951; KÜNDIG, 1938) colocan ese complejo metamórfico en el Siluriano (?), Devoniano.

El conocimiento sobre rocas paleozoicas más jóvenes se tiene también desde CHRIST. Así reúne él calizas, shales y margas bajo el nombre de "Formación Palmarito" que supone de edad carboniana superior. Posteriormente otros autores (W. KEHRER, 1938; SCHAUB, 1944; LINDLE, 1946; SUTTON, 1946) reconocieron que esa serie no se restringe solamente al Carboniano superior, sino aún más, abarca también rocas del Permiano inferior. Una prueba de este hecho lo traen THOMPSON & MILLER (1949), quienes describieron faunas de foraminíferos Permianos de esa serie.

Desde el trabajo de síntesis de la Shell & Creole Corp. (1964) y de la visión regional de las condiciones durante el Paleozoico según ARNOLD (1966) se tiene mayor información del basamento antiguo de los Andes de Mérida.

Del costado E de la Serranía de Perijá conocemos una sección documentada con fósiles: la del río Cachim. Fauna de esa sección geológica fue colectada por YEAKEL, MCFARLAND & LIDDLE en 1924 y publicada por WEISBORD (1926). Segun él esta fauna indica una edad orisciana onondagiana. Un trabajo posterior de LIDDLE, HARRIS & WELLS (1943) da una descripción detallada de esta sección.

Permocarboniano	= Formación Palmarito
Devoniano	= Grupo de Cachirí
Precambriano	= Serie de Perijá.

Estos autores comparan las rocas permo-carbonianas del río Cachirí con las de los Andes de Mérida y las llaman también Formación Palmarito.

SUTTON (1946) intenta por vez primera elaborar una síntesis de la región de la cuenca de Maracaibo, en la cual compara la serie de Perijá con las "Series de Iglesias" (KÜNDIG, 1938) y el "Gneis de Santo Domingo" (OPPENHEIM, 1937), las dos últimas en la Sierra de Mérida, y sostiene la tesis que las tres series pertenecen al Macizo precambriano de las Guayanas.

Ya TRUMPY en 1943 citó fauna cambro-ordoviciana de las series de Güejar y llamó la atención que esta sería correlativa con el grupo de Quetame.

Del flanco oriental de la Serranía de Perijá se conoce un segundo afloramiento con rocas paleozoicas en el río Opón, que queda un poco más al sur del río Cachirí. De esa localidad se conoce únicamente rocas carbonianas con fusulinas (HEDBERG & SASS, 1937) que descansan sobre capas de edad desconocida.

Del costado occidental de la Serranía de Perijá conocemos pocos afloramientos paleozoicos a saber:

Los de los alrededores de Manaure, de Santa Isabel, el Cerro Cerejón y el río Mula cerca de Chiriguaná, TRUMPY (1943) fue el primero en llamar la atención sobre estas localidades con capas paleozoicas (Fig. 1).

La sucesión paleozoica estratigráficamente más completa es la de Manaure, donde capas de edad devoniana, carboniana, permiana y mesozoica suprayacen filitas. De allí se han publicado un número de trabajos especiales que se han ocupado de las capas permianas. MILLER & WILLIAMS (1945: amonitas); TOMPSON & MILLER (1949: foraminíferos), Faunas del Carboniano han sido citadas por TRUMPY (1943: braquiopodos); STIBANE (1966: conodontes).

En Santa Isabel, en la Sierra de los Motilones, al contrario de Manaure sobre las filitas se ha encontrado solo Devoniano que está cu-

bierto directamente por Mesozoico, TRUMPY (1943). Al pie del cerro Cerrejón, 75 km al norte de Manaure, afloraría, según TRUMPY, el Carboniano fosilífero sobrepuesto por sedimentos del Cretáceo.

2. Planteamiento del problema y método de trabajo.

En la Cordillera Oriental de Colombia se conoce un gran número de afloramientos de rocas paleozoicas, en los cuales en ningún caso puede observarse una continuidad estratigráfica. Esas discontinuidades se atribuyen a diferentes causas. Por una parte parece que la sedimentación en una gran parte de la Cordillera Oriental durante el paleozoico no fue continua, de tal suerte que debe contarse con hiatos estratigráficos. Por otra parte los movimientos tectónicos posteriores han roto de tal modo las series, que del cuadro geológico presente no puede reconocerse una sucesión continua. En la Serranía de Perijá, especialmente en los alrededores de Manaure, parece no estar presente esa dificultad. Hasta el presente es allí el único punto donde se puede seguir una serie paleozoica continua ininterrumpida. La tectónica es en la región oriental de Manaure relativamente sencilla; además desde las investigaciones de TRUMPY se conoce ya una gran parte de las formaciones paleozoicas del Devoniano, Carboniano y Permiano. En el presente trabajo se intentará por lo tanto resolver la pregunta de la continuidad de la sedimentación durante el Paleozoico. Para esto:

1. Se levantaron secciones estratigráficas en las cuales se dio mayor importancia a su contenido paleontológico.

2. Se levantó la cartografía geológica de la región de Manaure con el fin de detectar cronológicamente posibles movimientos tectónicos.

3. De los puntos 1 y 2 resulta la posibilidad de correlacionar otras series paleozoicas de la Serranía de Perijá y de la Sierra de Mérida con la de los alrededores de Manaure.

3. Generalidades sobre la geología en la región.

La Serranía de Perijá se compone en gran parte de rocas mesozoicas. Estas son predominantemente areniscas y calizas del Cretácico y rocas volcánicas y continentales de la Formación La Quinta del Triásico-Jurásico. El Paleozoico queda restringido a pequeñas localidades (Fig. 1).

En el núcleo de esta cadena montañosa se encuentran las rocas más antiguas que son metamórficas de grado epizonal, como por ejemplo en el río Cuchirí. Estas capas metamórficas constituyen la base de bloques levantados, rodeados en la mayoría de los casos por el Mesozoico. El zócalo metamórfico del macizo de Las Guayanas consistente en

gneises, reaparece en el costado oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta. En la Serranía de Perijá no se ha observado este tipo de rocas con alto grado de metamorfismo, pero puede suponerse que forman el basamento cristalino.

Al sur, la Serranía de Perijá se desprende del costado norte del Macizo de Santander y constituye por tanto la prolongación hacia el Norte de la Cordillera Oriental, la cual ya se ha separado un poco más al sur. El Macizo de Santander lo forman en parte rocas cristalinas, tales como dioritas y granitos de edad predevoniana. El Macizo cristalino se hunde hacia el Norte y las rocas cristalinas alcanzan la Serranía de Perijá solo en una estrecha franja en la región del Río de Oro. De allí en adelante hacia el norte son rocas más jóvenes las que conforman la Serranía de Perijá.

En su parte central sobresalen los picos de El Avión hasta 3.600 m y El Pintado hasta los 3.000 m. La cresta de la Serranía se compone de capas cretáceas casi en posición horizontal, que cubren los sedimentos rojos del Triásico-Jurásico (WOKITTEL, 1957). Al pie de la cordillera sobre ambos flancos de la Serranía aflora el Paleozoico en bloques descubiertos. Hacia el norte se hunde la Serranía de Perijá y desaparece bajo los aluviones de la Guajira.

El límite occidental de la Serranía lo forma el valle del río Cesar, que en sentido geológico es una fosa y está rellena con sedimentos mesozoicos y cenozoicos, los cuales están cubiertos en gran parte por aluviones y terrazas jóvenes. Rocas de edad Triásico-Jurásico están en esta región ampliamente distribuidas. Sobre el zócalo cristalino del macizo de Santander, en la parte sur de esta región y la parte media del valle del río Cesar afloran frecuentemente areniscas, arcillas rojas y vulcanitas de la formación La Quinta. Desde el punto de vista estratigráfico estos sedimentos rojos yacen entre capas permocarbonianas y cretácicas y forman estructuras suaves y amplias.

En el flanco suroriental de la Sierra Nevada de Santa Marta por el contrario afloran exclusivamente rocas volcánicas, unas veces sobre el basamento cristalino, otras sobre el Carboniano como en el río Seco (FORERO, 1967). Una correlación de estas capas con las de la Serranía de Perijá resulta bastante difícil; sin embargo, por su posición estratigráfica y por sus características litológicas, supongo que se trata de la misma formación La Quinta.

En gran parte el Mesozoico del Valle del río Cesar se encuentra cubierto por aluviones recientes. Debajo de estos podrían encontrarse sedimentos terciarios: no obstante en la superficie el Terciario solo aflora en una angosta faja en las cercanías de La Jagua de Ibirico.

Más al norte la Serranía dobla hacia el NE. Esa parte septentrional se conoce como Arco de El Totumo y construye un amplio anticlinal. En su núcleo se encuentran las filitas de la serie de Perijá, sobrepuestas por sedimentos más jóvenes del grupo del río Cachirí y de la Formación Palmarito (LIDDLE, HARRIS & WELLS, 1943). La Formación La Quinta, que está tan ampliamente representada en el flanco occidental de la Serranía de Perijá, no se encuentra aquí en el Norte: más aún, el Paleozoico está cubierto directamente por el Cretáceo inferior de la Formación Río Negro. Estas capas cretácicas están especialmente bien conservadas en el lado interno del Arco de El Totumo en el sinclinal de Manuelote (MILLER, 1960).

Así tenemos el enlace hacia el lado E de la Serranía de Perijá, en el cual están representadas preponderantemente rocas jóvenes de las Formaciones Río Negro y Colón (Cretáceo Superior). Al E hacia la cuenca de Maracaibo siguen sedimentos del Terciario (Eoceno hasta Mioceno) (según DUQUE Paleoceno continental y Terciario superior marino, comunicación oral), los cuales a su vez están cubiertos por aluviones y cuaternario.

Desde el punto de vista tectónico el flanco oriental de la Serranía de Perijá está conformado de una manera similar al occidental. El Paleozoico que interesa de manera especial en el presente trabajo, se encuentra expuesto en bloques fuertemente fallados. A las localidades del río Cachirí en los últimos veinte años, se han agregado dos afloramientos más: los de los ríos Tinacoa y Macoita. En capas de las formaciones Tinacoa y Macoita, consideradas como correlativas con una parte del Paleozoico del río Cachirí (Formación Campo Chico) por EDWARDS (1956), se han encontrado restos de plantas de edad permocarboniana (HEA & WHITMAN, 1960). Aquí el Paleozoico está cubierto por las rocas clásticas rojas y volcánicas de la Formación La Quinta. Las tres formaciones citadas últimamente componen según HEA & WHITMAN el grupo de La Ge, el cual incluye rocas con edades desde Paleozoico hasta Triásico-Jurásico.

II. SECCION DE MANAURE

Como ya se indicó, al E de Manaure se encuentra la mayor área con rocas paleozoicas expuestas. Dependiente de la fuerte erosión se originó un relieve joven y abrupto, en el cual afloran clara y mesurablemente los diferentes estratos. Estos se encuentran fácilmente accesibles por el camino de Manaure, a lo largo del río del mismo nombre, hacia la frontera con Venezuela. Sobre este tramo pueden observarse fácilmente todas las formaciones desde Cambro-Ordoviciano hasta Cretáceo superior.

El río Manaure corre en dirección E-W, a lo largo de una falla y forma un profundo valle en forma de V con laderas abruptas.

Este río conserva su dirección hasta La Paz. El resto de su curso desde allí hasta su desembocadura en el río Cesar se conoce con el nombre de río Pereira (Fig. 2).

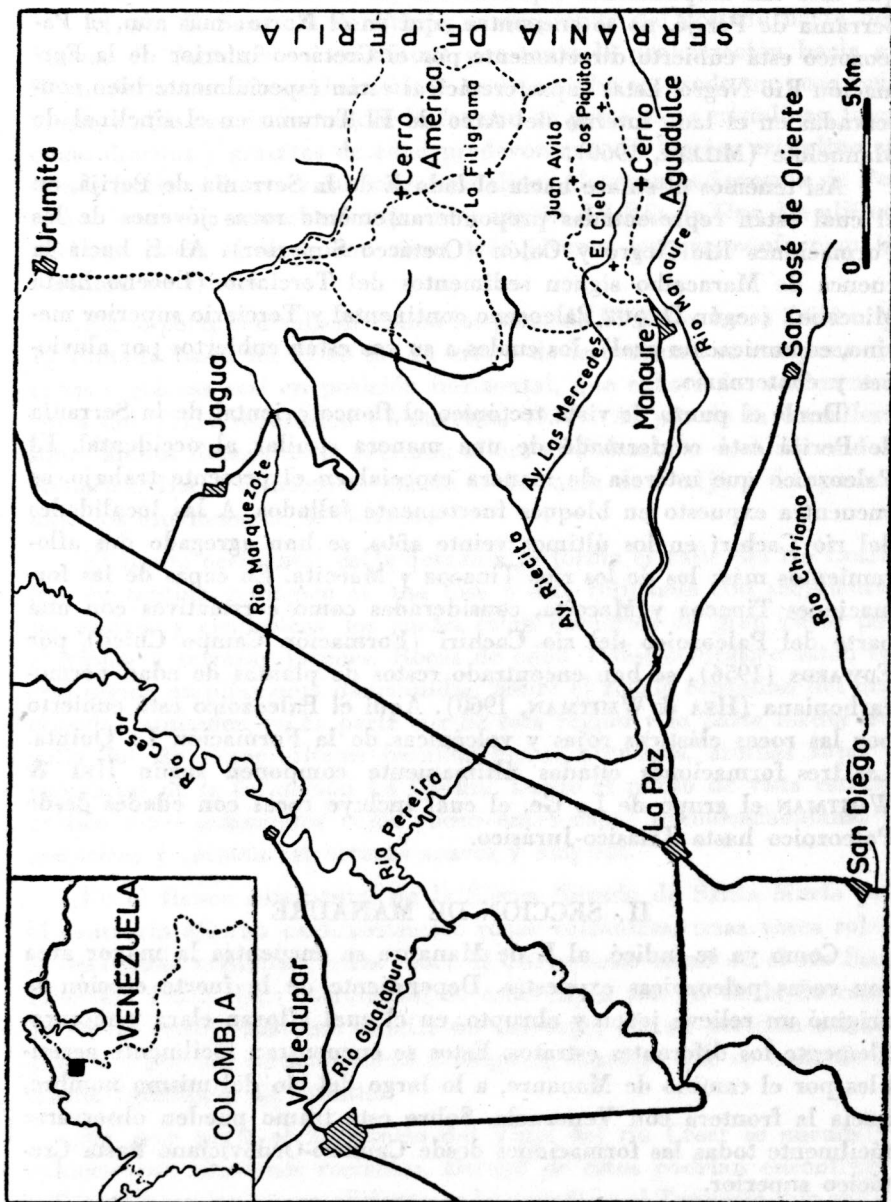


FIGURA 2. Esquema que muestra las localidades citadas en el texto.

1. Cambro-Ordoviciano.

En la sección del área investigada, directamente al E de Manaure, se encuentran metamorfitas, que pueden dividirse en tres conjuntos a saber: (Fig. 3).

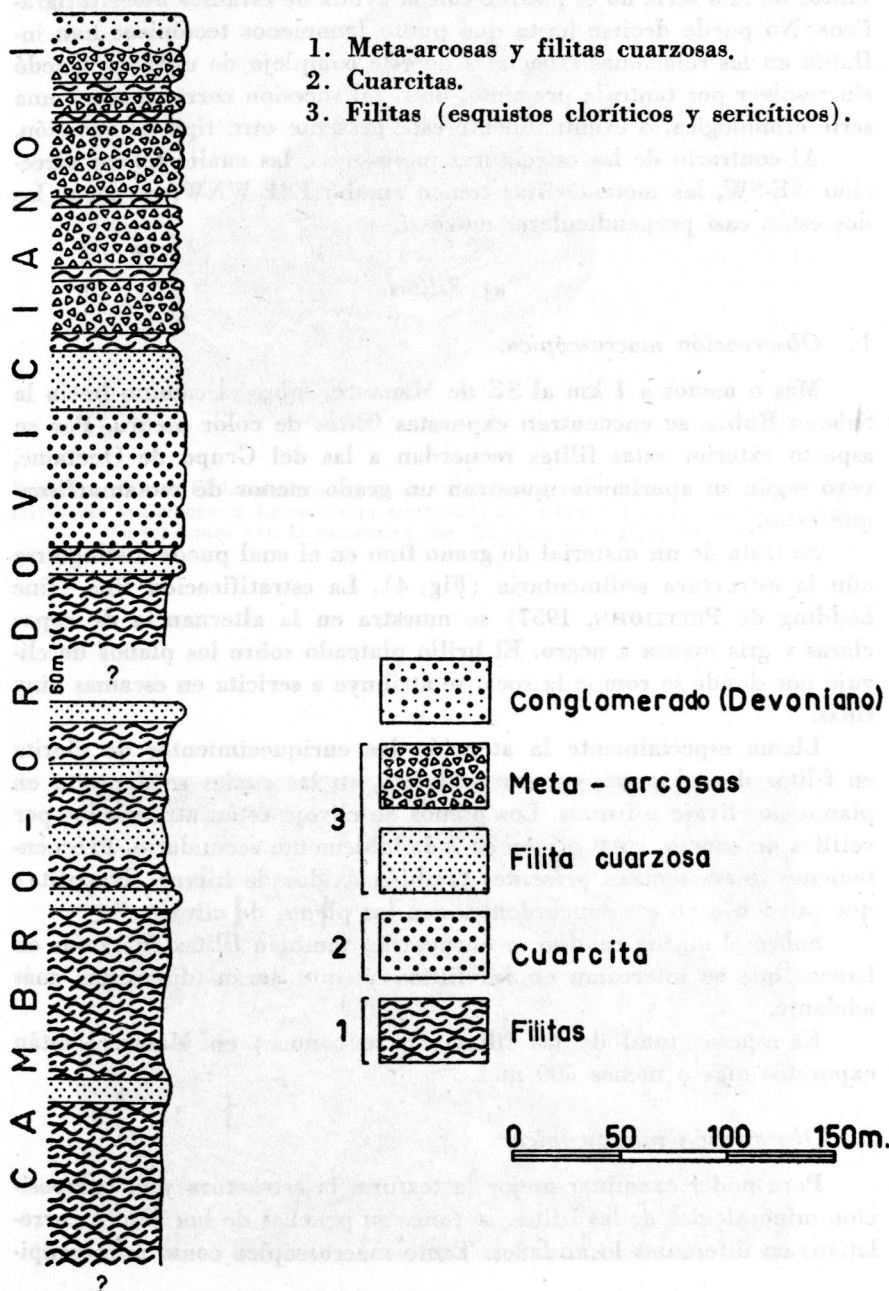


FIGURA 3. Sucesión estratigráfica del Cambro-Ordoviciano al este de Manaure.

En la base de la serie metamórfica yacen las filitas. Tanto estas como las cuarcitas y meta-arcosas suprayacentes no han proporcionado fósiles. Por lo tanto un ordenamiento cronológico de los distintos conjuntos de esta serie no es posible con la ayuda de estudios bioestratigráficos. No puede decirse hasta qué punto fenómenos tectónicos han influido en las relaciones espaciales de este complejo de estratos. Quedó sin resolver por tanto la pregunta, de si tal sucesión corresponde a una serie cronológica, o eventualmente está presente otro tipo de sucesión.

Al contrario de las estructuras mesozoicas, las cuales tienen dirección NE-SW, las metamorfitas tienen rumbo ESE-WNW, es decir, las dos están casi perpendiculares entre sí.

a) *Filitas.*

1. *Observación macroscópica.*

Más o menos a 1 km al SE de Manaure, sobre el camino hacia la Sabana Rubia, se encuentran expuestas filitas de color oscuro. Por su aspecto exterior estas filitas recuerdan a las del Grupo de Quetame, pero según su apariencia muestran un grado menor de metamorfismo que estas.

Se trata de un material de grano fino en el cual puede distinguirse aún la estructura sedimentaria (Fig. 4). La estratificación fina (fine bedding de PETTILJOHN, 1957) se muestra en la alternancia de capas claras y gris oscura a negro. El brillo plateado sobre los planos de clivaje por donde se rompe la roca, se atribuye a sericita en escamas muy finas.

Llama especialmente la atención los enriquecimientos de clorita en filitas de color gris oscuro o violeta, en las cuales se depositó en planos de clivaje o fisuras. Los planos de clivaje están atravesados por vetillas de cuarzo, cuyo origen es indudablemente secundario. Frecuentemente se encuentran presentes también óxidos de hierro (hematita) que pueden o no ser concordantes con los planos de clivaje.

Sobre el mismo camino se encuentran también filitas cuarzosas en bancos que se intercalan en las filitas y que serán discutidas más adelante.

El espesor total de las filitas no se conoce; en Manaure están expuestos más o menos 300 m.

2. *Observación microscópica.*

Para poder examinar mejor la textura, la estructura y la composición mineralógica de las filitas, se tomaron pruebas de horizontes correlativos en diferentes localidades. Tanto macroscópica como microscópi-

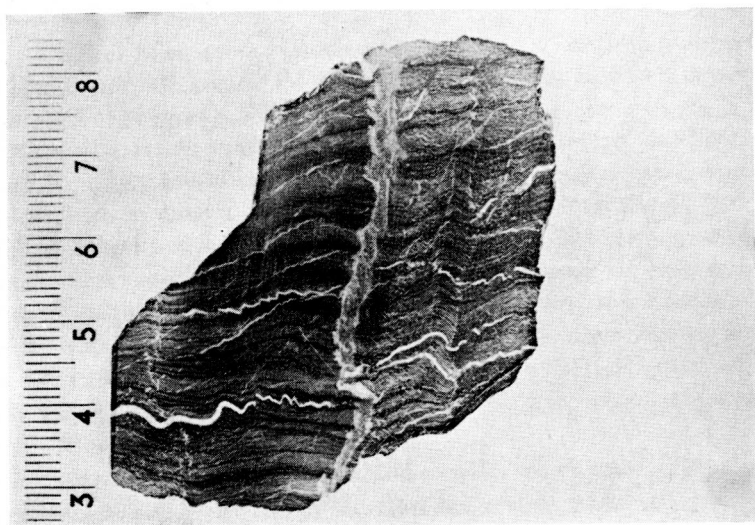


FIGURA 4. Filita: El bandeo en capas de color gris oscuro a negro corresponde a la estructura sedimentaria. La roca está atravesada por filoncitos de cuarzo más o menos concordantes con la estratificación. El filón vertical es de clorita.



FIGURA 5. Sección delgada de una filita con textura lepidoblástica originada por capas de cuarzo y clorita-sericita.

camente las pruebas muestran la misma estructura y la misma composición mineralógica.

Bajo el microscopio puede reconocerse un bandeo, que se atribuye a la sucesión alternante de capas de un material fino con capas de otro material más grueso. Esto puede apreciarse por ejemplo en la muestra 354, en la cual en una capa compuesta por un fieltro de clorita-sericita muy fina, hay incluidos cristales pequeñísimos de cuarzo. Los cristalitos de sericita y clorita toman una dirección indeterminada, así que no puede identificarse una laminación perfecta. Un límite muy nítido separa esta capa de la contigua, la cual se compone de granos de cuarzo más grandes y redondeados y en las cuales la cantidad de clorita-sericita es inferior. Esta distribución da como resultado una textura lepidoblástica (según WILLIAMS, TURNER & GILBERT, 1954). Algunas veces estas capas son continuas por una larga distancia, pero en otros casos desaparece la laminación (Fig. 5).

Además pueden verse también vetillas de cuarzo, óxidos de hierro (generalmente hematita) y clorita, las cuales pueden presentar o no concordancia con la orientación mineralógica en general; estas son además de origen secundario y rellenos de pequeñas fisuras.

3. *Composición mineralógica.*

La asociación mineralógica de las filitas depende como es natural de la composición original del sedimento. Tanto macroscópica como microscópicamente puede comprobarse, que las filitas se originaron a partir de una serie monótona de material pelítico. Solo de vez en cuando se encuentran intercalaciones de material más grueso.

El examen microscópico de las diferentes muestras dio como resultado la siguiente composición mineralógica:

Muestra 354, Fig. 6: Se trata de filitas en las cuales el cuarzo figura como el mineral más frecuente. Un reducido porcentaje del cuarzo muestra extinción ondulante: clorita y sericita forman la matriz y por su cantidad ocupan el segundo puesto después del cuarzo. Los feldespatos son solamente raros. Minerales accesorios son circón, minerales de hierro (hematita especialmente) y muscovita.

Muestra 352, Fig. 7: La roca es un esquisto arcilloso metamórfico en el cual puede apreciarse aún el carácter sedimentario de la roca original. La muestra se compone de una sucesión alternante de capas de cuarzo por una parte y casi exclusivamente de clorita-sericita por otra. En estas últimas se encuentra cuarzo solamente en cristales diminutos y la clorita y sericita están orientadas paralelamente a los planos de clivaje, que en este caso cortan casi perpendicularmente los planos de

estratificación. Como en la muestra 354, hematita (en cristales pequeños) y muscovita constituyen los minerales accesorios.

En la muestra 29, Fig. 8: Puede reconocerse un esquistos arcilloso metamórfico finamente cristalino, en el cual no puede distinguirse la presencia de clorita. La matriz, que no es tan rica en granos de cuarzo como en la muestra 354, se compone esencialmente de sericita. Especialmente frecuente en esta muestra es la microclina en grandes cristales y pertita (micropertita). En esta muestra son menos abundantes los minerales de hierro. En cantidad subordinada pueden apreciarse también cristales aislados de circón y agregados de titanita. La titanita es de origen secundario.

Muestra 356, Fig. 9: En las filitas se encuentran intercalaciones de bancos delgados más duros y compactos. Su dureza se debe a un mayor contenido en granos de cuarzo de mayor tamaño. En esta muestra una gran parte de cuarzo revela extinción ondulante tal como puede reconocerse en la figura. La matriz arcillosa primaria está completamente recrystalizada. El fieltro finamente cristalino que envuelve los granos de cuarzo más grandes se compone de muscovita y cuarzitos pequeños de una nueva generación. Como accesorios de la fracción gruesa deben citarse plagioclasas, circón y titanita. Según la descripción anterior esta roca puede clasificarse como una filita cuarzosa.

Como puede deducirse del examen microscópico, la composición mineralógica de las filitas de la parte inferior de la serie es más o menos la misma. La única diferencia se encuentra en la composición de la mica de nueva formación. En un caso se trata de sericita, en el otro de muscovita. En la roca con un mayor contenido de sericita puede observarse una cloritización más fuerte que en la roca donde la muscovita representa la cantidad principal de mica.

b) Cuarcitas.

En el costado izquierdo del río Manaure afloran cuarcitas blancas que tienen un rumbo EW y cuyos buzamientos caen hacia el sur. Al oriente de Manaure estas cuarcitas forman un anticlinal, cuyo eje está orientado con rumbo EW y el cual se hunde hacia el oriente; su núcleo lo forman las filitas. Los mismos estratos están expuestos también sobre el camino hacia el alto El Cielo; allí tienen un rumbo WNW y tienen buzamientos 40° - 50° hacia el norte. Estas cuarcitas descansan sobre las filitas sin discordancia aparente.

Se trata de potentes bancos de cuarcita blanca y muy dura, que en algunas partes está bastante resquebrajada. En su base se encuentra un banco de arenisca ferruginosa que forma el paso transicional de las fi-



FIGURA 6

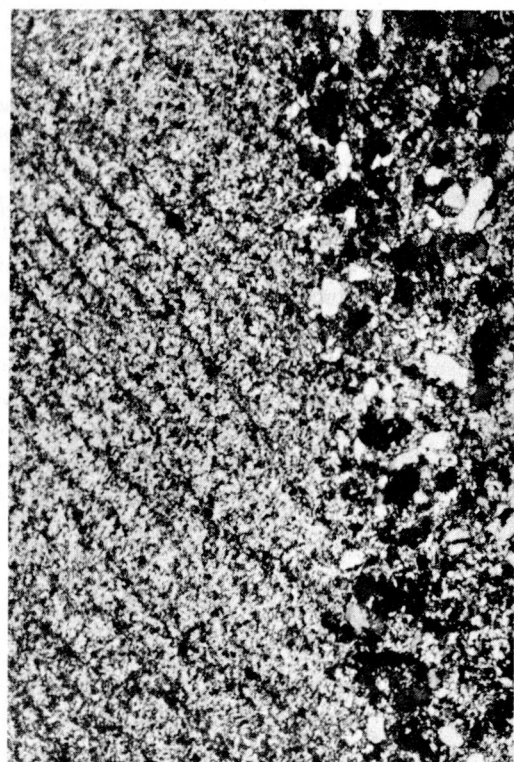


FIGURA 7

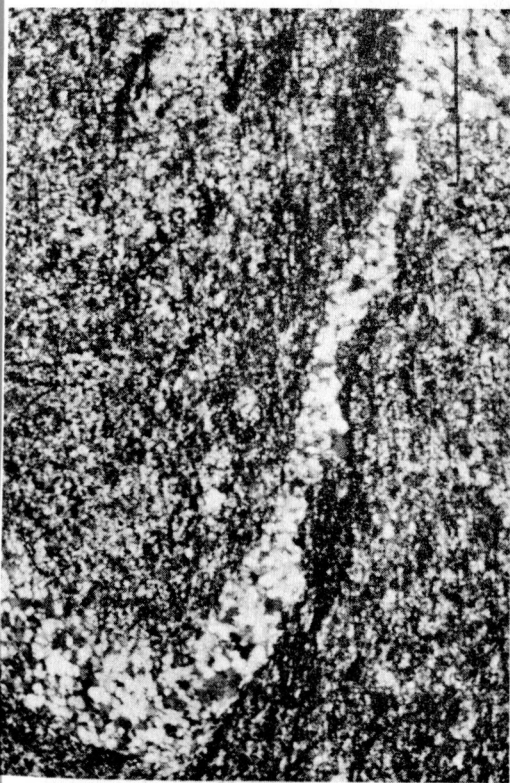


FIGURA 8

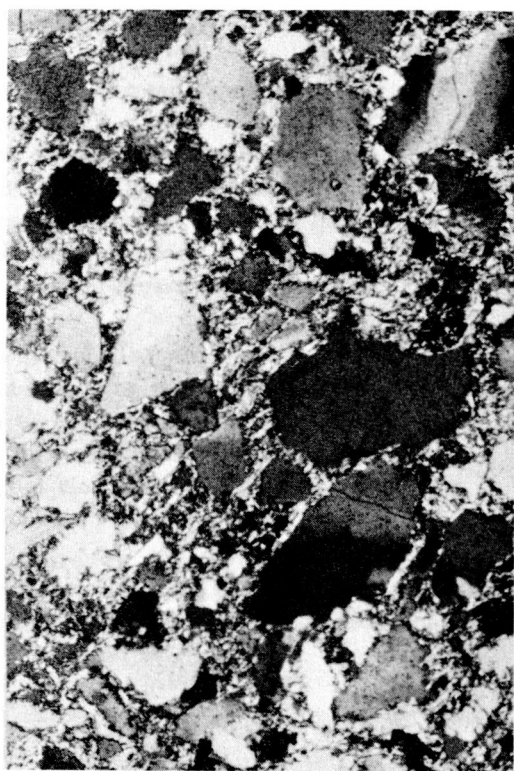


FIGURA 9

FIG. 6-9. Secciones delgadas de las filitas. Descripción en el texto. 1:30.

litas a cuarcitas. Entre las cuarcitas se presentan también algunas intercalaciones de bancos filíticos, cuya estructura y composición mineralógica es igual al de las filitas basales de la serie. Esas intercalaciones son de más o menos 20-40 cm de potencia y pueden observarse igualmente por el camino hacia Agua Dulce y en el alto de La Filigrana (6 km NE de Manaure). Justamente esas intercalaciones filíticas son las que nos dan la prueba de que ese complejo de cuarcitas de aproximadamente 80 m de espesor, son de edad predevoniana.

Bajo el microscopio pueden distinguirse granos de cuarzo, en parte sin mostrar extinción ondulante. De la buena redondez de los granos se puede deducir el alto grado de madurez de la roca. El cemento que rellena completamente los espacios porosos entre los granos también es silíceo. Como en las filitas, aquí también son muy frecuentes los diques, especialmente de cuarzo (Fig. 10).

c) *Meta-arcosas.*

Al E de Manaure afloran también rocas de grano bastante grueso en parte conglomeráticas y débilmente metamórficas que, debido a su alto contenido de feldespatos y fragmentos de rocas, califico como meta-arcosas. Este conjunto está bien expuesto por el camino hacia Agua Dulce y en la cima del alto El Cielo. Por el costado izquierdo del río Manaure afloran también las meta-arcosas, pero están ausentes en el alto La Filigrana y en el cerro Las Cumbres, donde las capas devonianas descansan directamente sobre las filitas.

El límite entre cuarcitas y meta-arcosas está formado por el banco de filita cuarzosa y ferruginosa. Sobre este yacen ya las meta-arcosas, las cuales están conformadas por bancos relativamente potentes. La parte alta de las meta-arcosas muestra una visible alteración que puede considerarse como predevoniana. Como en las cuarcitas, aquí también se encuentran de vez en cuando intercalaciones filíticas de espesores que varían entre 20-50 cm. En Manaure las meta-arcosas muestran un espesor de 150 m. (Fig. 3).

Del río Simití 5 km al sur de Santa Isabel, TRUMPY (1943) cita "esquistos arcillosos grises", "areniscas débilmente metamórficas", y "conglomerados finos arcóscicos débilmente metamórficos" como base del Devoniano que yace discordante sobre la dicha serie. Las meta-arcosas de Manaure y las descritas por TRUMPY del río Simití, además de su estrecha semejanza litológica, yacen en la misma posición estratigráfica, lo cual hace segura su correlación.

Este conjunto de arcosas débilmente metamorfoseadas contiene horizontes de material más grueso (meta-conglomerados) con cantos de

cuarzo mal redondeados y unos pocos feldespatos. En gran parte el cuarzo muestra extinción ondulante. La matriz está completamente recristalizada y se compone de sericita en pequeños cristales, los cuales recubren los granos más grandes: además puede apreciarse la nueva formación de cuarzo (Fig. 11).

d) *Correlación y edad de las metamorfitas.*

Las metamorfitas tratadas hasta ahora pueden delimitarse hacia arriba muy claramente: Estas están sobrepuestas discordantemente por estratos devonianos fosilíferos. Sin embargo su delimitación estratigráfica hacia abajo, es solamente posible mediante su correlación con complejos rocosos litológicamente semejantes de otras localidades. En la Serranía de Perijá se conoce en realidad un buen número de afloramientos con rocas metamórficas similares, pero su base no ha sido observada aún en ninguna parte. Por esta razón resulta indispensable considerar los afloramientos correspondientes con rocas metamórficas de la región norandina fuera de la Serranía de Perijá.

Recientemente STIBANE (1966-1968) se ocupó del problema de las series metamórficas de las Cordilleras Central y Oriental y de acuerdo con la interpretación de TRUMPY (1943) y NELSON (1957) llega él también a la conclusión de que las filitas de la serie de Quetame (Cordillera Oriental) y las series metamórficas de la Cordillera Central son correlacionables con los estratos fosilíferos de Uribe y La Macarena y por tanto representan al Cambro-Ordoviciano. En principio la base de esa interpretación es el aumento en el grado del metamorfismo de Oriente a Occidente.

Cambios horizontales en el grado de metamorfismo se han observado no solamente en la Cordillera Oriental. De la Sierra de Mérida se conoce el mismo fenómeno en la formación Mucuchachí (ARNOLD, 1966). De allí, en el lado sur de la Sierra, se han citado fósiles ordovicianos (LEITH, 1938; SHELL & CREOLE, 1964) mientras que en el flanco norte afloran solamente metamorfitas sin fósiles. En este caso se trata de un cambio de facies con aumento del grado de metamorfismo desde el borde hacia el centro de una cuenca geosinclinal, es decir, de sur a norte.

Si aceptamos esta interpretación como correcta, podemos entonces asumir que las series metamórficas de la Cordillera Oriental y de los Andes de Mérida pertenecen a un mismo ciclo orogenético, que cronológicamente puede situarse entre el Ordoviciano más alto y el Devoniano inferior. Para las series metamórficas de la Cordillera Central no puede delimitarse tan exactamente un punto cronológico de la recristalización, porque el basamento metamórfico está superpuesto solo por capas fosi-



FIGURA 10. Filón de cuarzo que atraviesa las cuarcitas. Localidad, oriente de Manaure.

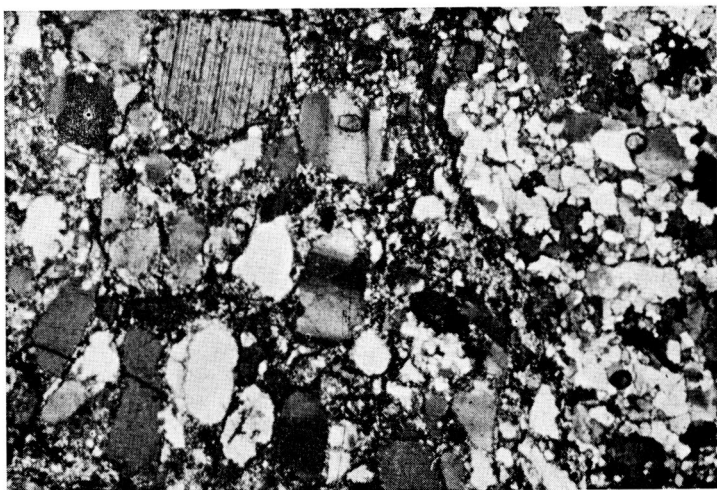


FIGURA 11. Foto de una sección delgada de un meta-conglomerado arcósico bajo nicoles cruzados: A la derecha se aprecia un canto de cuarcita, arriba un grano de feldespato. La matriz original que rellena los espacios entre los granos está completamente recrystalizada.

líferas del cretáceo. La interpretación de STIBANE con respecto a las series metamórficas de la Cordillera Central es en verdad factible a partir de consideraciones regionales.

Si trasladamos las condiciones geológicas de la Cordillera Oriental y de la Sierra de Mérida a la Serranía de Perijá, lo que es indudablemente posible, resulta que las metamorfitas de Manaure, Santa Isabel, etc., pertenecen al Cambro-Ordoviciano. En base a comparaciones litológicas TRUMPY (1943) encuentra una relación más estrecha entre las capas cambro-ordovicianas de La Macarena y la Serranía de Perijá, que entre estas y la serie metamórfica del grupo de Quetame. Esto es lógico, porque tanto en la Sierra de La Macarena como en la sección de Santa Isabel predominan las rocas arenáceas, en tanto que la serie de Quetame se originó de sedimentos predominantemente arcillosos.

Las mismas consideraciones que se han hecho para las metamorfitas de Manaure y sus alrededores, pueden hacerse también para los afloramientos correspondientes del flanco oriental de la Serranía de Perijá, con base en la gran semejanza que estos presentan con los del borde occidental, tanto en su posición estratigráfica como en su composición litológica. Es decir, que la serie de Perijá, al contrario de la interpretación de LIDDLE, HARRIS & WELL (1943), LIDDLE (1946), debería situarse cronológicamente en el Cambro-Ordoviciano. Estos autores creyeron tener que reconocer el Precambriano en la serie de Perijá, porque en su tiempo no se había reconocido la transición continua de una facies metamórfica de las capas cambro-ordovicianas.

Como ya se dijo arriba, la base del Cambro-Ordoviciano no está expuesta en la Serranía de Perijá, como es el caso en la Sierra Nevada de Santa Marta. El gneis de Río Seco, que según determinaciones radiométricas pertenece al Precámbrico del Macizo de Guayanas (BUTTERLIN, 1969), está sobrepuesto directamente por Devoniano? y Carboniano faltando las series cambro-ordovicianas. Ese zócalo cristalino debe estar debajo de la serie cambro-ordoviciiana de la Serranía de Perijá, como lo suponen HEA & WHITMAN (1960). En la lista de formaciones contemporáneas del Cambro-Ordoviciano dada por STIBANE (1967), podrían incluirse de la Serranía de Perijá y los Andes de Mérida las siguientes formaciones.

Serie de Perijá (LIDDLE, HARRIS & WELL, 1943)

Mucuchachí Formation (CHRIST, 1927), ARNOLD, 1966.

Mireles Formation, ROD, 1955.

2. *El contacto Cambro-Ordoviciano/Devoniano.*

Ya es tiempo de poner fin a una confusión de lenguaje verdaderamente babilónico que se ha introducido en la literatura geológica colombiana y que se remonta a trabajos de RADELLI. En su trabajo "Acerca de la geología de la Serranía de Perijá entre Codazzi y Villanueva", 1962 (y posteriormente en 1967), se ocupa él con las series paleozoicas y mesozoicas, discute sus relaciones, su origen y da finalmente un desarrollo tectónico de la región. A partir de observaciones equívocas de campo y erróneas interpretaciones microscópicas, el autor llega forzosamente a una falsa interpretación de la estratigrafía y la tectónica.

El subdivide las series paleozoicas en Paleozoico inferior (P_2 = Paleozoico esquistoso; predevoniano medio) y Paleozoico medio y superior (P_1 = Paleozoico fosilífero). Este último incluye Devoniano, Carbonífero y Permiano. El Paleozoico esquistoso, como él mismo lo indica correctamente, corresponde a la serie de Perijá, es decir, el Cambro-Ordoviciano metamórfico. El Paleozoico medio a superior, también está compuesto según él de rocas débilmente metamórficas. Esa afirmación es incorrecta y trae como consecuencia, que RADELLI llega a una interpretación completamente errónea de las relaciones orogenéticas, pasando por alto el importante proceso del levantamiento montañoso antes del Devoniano. Más adelante tendrán que discutirse más de cerca sus argumentos, pero ante todo queremos tratar en detalle el muy nítido contacto entre el Cambro-Ordoviciano y Devoniano.

En el capítulo II-1 C se mencionó someramente, que las capas basales devonianas yacen sobre miembros diferentes de la serie de Perijá. Así por ejemplo se encuentra el Devoniano descansando unas veces sobre las cuarcitas y meta-arcosas (por ejemplo a lo largo de la cuchilla de la vertiente norte del río Manaure), otras sobre las filitas (como es el caso al N de la quebrada Las Mercedes). Por consiguiente entre el Devoniano y las metamorfitas hay una discordancia angular de alto grado.

Además de este importante criterio, es de un significado especial el contraste que muestran las series devonianas y cambro-ordovicianas con respecto a su conformación litológica.

En el capítulo anterior se hizo alusión al carácter metamórfico de la serie de Perijá y que afectó toda la serie. Por el contrario el Devoniano no está en ningún caso afectado por metamorfismo. Horizontes clásticos de grano grueso del Devoniano se componen de cantos finos de cuarzo, cuarcita y filita, lo que probablemente indujo a RADELLI a la interpretación de que el Devoniano hubiera sido afectado por metamorfismo. En otras palabras: el Devoniano se compone en parte de basamento metamórfico redepositado.

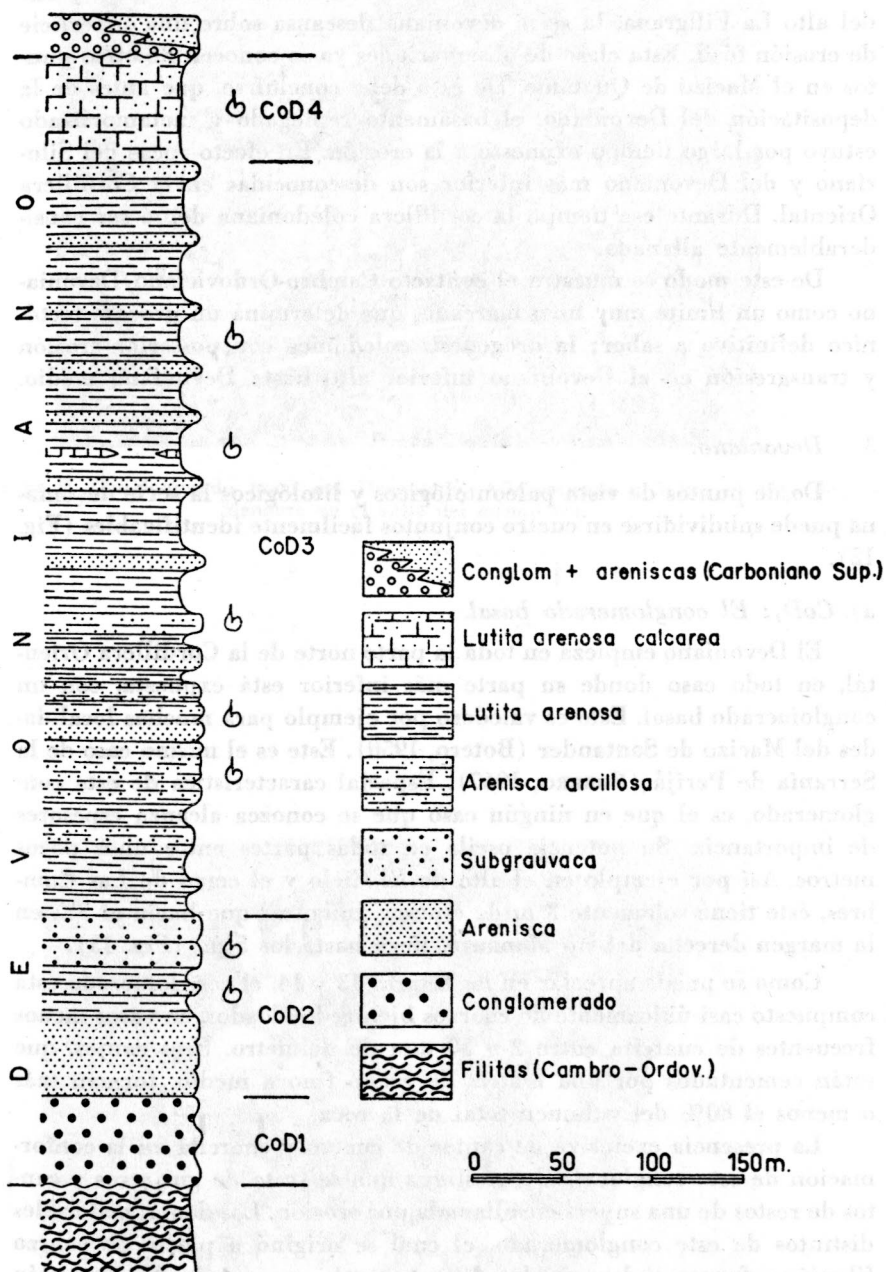


FIGURA 12. Serie litológica del Devoniano con localización de horizontes fosilíferos.

En más de un afloramiento de la región estudiada, así por ejemplo sobre el costado norte del alto El Cielo como también al norte y sur del alto La Filigrana, la serie devoniana descansa sobre una superficie de erosión fósil. Esta clase de observaciones ya se conocen de otros puntos en el Macizo de Quetame. De esto debe concluirse, que antes de la depositación del Devoniano, el basamento replegado y metamorfozado estuvo por largo tiempo expuesto a la erosión. En efecto rocas del Siluriano y del Devoniano más inferior son desconocidas en la Cordillera Oriental. Durante ese tiempo la cordillera coledoniana debió ser considerablemente allanada.

De este modo se muestra el contacto Cambro-Ordoviciano/Devoniano como un límite muy bien marcado, que determina un proceso tectónico definitivo a saber: la orogénesis coledónica con posterior erosión y transgresión en el Devoniano inferior alto hasta Devoniano medio.

3. *Devoniano.*

Desde puntos de vista paleontológicos y litológicos la serie devoniana puede subdividirse en cuatro conjuntos fácilmente identificables (Fig. 12).

a) *CoD₁: El conglomerado basal.*

El Devoniano empieza en toda la parte norte de la Cordillera Oriental, en todo caso donde su parte más inferior está expuesta, con un conglomerado basal. Esto es valadero por ejemplo para muchas localidades del Macizo de Santander (Botero, 1950). Este es el mismo caso de la Serranía de Perijá (FORERO, 1967). Especial característica de este conglomerado, es el que en ningún caso que se conozca alcanza espesores de importancia. Su potencia oscila en todas partes entre unos pocos metros. Así por ejemplo en el alto de El Cielo y el cerro de Las Cumbres, éste tiene solamente 3 m de espesor, mientras que hacia el SE, en la margen derecha del río Manaure, llega hasta los 5 m. (Fig. 13).

Como se puede apreciar en las figuras 13 y 14, el conglomerado está compuesto casi únicamente de cuarzos bien redondeados, en casos menos frecuentes de cuarcita entre 2 y 30 mm de diámetro. Esos cantos, que están cementados por una matriz de grano fino a medio, forman más o menos el 80% del volumen total de la roca.

La presencia exclusiva de cantos de cuarzo y cuarcita en la conformación de este conglomerado atestigua que se trata de guijarros y cantos de restos de una superficie allanada por erosión. Los demás materiales distintos de este conglomerado, el cual se originó a partir de cuarzo filoniano, fueron redepositados durante un largo período de alteración y con un relieve suave de mínimas diferencias.



FIGURA 13. Conglomerado basal del Devoniano. Afloramiento a 5 km al Este de Manaure en el valle del mismo río.

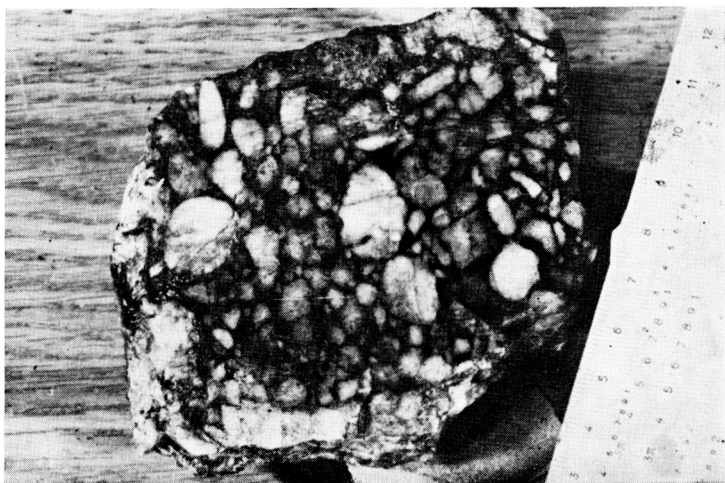


FIGURA 14. Conglomerado basal del Devoniano que está compuesto de cantos de cuarzo bien redondeados. Localidad igual que en la figura 13.

b) *CoD₂: Areniscas ferruginosas y subgrauvacas.*

Sin paso gradual sobre el conglomerado continúan rocas clásticas relativamente bien calibradas de grano medio. Debido a las diferencias que presenta con relación a sus componentes, este segundo conjunto puede subdividirse en una parte inferior y otra superior.

Observemos primero la parte inferior. Su fracción clástica se compone preponderantemente de cuarzo de color rojo. Ese color debe atribuirse a una fina película de óxido de hierro. Digno de mención es también el alto grado de redondez de los granos de cuarzo. Como accesorios en menor cantidad se encuentra mica. En esta parte inferior del 2º conjunto (CoD₂) de más o menos 35 m de potencia (alto El Cielo) se encontraron algunas intercalaciones de grano más fino, en las cuales el contenido en mica aumenta considerablemente.

La sucesión tratada hasta ahora está cubierta por capas que se diferencian de las infrayacentes en los siguientes puntos y que corresponden ya a la parte superior del 2º conjunto:

- 1) mayor contenido de mica
- 2) aporte de fragmentos de roca
- 3) presencia de oolitas silíceas
- 4) contenido en fósiles.

Estas características deben tratarse aquí más en detalle.

Las condiciones de sedimentación parecen no haber cambiado esencialmente con relación a las de la parte inferior. En la composición del material suminitrado se ponen de presente sin embargo diferencias muy claras. Si antes fueron arenas cuarzosas puras y bien redondeadas las que se depositaron, ahora se presentan componentes que indican una mayor desintegración y redepositación de rocas cristalinas. Esto se pone de manifiesto primero en los mayores aportes de mica (clorita y sericita) y segundo mediante la presencia de fragmentos de roca. Estos están formados por filitas, cuarcitas y esquistos silíceos y pueden constituir hasta la mitad de la fracción clástica.

En un examen microscópico ligero puede surgir fácilmente la impresión de que se trate de una roca metamórfica, debido al alto contenido en fragmentos de roca. El examen resulta aún más difícil, debido a que frecuentemente la roca está infiltrada por soluciones de hierro que no permiten distinguir claramente los contornos de los granos. Sin embargo, después de un examen más detenido no queda duda alguna sobre el origen sedimentario del material metamórfico. Solamente de este modo puede explicarse el error de RADELLI.

El cuarzo forma la mayor parte de la fracción clástica; pero mientras en la parte inferior del 2º conjunto se sedimentaron granos de

cuarzo bien redondeados, la parte superior tratada aquí se caracteriza por la presencia de granos angulosos o con un grado muy bajo de redondez, como lo muestra la figura 15.

La composición y forma de los granos en estas dos partes de CoD₂ dan una idea acerca de la fuente de suministro de los sedimentos. Como ya se explicó al tratar el conglomerado, las arenas cuarzosas de granos bien seleccionados parecen ser el resultado de un proceso selectivo sobre una superficie topográfica de abrasión.

En el segundo conjunto por el contrario se reflejan otras condiciones de la fuente de suministro. La forma del grano y el acarreo de fragmentos de roca o de minerales cristalinos significan una intensificación de la fuerza de erosión en la región de abrasión.

Bajo el microscopio se observan frecuentemente oolitas silíceas; estas son cuerpos cuya forma varía de redondeados a ovalados, en los que se puede reconocer en parte una estructura de crecimiento concéntrico, o, en otros casos, compuestos por agregados cristalinos homogéneamente distribuidos. Se plantea la pregunta de si las oolitas se formaron en el medio de deposición, o de si éstas fueron redepositadas. Su inclusión entre fragmentos de roca habla en favor de una redepositación (Figs. 15-17). Como la formación primaria de oolitas a partir de sílice no es posible, tenemos que contar con un reemplazamiento pseudomorfo de carbonato cálcico por cuarzo en sedimentos oolíticos. De los alrededores de Manaure no se conocen en sedimentos basales ninguno que contenga calcáreos. RADELLI (1962) describe sin embargo del "Horst del Socorro", 20 km al sur de Manaure, calcarenitas cataclásticas de la serie de Perijá. Estas rocas, u otras correspondientes que no afloran, podrían considerarse eventualmente como la fuente de suministro de tales oolitas.

Como en la parte inferior del 2º conjunto, aquí también son óxidos de hierro el cemento principal de la roca. El color en parte pardo oscuro se atribuye a tales óxidos. Las influencias climáticas actuales sobre la corteza más superior de la roca, ha traído como consecuencia el desplazamiento de las concentraciones de hierro. En muchas partes el cemento ha sido ampliamente disuelto y removido mientras que pueden observarse enriquecimientos secundarios en forma de incrustaciones, especialmente en espacios vacíos.

Esta parte superior del CoD₂ se distingue por su riqueza en fósiles, que no será alcanzada por las series devonianas superiores. Las entidades fósiles se presentan exclusivamente en forma de moldes. La antigua concha calcárea en todos los casos fue disuelta y lavada y los espacios vacíos así originados fueron rellenados con minerales de hierro. De acuerdo con la cantidad en que se presentan, los braquiópodos deben citarse en primer lugar; los briozoos son también bastante frecuentes.

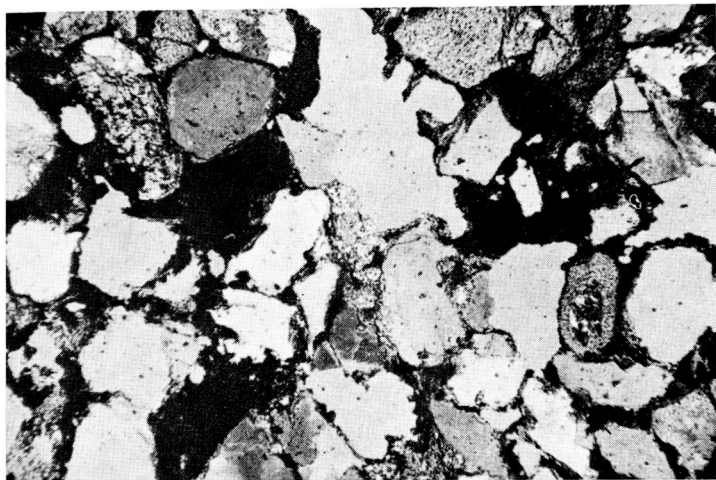


FIGURA 15. Sección delgada de una subgrauvaca. Al costado derecho pueden reconocerse oolitas silíceas.

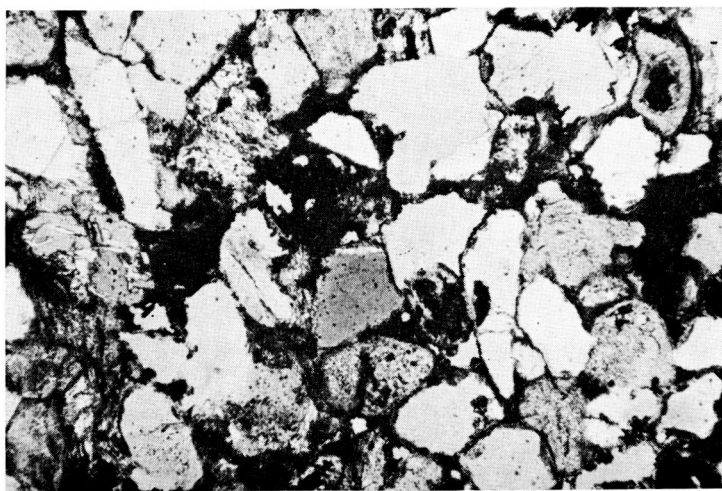


FIGURA 16. Sección delgada típica de una subgrauvaca del Devoniano. Se compone de granos de cuarzo, fragmentos de filita y oolitas silicificadas. El cemento se compone de minerales de hierro y arcilla. El estrato de procedencia es el más superior del CoD₂.

Además se encuentran también gasterópodos, corales y finalmente lamelibranchios.

La roca descrita aquí puede clasificarse según PETTIJOHN (1957, p. 316) como una subgrauvaca oolítica ferruginosa.

Las muestras de la subgrauvaca colectadas en el alto El Cielo y sobre el camino hacia Aguadulce suministraron la fauna siguiente:

Cyrtina hamiltonensis (HALL, 1957)

Acrospirifer alssoni CASTER, 1939

Acrospirifer muchisoni CASTER, 1939

Platyorthys planoconvexa (HALL, 1859).

Sphenophragmus manus IMBRIE, 1959

Rhipidomella trigona IMBRIE, 1959

Rhipidomella sp.

Megastrophia concava (HALL, 1857)

Leptaena boyacá CASTER, 1939

Straphodonta kozlowskii CASTER, 1939

Megastrophia sp.

Leptodonta sp.

Douvillina sp.

Protoleptostrophia sp.

Protomegastrophia sp.

Schellwienella goldringae CASTER, 1939

Cipricardinia subidentata CONRAD, 1885.

La edad de esta fauna será discutida más adelante.

c) *CoD₃*: *Arenisca micácea*.

El tercer conjunto comienza con un límite bien definido y en su base se compone de areniscas verdes que muestran manchas de oxidación rojas. El color verde es característico de este tercer conjunto, si bien por medio de procesos posteriores, por ejemplo alteración intensiva o precipitación de óxidos de hierro, pueden predominar localmente otros colores.

Al contrario de las subgrauvacas (*CoD₂*), las areniscas micáceas se componen de un grano más fino. Escamillas de mica están presentes a lo largo de este conjunto. Mientras se trate de areniscas, estas están bien estratificadas. Los bancos tienen en lo general un espesor de 20 cm y están separados por intercalaciones más delgadas de grano más fino (hasta arcillas). Estas circunstancias son propias especialmente de la parte inferior del tercer conjunto. Hacia arriba predomina la fracción

fina con relación a la gruesa, es decir, aquí encontramos intercalaciones delgadas de areniscas entre capas arenoso-arcillosas.

Como una rara excepción se encuentran más o menos en el centro de este conjunto unos bancos calcáreos. Hasta ahora del Devoniano se conocen rocas calcáreas solamente de una localidad. STIBANE (1967, p. 212) cita un biohermo de varios metros de espesor pero de solo poca extensión del Devoniano de Floresta. En nuestro caso se trata de tres bancos de caliza cristalina fina separados por capas arenosas: estos bancos calcáreos no alcanzan un espesor superior a los 50 cm y están expuestos sobre el lado sur del cerro La Filigrana (Fig. 2). Parece que se trata únicamente de un cuerpo calcáreo de carácter lenticular, ya que no puede seguirse su rumbo cartográficamente. En el lado norte del alto El Cielo se encuentran esporádicamente solo concreciones calcáreas, que afloran en la misma posición estratigráfica.

Los horizontes fosilíferos están distribuidos sobre la serie completa, pero son especialmente abundantes en la parte inferior (Fig. 12). La composición faunística y la conservación de los fósiles corresponden a las mismas circunstancias que se describieron de CoD₂. De un número de muestras (40, 44, 107, 114) se pudieron determinar las siguientes formas, cuya edad se discutirá en el capítulo "Correlación y Edad".

Leptaena boyacá CASTER, 1939

Leptostrophia sp.

Leptocoelia flabellites (CONRAD, 1841)

Schellwienella goldringae CASTER, 1939.

Meristella nasuta (CONRAD, 1840)

Tropidoleptus carinatus (CONRAD, 1839)

Atrypa harrisi CASTER, 1939

Chonetes venezuelensis WEISBORD, 1926

Cymostrophia dickeyi CASTER, 1939

Rhipidomella liddle CASTER, 1939

Protoleptostrophia sp.

Atrypa devoniana WEBSTER, 1921

Schizophoria sp.

Amphigenia elongata VENUXEN, 1842

Isomena depressum (MEEK & WORTHEN, 1870)

Acrospirifer olssoni CASTER, 1939

Mucrospirifer sp.

Eosyringothyris aspera HALL, 1858

"*Spirifer kingi*" CASTER, 1939

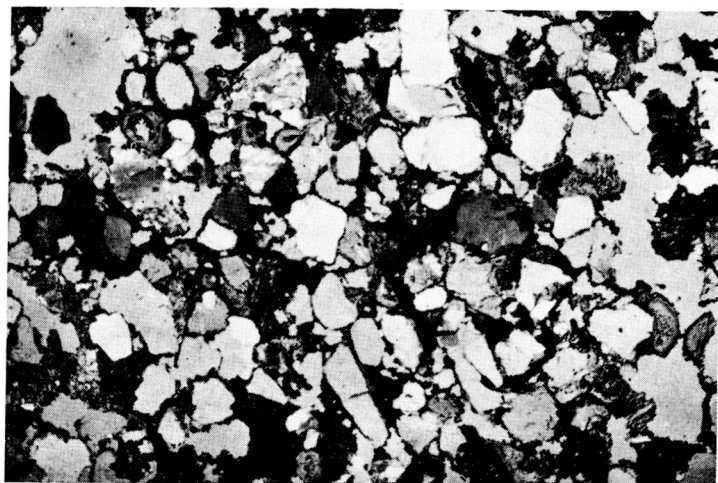


FIGURA 17. Subgrauvaca oolítica: Su composición es como en figura 16. Procedencia: base del conjunto CoD₂.



FIGURA 19. Arenisca calcárea con concreciones en el cerro de Aguadulce.

Centronella glansfagea (HALL, 1857)

Platystoma lineata (CONRAD, 1842)

Phacops salteri KOSLOWSKI, 1923

Elita colombiana CASTER, 1939

Las areniscas micáceas del conjunto CoD₃ son más blandas que su yacente y su techo. Por lo tanto ellas se distinguen morfológicamente por dar formas topográficas más suaves.

En la zona de estudio este complejo rocoso de más o menos 400 m de potencia es fácilmente accesible en una amplia área expuesta en el alto El Cielo.

En las cabeceras del río Manaure, al oriente de una gran falla de rumbo N-S (ver mapa geológico) este tercer conjunto está cubierto directamente por calizas y areniscas del Carboniano.

d) CoD₄: *Lutita arenosocalcárea*.

La parte más alta del Devoniano de 100 m de espesor, está expuesta en las cabeceras de la quebrada Las Mercedes. Debido a la fuerte erosión se encuentran descubiertas rocas relativamente frescas y poco alteradas en las márgenes pendientes de la quebrada.

Se trata de una roca de color gris oscuro y de grano muy fino en el cual ha permanecido aún como cemento un bajo contenido de carbonato cálcico. Solamente aquellas superficies que han estado largamente expuestas a los agentes atmosféricos muestran típicos colores de alteración que van desde pardo claro a oscuro. En estos casos el carbonato cálcico ha sido disuelto y removido.

En estos bancos de 40-80 cm de espesor se encuentran frecuentemente fósiles. De acuerdo con las condiciones de los afloramientos descritos arriba los fósiles han conservado casi siempre su concha calcárea. Como en los conjuntos anteriormente descritos, la fauna presente aquí también se compone especialmente de braquiópodos, briozoos y frecuentemente también crinoideos.

De estos horizontes se determinaron los siguientes fósiles:

Schuchertella crassa, IMBRIE 1959

Leptaena rhomboidalis HALL, 1859

Nervostrophia rockfordensis FESTON & FESTON, 1942

Eodevonaria imperialis CASTER, 1939

Chonetes venezuelensis WEISBORD, 1926

Atrypa harrisi CASTER, 1939

Chonostrophia complanata (HALL, 1857)

Pentagonia gemmisulcata CASTER, 1939

Nucleospira concinna (HALL, 1843)

Acrospirifer olssoni CASTER, 1939

Mucrospirifer mucronatus (CONRAD, 1841)

Fimbrispirifer venustus (HALL, 1860)

Eosyringothyris aspera (HALL, 1858)

Pleurodictium sp.

Fenestella venezuelensis WEISBORD, 1926.

Junto con el ligero metamorfismo que RADELLI atribuye al Devónico insiste él en el origen tobáceo y no detrítico del material ("El conjunto de estos caracteres habla en favor de un origen tobáceo y no detrítico de la roca y de un ligero metamorfismo". 1962, pág. 27). De las observaciones tanto microscópicas como macroscópicas no puede en absoluto deducirse la naturaleza tobácea de estas rocas. Finalmente RADELLI pudo distinguir sericita y cuarzo, en tanto que la presencia del feldespato es dudosa. La composición mineralógica no da por lo tanto un indicio acerca del origen tobáceo de la roca. Características de textura (por ejemplo textura vitroblástica, sustancia vidriosa) que pudiera ser atribuída a piroclásticos están completamente ausentes. Así, pues, falta la más mínima prueba en favor de la afirmación formulada por RADELLI de que se tratara de rocas de origen tobáceo.

RADELLI parece además haber caído en un grave error en el cual confunde superficies de clivaje con superficies de estratificación. Las primeras no están presentes debido a bajo tectonismo, lo que no excluye el que haya un enriquecimiento en sericita en los planos de estratificación y la cual es fácilmente reconocible. Así se entiende también la falta de cataclasis citada por RADELLI.

Resumiendo lo anteriormente dicho queda establecido: El Devónico se compone de material detrítico originado a partir de basamento metamórfico redepositado. No existe la formación de nuevos minerales excluyendo aquellos que se formaron a partir de la influencia de alteración. En consecuencia faltan indicios de una deformación mecánica fuerte (clivaje y cataclasis).

e) *Sobre la facies.*

De acuerdo con las características litológicas, las cuales reflejan las condiciones de depositación, puede deducirse una regularidad en la facies de las series devonianas de la región norandina y que es típica de condiciones someras marinas.

Los conocimientos actuales pueden modificarse y completarse mediante el examen de las secciones de Manaure, a saber:

En la sección de Manaure están expuestas casi únicamente rocas clásticas. En todas las muestras devonianas, excepto en aquellas del complejo superior, se ponen de manifiesto sedimentos que hablan en favor de un transporte corto. La depositación debió tener lugar predominantemente en un medio marino como puede deducirse de la asociación faunística y con un pH cercano a 7-8 como lo indican las pocas calizas presentes.

La pregunta, de si la serie devoniana completa tuvo un origen marino, no puede responderse a partir de las observaciones presentes. Como sedimentos marinos pueden aceptarse con seguridad las capas fosilíferas, ya que en ellas solo se han encontrado hasta hoy fósiles marinos.

Los conglomerados del conjunto CoD₁ y las areniscas ferruginosas de la base de CoD₂ no proporcionaron indicio alguno de un medio terrestre, pero tampoco de un medio de sedimentación marino.

También existe pues la posibilidad de que esas primeras capas del Devoniano —esta consideración puede hacerse no solamente para la serie de Manaure— tuvieron un origen salobre.

La presencia de óxidos de hierro (hematita) significa que los sedimentos se depositaron en un medio fuertemente oxidante; el nivel de oxidación coincidió con la superficie de sedimentación o se situó directamente por debajo de esta. Faltan pirita y marcacita que serían típicos de un medio reductor.

En la serie devoniana completa se encuentran siempre briozoos. Se sabe que estos organismos viven en zonas de profundidad determinada; por lo tanto puede suponerse que la depositación durante el Devoniano tuvo lugar a una profundidad más o menos constante. Esa profundidad debió situarse por debajo del nivel de las olas, pero siempre donde alcanzó a efectuarse un aireamiento intensivo.

La regularidad de la asociación faunística indica pocos cambios en las condiciones de vida durante la sedimentación en el Devoniano. Hacia arriba en la columna cronológica esas condiciones de vida se tornaron paulatinamente menos favorables: la parte superior del conjunto de areniscas micáceas no es tan rico en fósiles como el inferior. Las asociaciones forman pequeños grupos no alcanzando el desarrollo (en el crecimiento de individuos), como por ejemplo el tamaño alcanzado por los representados en las subgrauvacas.

Ese hecho puede interpretarse como cambio de las condiciones en relación con el pH, la salinidad o el suelo marino, pues la profundidad

del fondo marino debió permanecer más o menos constante, es decir, aquella donde los briozoos pudieron vivir y desarrollarse.

De gran importancia es la presencia de calizas y concreciones calcáreas y que están intercaladas en el conjunto CoD₃. En Colombia se conocen solo calizas biohérticas en las cercanías de Floresta (STIBANE, 1968). En Manaure se trata de tres bancos calcáreos de color gris y muy fosilíferos, los cuales tienen forma lenticular y que están expuestos en el alto de La Filigrana. En el perfil del alto El Cielo, en el nivel estratigráfico correspondiente se encuentran solo esporádicamente algunas concreciones calcáreas. Solamente en los últimos estadios del Devoniano hubo otra vez óptimas condiciones de vida: durante la depositación del conjunto más superior de la lutita arenosa calcárea.

f) *Correlación y edad.*

La descripción monográfica más completa de la fauna devoniana se remonta a CASTER (1939), quien se basó en colecciones de la región de Floresta. Según él, una parte de la fauna indica Devoniano inferior, en tanto que otra parte debe colocarse en el Devoniano medio. Sin embargo de su trabajo no puede determinarse si los fósiles fueron tomados de un estrato común único correspondiendo de esta manera a una zona de transición en el límite Devoniano inferior-Devoniano medio, o si en Floresta se presenta una serie de estratos cronológicamente separables y faunísticamente limitados. Un trabajo más nuevo se ocupa también exclusivamente de las faunas devonianas de Colombia (MORALES, 1965), pero tampoco da una respuesta más satisfactoria a esta pregunta.

En los últimos años STIBANE (1967-1968) se ha ocupado de manera especial con el Paleozoico de la región norandina y llega también al resultado, de que no se observa ninguna diferencia fundamental en el Devoniano de Colombia. Esto es valedero especialmente para los macizos de Quetame (por ejemplo río Batá, río Tigre, río Blanco) y Garzón (cerro Neiva y La Jagua). Parece pues como si la sedimentación en el Devoniano estuviera restringida a la zona límite Devoniano inferior/Devoniano medio.

Del río Simití y Santa Isabel, sobre el flanco occidental de la Serranía de Perijá, TRUMPY (1943) cita una pequeña fauna, la cual concuerda en gran parte con la de Floresta. Un gran número de estas especies fueron encontradas por el autor, junto con otras aún desconocidas en el Devoniano de Colombia. (Ver lista de fósiles pp. 35 - 38).

Al contrario de los autores hasta ahora citados, en el caso de Manaure es posible subdividir estratigráficamente el Devoniano con mayor exactitud. Según eso el segundo conjunto CoD₂ contiene una fauna que indica una mezcla de formas del Devoniano inferior y medio. La fauna

del conjunto CoD₃ se compone solamente de formas del Hamilton. Sin embargo una especial *Nervostrophia rockfordensis*, constituye una excepción.

Ella se conoce únicamente del Devoniano superior de Norte América. Bajo la suposición de que la determinación de esta especie es correcta, debe deducirse que el conjunto CoD₄ llega por lo menos hasta el límite con el Devoniano superior.

De este modo parece que la sedimentación del Devoniano en el Norte de Colombia tuvo lugar ininterrumpidamente desde el Devoniano inferior alto hasta el comienzo del Devoniano superior.

Sobre la continuación de la sedimentación en el Devoniano superior no puede sacarse ninguna conclusión de los alrededores de Manaure. El cuarto conjunto de la serie devoniana está sobrepuesto por estratos carbonianos. Una discordancia angular en la base del Carboniano y su posición estratigráfica sobre capas devonianas de diferentes edades hacen inferir movimientos tectónicos precarbonianos. En esta forma puede deducirse la erosión de una gran parte de la serie devoniana antes de la transgresión carboniana. Es factible, que por lo menos en la parte Norte de los Andes, el Devoniano superior que pudiera haber estado presente fue arrasado por ese período de erosión.

Esta hipótesis parece encontrar una cierta confirmación en la correlación de la serie devoniana de Manaure con la del río Cachimí al lado oriental de la Serranía de Perijá. La parte inferior del Grupo Río Cachimí, es decir, la formación Caño Grande, es sin duda, tanto faunística como facialmente correlativa con los conjuntos CoD₂ - CoD₄ de nuestra sección. Nuestro conocimiento actual sobre la asociación faunística en el Devoniano de Manaure, quita fuerza a la suposición expresada por algunos autores (MORALES, 1965), en el sentido de que el grupo río Cachimí esté menos relacionado faunísticamente con los sedimentos de Manaure que estos y los de Floresta. La mayor parte de las especies conocidas hasta ahora del río Cachimí, están presentes también en Manaure. Colecciones más completas de las dos localidades comprobarían muy posiblemente relaciones más estrechas de las conocidas hasta hoy.

Sobre la formación Caño Grande se continúan hacia arriba las formaciones Caño del Oeste y Campo Chico, de las cuales no se conoce ninguna comprobación bioestratigráfica. A pesar de esto creen LIDDLE, HARRIS & WELLS (1943) y SUTTON (1946) que dichas formaciones deben colocarse cronológicamente en el Devoniano superior. En efecto resulta difícil una correlación de estas dos formaciones con el Devoniano de Manaure desde el punto de vista litofacial. De acuerdo a lo dicho hasta ahora me inclino a pensar que las formaciones Caño del Oeste y Campo

Chico podrían corresponder a la parte superior del conjunto CoD₄ ya erosionada (comparar tabla estratigráfica, pág. 106).

4. *Carboniano.*

En el Carboniano, cuyo espesor en la zona estudiada alcanza 300 metros, pueden distinguirse dos partes litológicamente diferentes: un conjunto arenoso en la parte inferior y otro calcáreo en la parte superior (Fig. 18).

a) *Conglomerado y arcillolita arenosa.*

La parte inferior comienza en general con un conglomerado que se compone esencialmente de cantos de arenisca roja compacta, con un tamaño de 1.5 a 3 cms de diámetro. La matriz roja es arenosa y de vez en cuando se encuentran cuerpos arenosos de color verde con un bajo contenido calcáreo. Los cantos son subredondeados, entre los cuales los cuarcíticos son esporádicos.

En cuanto a su extensión geográfica el conglomerado basal del Carboniano no es tan constante como el del Devoniano y aunque en algunas partes alcanza una gran potencia, en otras falta completamente como es el caso del cerro de Juan Avila: allí las areniscas que en el valle del río Manaure afloran sobre el conglomerado, yacen discordantemente sobre los estratos más jóvenes del Devoniano. La forma lenticular de este conglomerado indica que fue depositado en irregularidades negativas de una superficie de erosión originada con anterioridad. El conglomerado pasa sin límite muy marcado a la arcillolita arenosa. El cambio se efectúa en tal forma que los cantos disminuyen tanto con respecto a su cantidad como a su tamaño. Recíprocamente aumenta el contenido de matriz hasta que finalmente los cantos desaparecen totalmente y solo se encuentra presente una arcillolita arenosa de color rojo oscuro. Bajo el microscopio pueden reconocerse escamas de mica y escasos y pequeños granos de cuarzo en medio de una matriz aún más fina. Estas son capas fosilíferas. Aunque el material calcáreo fue disuelto y removido permanecen los moldes, cuyas estructuras están en verdad mal conservadas. El color rojo de la roca se atribuye a óxidos de hierro, los cuales están presentes como cemento entre los granos y como relleno de los espacios vacíos dejados por los fósiles. Con respecto al medio de depositación, tenemos aquí un caso parecido al de las subgrauvacas.

b) *Conjunto calcáreo.*

Si se observa la serie carboniana desde el punto de vista litológico, puede reconocerse un cambio paulatino en las características de las con-

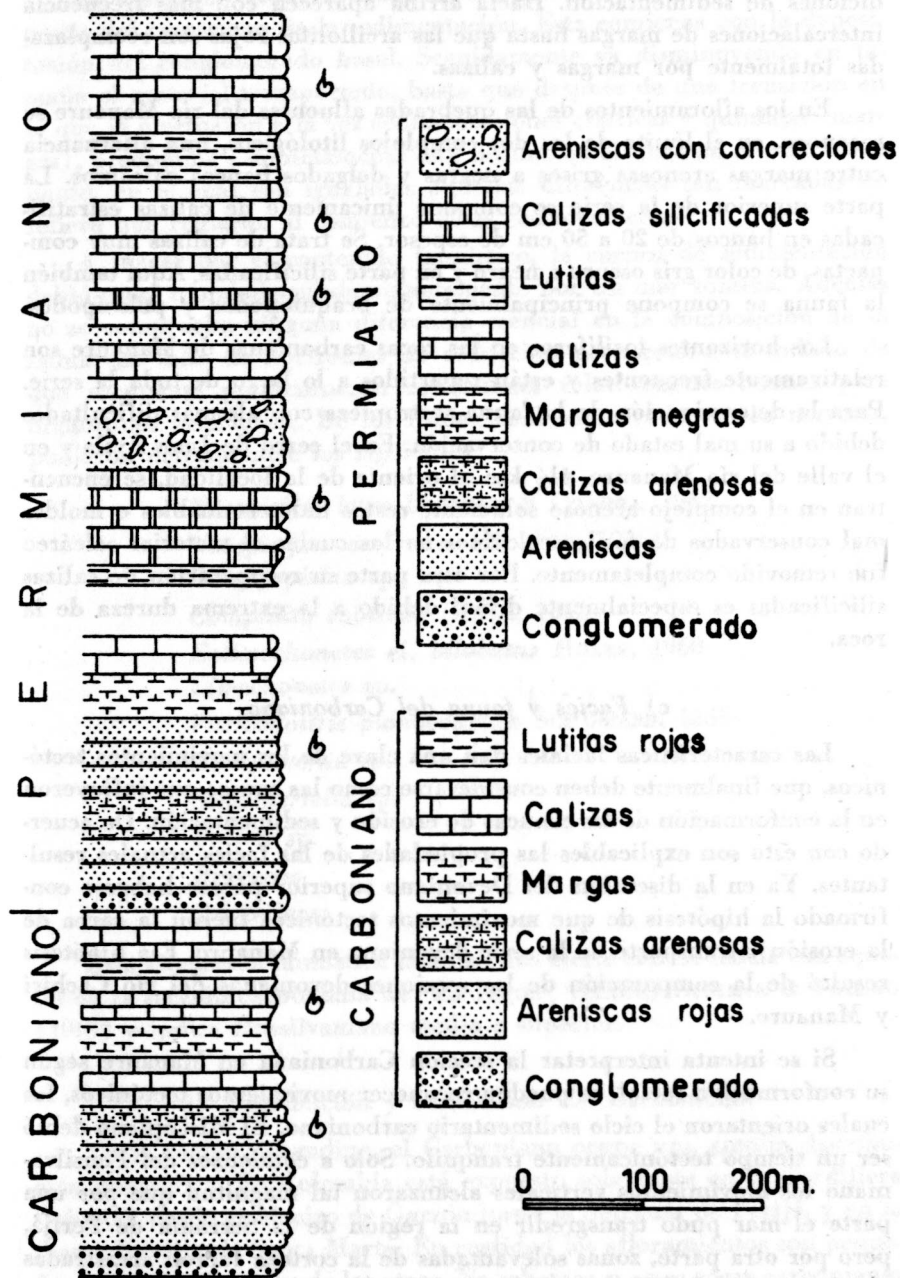


FIGURA 18. Serie litológica del Carboniano y Permiano al lado derecho del río Ma-naure, 5 km al oriente de dicha localidad.

diciones de sedimentación. Hacia arriba aparecen con más frecuencia intercalaciones de margas hasta que las arcillolitas rojas son reemplazadas totalmente por margas y calizas.

En los afloramientos de las quebradas afluentes del río Manaure se reconoce, en el límite de los dos complejos litológicos, una alternancia entre margas arenosas grises a negras y delgados bancos calcáreos. La parte superior de la serie se compone únicamente de calizas estratificadas en bancos de 20 a 50 cm de espesor. Se trata de calizas muy compactas, de color gris oscuro a negro y en parte silicificadas. Aquí también la fauna se compone principalmente de braquiópodos y pelecípodos.

Los horizontes fosilíferos en las rocas carbonianas de Manaure son relativamente frecuentes y están repartidos a lo largo de toda la serie. Para la determinación de la fauna se tropieza con algunas dificultades debido a su mal estado de conservación. En el cerro de Juan Avila y en el valle del río Manaure, 4½ km al oriente de la localidad, se encuentran en el complejo arenoso solamente restos indeterminables o moldes mal conservados de fósiles calcáreos en los cuales el material calcáreo fue removido completamente. Por otra parte su recuperación de calizas silicificadas es especialmente difícil debido a la extrema dureza de la roca.

c) *Facies y fauna del Carboniano.*

Las características faciales dan una clave de los movimientos tectónicos, que finalmente deben considerarse como las causas que influyeron en la conformación de las cuencas de erosión y sedimentación. De acuerdo con esto son explicables las propiedades de las facies actuales resultantes. Ya en la discusión del Devoniano superior parece haberse confirmado la hipótesis de que movimientos tectónicos fueron la causa de la erosión y transporte de la serie devoniana en Manaure. Esa hipótesis resultó de la comparación de las secciones devonianas del río Cachimí y Manaure.

Si se intenta interpretar la sección Carboniana en Manaure según su conformación facial, se pueden reconocer movimientos tectónicos, los cuales orientaron el ciclo sedimentario carboniano. El Misisipiano debió ser un tiempo tectónicamente tranquilo. Solo a comienzos del Pensilvaniano los movimientos verticales alcanzaron tal magnitud que por una parte el mar pudo transgredir en la región de la Serranía de Perijá, pero por otra parte, zonas solevantadas de la corteza fueron arrastradas por la erosión. La discordancia angular reconocible en el campo, entre Devoniano y Carboniano, permite deducir que bloques hundidos fueron inclinados a partir de su posición horizontal.

El desarrollo esquematizado arriba puede deducirse claramente a partir del transcurso de la sedimentación. Esta comienza con la deposición del conglomerado basal. Seguidamente va disminuyendo en tamaño el material transportado, hasta que después de una transición en la que se efectuaron a la vez sedimentaciones clásticas y químicas (margas), predomina completamente esta última. Se alcanza en esta forma el punto, en el cual son igualadas aquellas diferencias tan marcadas de relieve que reinaron al comienzo de la sedimentación.

A juzgar por el contenido faunístico, la cuenca de sedimentación debió estar inundada predominantemente por un mar somero. Además no se comprueba ninguna diferencia esencial en la composición de la fauna. La falta de horizontes de reducción proporciona el indicio de que solamente predominaron condiciones relativamente buenas para organismos bentónicos. De los fósiles, mal conservados en su mayoría, pudieron determinarse los siguientes:

Neospirifer latus DUMBAR & CONDRA, 1932

Neospirifer cameratus (NORTON, 1936)

Brachyspirina sp.

Composita subtilita (HALL, 1852)

Eolissochonetes cf. *bilobatus* HOARE, 1960

Lissochonetes sp.

Phricodotiris planoconvexa SCHUMARD, 1855

Antiquatonia sp.

Schuchertella sp.

Pecten sp.

Bryozoos

Crinoideos.

Esta asociación faunística muestra una cierta concordancia con aquella de la sección carboniana de "La Jagua" (Huila) STIBANE & FORERO (1969) e indica Pensilvaniano medio a superior.

d) *Distribución y correlación del Carboniano.*

En la región norandina, el Carboniano ocupa una amplia distribución geográfica. En Colombia está expuesto solamente en la Cordillera Oriental, desde el Macizo de Garzón hasta la Serranía de Perijá, y en la Sierra Nevada de Santa Marta. En realidad los afloramientos son pequeños y aislados los unos de los otros. No sabemos si estas rocas carbonianas fueron depositadas en una zona de sedimentación común o en cuencas de sedimentación aisladas y separadas unas de otras. A esto debe agregarse

el que nuestros conocimientos sobre series estratigráficas de cada uno de los afloramientos y de su contenido faunístico es todavía muy deficiente. Por lo tanto una correlación no es realizable aún, sin grandes dificultades, debido a los posibles cambios de facies, tanto vertical como horizontalmente.

Como veremos más adelante, la falta de Carboniano inferior en la mayoría de los afloramientos paleozoicos, hace deducir un período de erosión en ese tiempo. Sin embargo, esto no tiene validez general, pues la presencia de sedimentos Misisipianos ha sido comprobada en el Macizo de Quetame. Del río Batá (BÜRGL, 1958) cita Carboniano inferior y lo correlaciona con la formación Gachalá (STUTZER, 1926-1934), la cual ROYO y GÓMEZ (1945) coloca en el Carboniano inferior alto hasta Carboniano superior bajo. Las capas rojas en el valle del río Guatiquía al norte de Villavicencio (RENZZONI, 1968) también pueden situarse estratigráficamente en el Misisipiano.

Por el contrario, el Pensilvaniano se encuentra en todos los afloramientos carbonianos que se han citado hasta la fecha. Lo conocemos del Macizo de Garzón (La Jagua) y del río Nevado en Santander del Sur (STIBANE & FORERO, 1969); también del Páramo de Sumapaz (Wokittel, 1953), (STIBANE, 1968) y del Macizo de Santander (DICKEY, 1941, NAVAS, 1962, CORVELL y MALLKIN, 1945; en ROYO y GÓMEZ), como también del Páramo de Tierranegra; de la Serranía de Perijá (TRUMPY, 1943; FORERO, 1967) y de la Sierra Nevada de Santa Marta (FORERO, 1967). Probablemente aflore también el Carboniano en la región del río Molino, algo más al norte de Manaure.

Una serie alternante, frecuentemente de clastitas rojas con calizas claras y casi siempre con faunas marinas, representa la característica más importante de las secciones carbonianas investigadas hasta la presente. En el techo se continúan potentes series de capas rojas cuya edad es en la mayoría de los casos desconocida debido a su gran pobreza fosilífera. Observando la serie carboniana desde el punto de vista estratigráfico, se reconoce una continuidad de las capas rojas con su yacente. Por lo tanto sería factible su situación dentro del Carboniano o quizá dentro del Permiano. Pero no debería desecharse la posibilidad de una datación más joven para estas capas rojas. (BÜRGL, 1964) llamó la atención acerca de que el Grupo de Girón incluye capas paleozoicas y llamó esta parte del grupo "Paleogirón", de acuerdo con los restos vegetales paleozoicos conocidos. CEDIEL (1968) coloca en duda recientemente las determinaciones que son la base de las reflexiones de BÜRGL. No se trata de discutir aquí si la duda de CEDIEL sobre las determinaciones de los restos fósiles conocidos es correcta o no. Siempre y cuando no se haya encontrado la fauna o flora correspondiente, existe una

gran probabilidad de que las siguientes series en el techo de Carboniano con fósiles, sean datadas como Carboniano o Permiano:

1. Las capas rojas del Páramo de Sumapaz (STIBANE, 1968).
2. La formación Cucho, que yace sobre el Devoniano de Floresta (BOTERO, 1950).
3. Las areniscas y arcosas del Páramo de Guantiva, que BÜRL (1964) correlaciona con los estratos de Gachalá.
4. La Formación Bocas (DICKY, 1941) en el río Lebrija al norte de Bucaramanga, BRUKNER (1954) y LANGENHEIM (1960).
5. Las potentes series del Páramo de Tierranegra y Labateca, TRUMPY (1943).
6. La parte alta sobre la serie carboniana del río Nevado; la presencia de cochiproductos peruvianus, indica una edad permiana, STIBANE & FORERO (1969).

Del estudio de diferentes secciones del Carboniano en la Cordillera Oriental pueden deducirse grandes diferencias de espesores de una región a otra. En Garzón y Cerro Neiva por ejemplo, se encuentran solo unos pocos centenares de metros, en tanto que más al norte, en el Macizo de Quetame y Labateca, pueden observarse aumentos hasta de miles de metros. Esas discrepancias hacen suponer fenómenos tectónicos, los cuales condicionaron la sedimentación durante el Carboniano. Ya en el último capítulo se discutieron los movimientos verticales de la corteza en la región estudiada. Esos movimientos tectónicos debieron continuarse durante el Pensilvaniano a lo largo de toda la Cordillera Oriental. En consecuencia el origen de las series rojas podría explicarse con un pronunciamiento del relieve, lo cual a su vez fue el resultado del levantamiento y hundimiento de bloques.

En la literatura las series rojas que se encuentran entre Paleozoico y Jurásico superior, han sido llamadas en general Girón y se han colocado estratigráficamente en el tiempo Triásico-Jurásico. Pocas veces se ha intentado una correlación de las secciones aisladas entre sí. La dificultad para hacer una correlación de este tipo se encuentra, desde el punto de vista litológico, en la presencia de areniscas y arcillolitas rojas, tanto en el Paleozoico como también en el Mesozoico inferior. La única posibilidad para la determinación de edad de los sedimentos rojos es el examen bioestratigráfico, aunque este procedimiento tampoco puede llevarse a cabo fácilmente debido a la gran pobreza fosilífera de estos depósitos. A esto hay que agregar los cambios horizontales de facies. La sedimentación pudo haber estado condicionada a factores netamente locales, de tal manera que en una región se encuentran sedimentos pu-

ramente marinos, en otras solamente salobres o terrestres. En Manaure, por ejemplo, encontramos el Carboniano en facies marina pura. La fauna, inclusive la de las areniscas y arcillolitas rojas de la base del Carboniano, sirve como comprobación de ese hecho. Por el contrario, existen las formaciones terrestres Tinacoa y Macoita (HEA & WHITMAN, 1960) en el costado E de la Serranía de Perijá y la Formación Sabaneta, en los Andes de Mérida (ARNOLD, 1966). En estos dos casos los sedimentos terrestres que yacen bajo la formación Palmarito casi siempre concordantemente, proporcionaron restos de plantas que señalan una edad Pensilvaniano-Permiano inferior.

5. *Permiano.*

En las dos últimas décadas se ha avanzado tanto en las investigaciones geológicas en los Andes de Mérida y en la Serranía de Perijá, que se ha logrado establecer la presencia de formaciones tanto carbonianas como permianas. La presencia de sedimentos de estas edades pudo comprobarse gracias al hallazgo de faunas típicas de esos dos sistemas. Sin embargo Carboniano y Permiano se han tratado siempre juntos, de tal suerte que no se ha podido fijar aún el límite entre los dos.

Las rocas permianas de la Sierra de Mérida fueron investigadas por primera vez por CHRIST (1927), quien denominó dichas rocas con el nombre de "Palmarito Series" y las colocó estratigráficamente en el Permo-Carboniano. LIDDLE et. al. (1943) describieron rocas semejantes del río Cachirí, las cuales ellos mismos las correlacionaron con aquellas de Palmarito. Finalmente pudieron RENZ (en TRUMPY, 1943) y más tarde MILLER & WILLIAMS (1945) comprobar la presencia de rocas de edad permiana en la Serranía de Perijá.

En Manaure no puede apreciarse una discordancia entre Carboniano y Permiano y las características litológicas del Carboniano al Permiano permanecen más o menos las mismas. En estas condiciones resulta difícil la separación de los dos sistemas. Colecciones faunísticas más cuidadosas nos darían seguramente datos muy importantes para enfrentarnos a este problema. El hecho es que faunas tanto del Carboniano como también del Permiano están presentes en la serie completa. Pero dónde está exactamente el límite no puede deducirse de las observaciones presentes, puesto que no fue posible obtener fósiles de la parte superior del Carboniano, ni de la parte inferior del Permiano.

Para la fijación del límite en la región de estudio se tomó el siguiente criterio: Sobre el costado oriental del cerro Los Piquitos, sobre las calizas carbonianas se encuentran areniscas con algunas intercalaciones margosas, en cuya base aflora un conglomerado. La misma situación

puede observarse un poco menos clara en el valle del río Manaure. Sobre el camino a la frontera con Venezuela, 6 km al E del pueblo, también aflora el conglomerado sobre las calizas carbonianas.

En general la sedimentación en el Permiano se limita a una alternancia de capas arenosas con calizas en gran parte silicificadas; en realidad falta una sedimentación cíclica. Solamente en la parte inferior puede observarse localmente un paso transicional de sedimentos clásticos a calizas. Puesto que la parte inferior de esa serie es mucho más arenosa que la parte superior, la cual muestra un mayor contenido en calizas, se puede introducir la siguiente subdivisión (Fig. 18):

a) *Parte inferior: Clastitas.*

Se trata esencialmente de rocas clásticas que como ya se anotó empiezan en su base con un conglomerado. Ese conglomerado tiene una potencia de 15 metros en el valle del río Manaure, en tanto que en el cerro de Los Piquitos alcanza a solo 2 metros y se compone de cantos angulares y subredondeados de 2 a 4 cm de diámetro. Como componentes más frecuentes se encuentran cantos de arenisca roja y caliza, en una matriz arenosa calcárea roja. Las diferencias de espesor y su forma estratigráfica lenticular hacen pensar que este conglomerado fue depositado exclusivamente en pequeñas cuencas aisladas. Areniscas de grano fino, pardo oscuro y algo micáceas suprayacen al conglomerado. Estas areniscas están estratificadas en bancos de 50 cm a 1 metro de espesor y están separadas de vez en cuando por intercalaciones de shale. La serie se continúa sin cambios especiales. Hacia arriba estratigráficamente se encuentran areniscas calcáreas de color gris oscuro y estratificadas en bancos más o menos masivos y que muestran un enriquecimiento paulatino en mica. Los braquiópodos no están representados hasta esta altura en la serie: en la parte superior de este conjunto inferior que comprende más o menos 150 metros se encuentra una rica forma de lamelibranquios con numerosos individuos del género *Allorisma*.

b) *Parte superior: Calizas.*

A la arenisca suprayace un paquete de margas arenosas gris oscura de 40 metros de espesor; su contenido fosilífero es muy bajo y se compone principalmente de restos de lamelibranquios. Una zona transicional a bancos calcáreos de 10 a 20 cm es claramente observable: entre estos bancos calcáreos se encuentran a veces intercalaciones de areniscas rojas. Sobre estas calizas yacen las primeras calizas silicificadas; se trata de una roca de color gris oscura muy dura y fosilífera: aquí también encontramos entre los diferentes bancos intercalaciones delgadas de margas

o areniscas arcillosas. Los fósiles más frecuentes dignos de mención son los espiriferaceos y productidos. Esta parte inferior de más o menos 200 metros de potencia pasa a areniscas amarillas calcáreas con grandes concreciones (Fig. 19), en las cuales no se encontraron fósiles. Posiblemente los cefalópodos citados por THOMPSON y MILLER (1949) proceden de estos estratos.

Las calizas y calizas silicificadas se continúan hacia arriba y están separadas algunas veces por intercalaciones de areniscas amarillas y arcillolitas de color verde. En las calizas se encuentran ricamente presentes grandes foraminíferos y braquiópodos, entre los cuales el género *Composita* está especialmente bien representado. Sobre las arcillolitas verdes descansan los últimos bancos calcáreos de 1 m de espesor, los cuales muestran un alto contenido en crinoideos. Podría tratarse del horizonte de crinoideos descrito por LIDDLE et al. (1943) como "Caliza de crinoideos del río Cachirí".

En el valle del río Molino, 20 km al este de Villanueva, también afloran calizas permianas; sin embargo en esta región está expuesta solamente la parte superior de la serie. Las calizas permianas están en contacto con las capas rojas de la formación "La Quinta" mediante fallas. De esta región, THOMPSON y MILLER (1949) describieron foraminíferos permianos. Desde el punto de vista litológico, las calizas silicificadas con fusulinas del río Molino son las mismas a aquellas de la parte superior de la serie del río Manaure.

Los sedimentos permocarbonianos parecen faltar completamente en la región de Santa Isabel ya que como TRUMPY (1943) informa en esta región los depósitos terrestres del Triásico-Jurásico descansan discordantemente sobre capas devonianas.

c) *Desarrollo de la cuenca de sedimentación durante el Permiano.*

Los fenómenos tectónicos que empezaron después del período Devónico, condicionaron en gran parte el desarrollo del Carbonífero y encuentran su continuación durante el Permiano. Movimientos verticales motivaron una regresión marina por el Norte y la formación de cuencas de sedimentación en la región de la Cordillera Oriental (STIBANE, 1968) y de la Serranía de Perijá. En esta forma tiene lugar la última transgresión paleozoica de la región norandina. Como consecuencia se caracteriza la facies en la parte inferior de la serie permiana por su riqueza en rocas clásticas y asimismo por el aumento paulatino de la facies calcárea hacia arriba; es decir, aquí tiene lugar un relleno paulatino de la cuenca de sedimentación.

También las faunas caracterizan el desarrollo facial del Permiano. En los primeros estadios ofreció el mar un suelo propicio para una aso-

ciación faunística bentónica que está caracterizada por su riqueza en braquiópodos y pelecípodos; posteriormente aparecen los primeros cefalópodos en la sucesión geológica de la región norandina. Estas formas indican un medio planctónico y se encuentran en calizas y calizas solificadas.

La asociación faunística conocida hasta hoy no deja ninguna duda de la edad permiana de estos sedimentos. TRUMPY (1943) da una corta descripción del afloramiento de Manaure y cita su fauna; entre otros ejemplares se encuentran varios de *Perrinites hilli*, cuya edad es indudablemente permiana. Esta fauna de cefalópodos, fue tratada detalladamente por MILLER & WILLIAMS (1945). Se trata de un ejemplar de tipo titanoceras y dos géneros de ammonoideos, a saber: *Medlicottia* y *Perrinites*. Como conclusión final estos autores correlacionan las capas permianas de Manaure con el Leonardino en Norte América.

Esa edad permiana fue comprobada más tarde por THOMPSON & MILLER (1949). Los autores traen una fauna muy interesante, compuesta de fusulinidos y cefalópodos. La presencia de *Pseudoschwagerina dallmusi*, *Parafusulina durhami*, *P. trumpyi* y *P. nancei* y *Mooreoceras sp.*, *Domatoceras sp.* y *Perrinites hilli* es la mejor prueba de la presencia de Leonardino-Guedalupiano en el norte de los Andes.

Mientras *Pseudoschwagerina dallmusi*, *Parafusulina durhami*, *P. trumpyi* y la fauna de cefalópodos, fueron descritas de los estratos pérmicos de la Serranía de Perijá, *Parafusulina nancei* y *Staffella sp.* proceden del valle del río Boconó en los Andes de Mérida. La presencia de cefalópodos en los Andes de Mérida se conoce únicamente por medio de cita de CHRIST (1927).

Con el presente trabajo se suman a las formas hasta ahora conocidas *Composita subtilita*, *Parafusulina sp.* y *Schubertella sp.* *Composita subtilita* no es ningún fósil guía, pues esta forma tiene una distribución estratigráfica desde el Carboniano superior hasta el Permiano medio.

6. Contacto Paleozoico/Mesozoico.

El paso del Paleozoico al Mesozoico está caracterizado por importantes cambios en las condiciones de depositación. Estos cambios se reflejan en las diferencias de las características faciales de las series correspondientes que están influenciadas esencialmente por los eventos tectónicos.

Los primeros sedimentos mesozoicos en las diferentes regiones yacen sobre horizontes de diferentes edades paleozoicas. Este hecho permite explicarse únicamente mediante un período de erosión entre el Permiano y el Mesozoico. La erosión alcanzó a afectar formaciones de edades diferentes: por ejemplo las capas permianas cerca de Manaure, las devo-

nianas en Santa Isabel y aun la Formación Mucuchachí en la Sierra de Mérida. Después de la sedimentación de las capas permianas reaparecen con más fuerza movimientos verticales de la corteza terrestre y así tiene lugar la regresión marina como consecuencia de un levantamiento. En esta forma llegan a su final las condiciones marinas y la región permaneció como tierra firme hasta el establecimiento de las condiciones de sedimentación continental. A este lapso de tiempo pertenecen la Formación La Quinta en la región de la Serranía de Perijá y de la Sierra de Mérida, como también la Formación Neogirón, en el sentido de BÜRL (1964) o Formación "Girón" (CEDIEL, 1968) en la Cordillera Oriental. Las condiciones ambientales marinas reaparecen solamente con la transgresión cretácica.

Los cambios de las características en la cuenca de sedimentación saltan a la vista. Un límite muy marcado separa el Paleozoico marino de los conglomerados y areniscas continentales de la Formación La Quinta. El carácter sedimentario, la facies y las diferencias de espesor de esta formación son consecuencias de un relieve preexistente, que es el indicio de una tectónica de bloques. Como en los Andes de Colombia más al sur, aquí también tuvieron lugar movimientos verticales con levantamiento, es decir, hundimiento de bloques, que solo en parte fueron inclinados ligeramente. De este modo se explican ciertas discordancias angulares de bajo grado, en los casos que estas puedan observarse. Movimientos tectónicos de esta naturaleza han sido ya estudiados por JULIVER (1961-a, 1961-b) y STIBANE (1967-1968) de los Macizos de Santander y de Quetame.

Esos movimientos de la corteza debieron continuarse contemporáneamente con la depositación de los sedimentos rojos. Así se explican las diferencias en el espesor y los cambios laterales de facies tan frecuentemente presentes en la Formación La Quinta. Ellos estuvieron además acompañados por erupciones volcánicas de carácter ácido. Las erupciones postpermianas tuvieron lugar durante el tiempo Triásico-Jurásico. La Formación La Quinta está por todas partes afectada por tales intrusiones (Fig. 20) en tanto que este no es el caso para el Cretáceo. RADELLI (1962) cita un volcán de fisura de esta formación entre Quitafrió y Urumita.

7. *Triásico-Jurásico. — Formación La Quinta.*

Las formaciones del Mesozoico inferior representan uno de los problemas más interesantes en la región norandina de Colombia y Venezuela. Estos sedimentos en gran parte rojos han sido tratados desde finales del siglo pasado; sin embargo han permanecido algunas incógnitas referentes a su edad y condiciones de depositación. Para los sedimen-

tos rojos que yacen estratigráficamente entre el Paleozoico (Formación Palmarito o Formación Mucuchachí) y el Cretácico marino en los Andes de Mérida, KÜNDIG (1938) introdujo el término "La Quinta". Ya otros autores habían investigado estos sedimentos rojos y les dieron denominaciones diferentes, como por ejemplo: conglomerado de Lagunillas, SIEVERS (1888); Lomitas Series (CHRIST, 1927); Old Redseries, LIDDLE (1928); Zwischenschichten, GERTH (1935); Red Formation, OPPENHEIM (1937).

Pero KÜNDIG fue el primero que separó claramente estos estratos del Paleozoico y del Cretáceo. Como sección típica el autor cita aquella de La Grita en los Andes de Mérida y da una descripción detallada de la sucesión litológica. Desde entonces el término "La Quinta" es un concepto muy claro y bien definido que se ha impuesto en la literatura geológica de Venezuela. Cerca de "La Grita" (Estado del Táchira), la Formación La Quinta muestra un espesor de 2.300 m y yace con una discordancia angular sobre filitas cloríticas y esquistos epizonales de la Formación Mucuchachí. En la localidad típica KÜNDIG distingue tres partes: la inferior se compone esencialmente de conglomerados compactos de color rojo oscuro con cantos bien cementados. Algunos bancos de grano fino contienen material tobáceo y especialmente mucha biotita. Entre los conglomerados se encuentran intercaladas areniscas arcillosas rojas. Esa parte basal comprende 400 m. Encima sigue la parte media de una potencia de 500 m y que incluye areniscas y lutitas y la cual el autor describe en la forma siguiente (pág. 33):

"An outcrop near the bridge over the Grita river near La Quinta, shows the following beds:

- a) 5 m dark red and greenish fissile shales.
- b) 2 m hard, white to the red-stained, crossbedded conglomeratic sandstone with quartz pebbles only.
- c) 10 m like a) on top red sandy shales.
- d) 1 m bank like b).
- e) 4 m fissile red shales containing in the top fish scales, fishbones and greenish white coprolites averaging the size of a man's finger.
- f) 1 m bank like b) but red.
- g) 5 m red, micaceous sandy shales with scattered fish remains.
- h) 2 m like b).

This repetitional series outcrops in the same manner for about 150 m more. The white conglomeratic banks, however, disappear.

Total thickness about 500 m".

Viene después una ancha zona de 1.300 metros cubierta por aluviones pero que sin embargo indican la presencia de capas semejantes. El techo de la formación roja se compone de areniscas friables rojas y con estratificación cruzada en bancos más o menos potentes. La Formación La Quinta contiene además intrusiones básicas (KÜNDIG, p. 36): "Basic intrusions in the form of small lenses and thick sills (up to 80 m) are intimately connected with the La Quinta series. They are considered as superficial diabasic lava flows, partly as intrusive dyke rocks. Diorite-porphyrates, quartz diorite porphyrites, vitrophyric diabases are the main petrographic types".

Capas comparables con las de la Formación La Quinta en Venezuela se observaron frecuentemente en los alrededores de Manaure. La posición regional de las capas de los alrededores de Manaure, comparable con la Formación La Quinta, pero que también afloran en la región del valle del río Cesar, tienen una posición clave, con respecto a las posibilidades de correlación de series de la misma naturaleza de Venezuela y de los Andes Orientales de Colombia, donde estos son conocidos en un sentido muy amplio bajo la denominación de la Formación Girón. En sucesión estratigráfica se pueden diferenciar las siguientes unidades litológicas en los sedimentos rojos de Manaure (Fig. 20):

- a) Conglomerados:
Areniscas rojas y rocas volcánicas.
- b) Areniscas rojas y lutitas.
- c) Areniscas rojas con intercalaciones tobáceas. Conglomerado con cantos volcánicos.
- d) Tobas riolíticas.

a) *Conjunto A*

Este se compone de conglomerados y areniscas rojas estratificadas en bancos de espesores diferentes. Los conglomerados constan de cantos de areniscas y en algunos casos de cantos calcáreos permianos en una matriz arenosa roja (RENTZ, en TRUMPY, 1943). Los cantos subredondeados alcanzan un tamaño hasta de 25 cms. Sobre la carretera La Paz-Manaure, puede observarse muy bien un cambio horizontal de facies en el cual los conglomerados pasan lateralmente a areniscas rojas de grano medio con estratificación cruzada. Entre los conglomerados hasta de 20-30 metros de espesor se depositaron bancos lenticulares de areniscas.

Hacia arriba se reconoce en la serie un paulatino predominio de las areniscas: sin embargo se encuentran de vez en cuando bancos conglo-

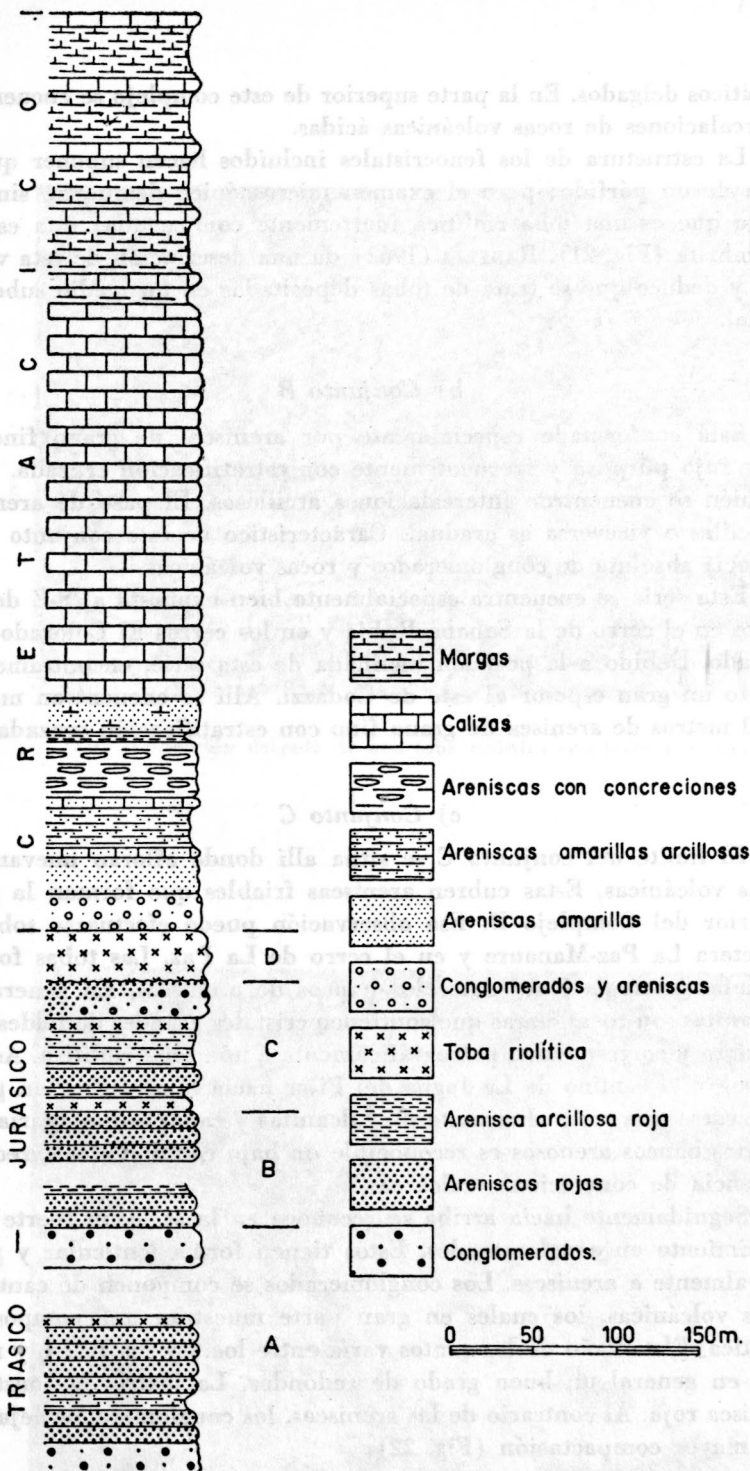


FIGURA 20. Serie estratigráfica de los sedimentos rojos (Formación La Quinta) y del Cretácico. Localidad, cuchilla de Pereira cerca a La Paz.

meráticos delgados. En la parte superior de este complejo se encuentran intercalaciones de rocas volcánicas ácidas.

La estructura de los fenocristales incluidos hacen suponer que se trata de un pórfido; pero el examen microscópico demuestra sin embargo que es una toba riolítica fuertemente compactada; esta es una ignimbrita (Fig. 21). RADELLI (1962) da una descripción de esta vulcanita y deduce que se trata de tobas depositadas en un medio subcontinental.

b) *Conjunto B*

Está conformado especialmente por areniscas de grano fino, de color rojo púrpura y frecuentemente con estratificación cruzada. Aquí también se encuentran intercalaciones arcillosas. El paso de areniscas a arcillas o viceversa es gradual. Característico de este conjunto es la carencia absoluta de conglomerados y rocas volcánicas.

Esta serie se encuentra especialmente bien expuesta al S-E de Manaure en el cerro de la Sabana Rubia y en los cerros El Colorado y El Pintado. Debido a la posición inclinada de esta serie, encontramos expuesto un gran espesor al este de Codazzi. Allí se encuentran más de 1.000 metros de arenisca de grano fino con estratificación cruzada.

c) *Conjunto C*

El límite del conjunto C se sitúa allí donde afloran nuevamente capas volcánicas. Estas cubren areniscas friables que forman la parte superior del Complejo B. Esa observación puede efectuarse sobre la carretera La Paz-Manaure y en el cerro de La Paz. Las tobas forman delgadas intercalaciones entre los bancos de areniscas. En general las vulcanitas son rocas claras que contienen cristales grandes de feldespatos y cuarzo y corresponden petrográficamente a una toba riolítica. Asimismo sobre el camino de La Jagua del Pilar hacia el alto El Plan puede observarse una serie alternante de vulcanitas y capas sedimentarias. En algunos bancos arenosos es reconocible un bajo contenido calcáreo y la presencia de concreciones calcáreas.

Seguidamente hacia arriba se reconoce en la serie un fuerte enriquecimiento en conglomerados. Estos tienen forma lenticular y pasan lateralmente a areniscas. Los conglomerados se componen de cantos de rocas volcánicas, los cuales en gran parte muestran una composición riolítica. El tamaño de los cantos varía entre los 2 y los 10 cm y muestran en general un buen grado de redondez. La matriz la constituye arenisca roja. Al contrario de las areniscas, los conglomerados dejan ver una mayor compactación (Fig. 22).

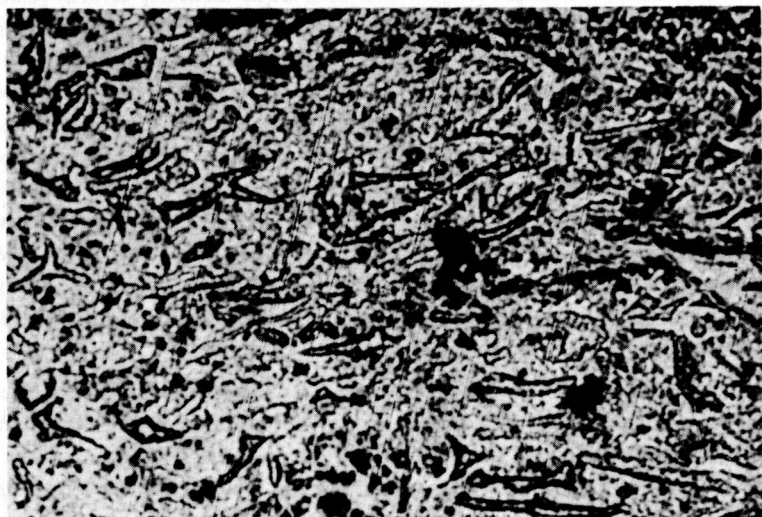


FIG. 21: Sección delgada de una toba riolítica con textura vitrosa.



FIG. 22: Conglomerado típico del conjunto C de la Formación La Quinta. Los cantos son de material volcánico. Afloramiento sobre La Paz-Manaure.

d) *Conjunto D*

El conjunto superior de la serie Triásico-Jurásica denominado aquí como Conjunto D permite separarse del infrayacente fácilmente, debido a su conformación uniforme; este se compone exclusivamente de vulcanitas de quimismo ácido. De acuerdo con esto deben denominarse estas rocas como riolitas o sus tobas correspondientes. Esta parece ser la roca que RADELLI (1962) señaló como riodacita. En las muestras examinadas microscópicamente no puede comprobarse en realidad la presencia de hornblenda. Por el contrario encontramos frecuentemente fenocristales de cuarzo y feldespato. Bajo el microscopio pueden reconocerse estructuras pertíticas entre feldespatos potásicos y alcalinos. Los fenocristales de cuarzo se encuentran en gran parte corridos magnéticamente y muestran frecuentemente estructura de reabsorción rellenas de matriz (Fig. 23).

De la matriz fina cristalina pueden deducirse en muy pocos casos las condiciones de formación de la roca, es decir, de si se trata de una lava o de una toba. Esto ocurre especialmente bajo nicoles cruzados. Sin embargo con luz directa puede reconocerse la textura vitroblástica de la sustancia original. La posterior cristalización del vidrio mimetiza la textura original (Fig. 24).

Debe llamarse aquí especialmente la atención sobre el hecho, de que con la reaparición de las tobas riolíticas en el Conjunto D de la Formación La Quinta termina el vulcanismo. En el Cretácico suprayacente no se ha comprobado ningún tipo de actividad volcánica. Esto tiene valor por lo menos para la región de la Serranía de Perijá y Andes de Mérida.

e) *Posición estratigráfica y edad de la Formación La Quinta.*

Desde que KÜNDIG (1938) describió la sección tipo de la Formación La Quinta cerca a La Grita y la situó estratigráficamente en el intervalo Triásico-Jurásico, no han surgido argumentos esenciales que hayan puesto en duda esa determinación de edad. Debido a la gran pobreza fosilífera, esa datación se hace posible solo mediante la fijación de su yacente y su techo. Aquí, en el norte de Colombia, es más fácil entender la ordenación cronológica de las series continentales rojas que en el sur del país, debido a que la sucesión estratigráfica ha sido muy poco o nada afectada por movimientos tectónicos. Ese hecho favorable permite intentar una correlación de Norte a Sur. Esto se discutirá en el presente capítulo.

Observemos primero las relaciones estratigráficas tal como se han estudiado en la Serranía de Perijá y los Andes de Mérida:

Directamente en la zona de estudio el techo de la Formación La Quinta empieza con un conglomerado del Cretácico inferior, el cual en algunas partes contiene también cantos volcánicos y cubre concordantemente la formación infrayacente. Estos cantos pertenecen en gran parte al Conjunto riolítico D, tal como puede observarse cerca a La Jagua del Pilar y Urumita. Algo más al este del área de trabajo en el cerro El Pintado y en el cerro El Colorado parece presentarse la misma situación (según WOKITTEL, 1957), donde también el Cretácico inferior descansa sobre las capas rojas sin discordancia aparente: allí la potencia de sedimentos rojos varía entre los 2.500 y los 3.000 metros. El Conjunto D cubre un área amplia al norte de Manaure (Urumita, cerro La Boquina, cerro América y alto El Balcón); sin embargo pierde espesor en dirección SE. En Manaure este horizonte ya no aflora; allí los conglomerados del Cretáceo inferior cubren directamente los sedimentos rojos del Conjunto C (ver mapa geológico). En el cerro de La Paz se encuentra solamente una capa riolítica muy delgada que infrayace al Cretácico. En el cerro de Los Piscos y cerro de Aguadulce se encuentra un afloramiento aislado de riolita. Estos cubren las calizas del Permiano medio. No es aún muy claro si estas riolitas pertenecen al Conjunto A o al D, aunque están, sin duda alguna, dentro de la Formación La Quinta, ya que ni en el Paleozoico ni en el Cretácico se conoce un vulcanismo correspondiente. De esta manera es posible una datación de la Formación La Quinta hacia abajo, es decir, esta es más joven que el Permiano medio.

Pero la Formación La Quinta no está expuesta solamente en los alrededores de Manaure sino a todo lo largo del costado occidental de la Serranía de Perijá, desde su parte sur (Serranía de los Motilones) hasta la Península de la Guajira. Se tropieza siempre con la misma composición litológica de areniscas rojas con tobas e intercalaciones de vulcanitas ácidas.

Cerca a Santa Isabel yace la serie roja sobre los estratos devonianos en tanto que en el río Molino esta aflora entre el Permiano y Cretácico inferior.

En el margen occidental del río Cesar, tiene también una amplia distribución geográfica. En el costado sureste de la Sierra Nevada de Santa Marta, los "red-beds" se componen de rocas volcánicas y areniscas rojas, las cuales aquí no cubren el paleozoico sino aún más el basamento cristalino e infrayacen el Cretácico.

En el costado W de la Sierra Nevada de Santa Marta más o menos a 32 kilómetros al S de Fundación, se encuentra un afloramiento de la Formación "Los Indios", que eventualmente puede tener una edad pérmica. Según TRUMPY (1943) sobre esta yace una serie alternante de cuar-



FIG. 23: Estructura de reabsorción en fenocristales de cuarzo de la toba riolítica del conjunto D. 1:30.



FIG. 24: Foto de una sección delgada típica de una toba riolítica del conjunto D con textura vitroblástica. 1:30.

citaz verdes, tobas y pórfidos cuarzosos de color rojo oscuro. Es fácil suponer con sobrada razón que las vulcanitas ácidas pertenecen al mismo paroxismo, como el de la Formación La Quinta en la Serranía de Perijá. Esta interpretación podría corresponder a la expresada ya por BÜRGL (1964). Aún más, es necesario aclarar que recientemente se ha planteado la hipótesis de que esta serie corresponda a la llamada Formación Jordán de CEDIEL (1968) de la región de Bucaramanga. En el costado oriental de la Serranía de Perijá se conocen también capas de la Formación La Quinta en su facie típica. Del río La Ge, Estado de Maracaibo, en Venezuela, HEA & WHITMAN (1960) describieron una sucesión que alcanza un espesor de 1.050 metros y formada por sedimentos rojos con material volcánico, corrientes de lava, tobas y rocas filonianas. La Formación La Quinta constituye el techo del Grupo "La Ge" y yace entre las formaciones Macoita (Carboniano-Permiano) y el conglomerado de "Seco", el cual según estos autores está situado en el límite Jurásico-Cretácico.

De acuerdo con lo expuesto puede reconocerse que la serie en todas partes debe colocarse estratigráficamente entre Permiano y Cretáceo inferior. Por lo tanto los sedimentos continentales de los alrededores de Manaure, del costado occidental de la Serranía de Perijá y del valle del río Cesar, pueden correlacionarse con aquellos de la Formación La Quinta de Venezuela como fueron definidos en el capítulo 7.

Como ya se dijo, la extraordinaria pobreza fosilífera nos impide hasta hoy sacar una conclusión definitiva con respecto a la edad de la Formación La Quinta. Nuestro conocimiento sobre hallazgos de fósiles en el costado occidental de la Serranía de Perijá son aún muy escasos. KARSTEN (1886) describió en realidad una fauna cretácica de los sedimentos rojos, 20 kilómetros al S-E de Urumita, pero RENZ (en TRUMPY, 1943), pone en duda esta determinación y cree tener indicios que hablan en favor de una edad Triásico superior - Cretáceo inferior. Desde entonces no se han encontrado más fósiles en el costado occidental de la Serranía de Perijá.

Los cantos de rocas permianas en los conglomerados basales de la Formación La Quinta, son la prueba más convincente de la edad post-permiana de esta formación. Estos cantos pueden observarse en el lado occidental de la Serranía de Perijá en la región de Chiriguaná según RENZ (en TRUMPY, 1943), como también en la Serranía de Mérida cerca a Mucuchachí (ENGLEMAN, 1935) y en los alrededores de Trujillo (SCHAUB, 1944). Se trata de conglomerados calcáreos con fusulinidos, que están asociados con restos de plantas, en el conglomerado basal de la Formación La Quinta.

De la Sierra de Mérida KÜNDIG (1938) cita el primer hallazgo de fósiles en la Formación La Quinta. Estos son restos de peces que pertenecen a una especie del género *Lepidotus* y que indican una edad Triásico-Jurásico inferior. El mismo KÜNDIG (p. 34) supone que estos restos pertenecen a peces marinos, lo cual hace suponer condiciones de deposición marina. Sin embargo ROYO Y GÓMEZ (1956) aclara que especies de este género han sido encontradas también en sedimentos de agua dulce y salobre.

De la región del Celencio, Estado de Mérida, VENEZUELA, SUTTON (1946) cita fósiles que fueron encontrados y determinados por OLSSON & DALLMUS. Se trata de crustáceos de agua dulce entre los cuales se encuentran ostrácodos y esterias (*Cyziscus* según MOORE, 1954). La opinión de OLSSON es que estos fósiles se asemejan a aquellos del Triásico superior de India, Argentina y Colombia.

Según lo dicho arriba resulta muy difícil hacer una datación de los sedimentos rojos. Estos son sin duda alguna más jóvenes que el Permiano, tal como lo demuestra la presencia de cantos calcáreos de edad permiana en el conglomerado basal de la Formación La Quinta; por otra parte esta Formación es más antigua que el Cretácico. Los fósiles encontrados en Venezuela, tanto restos de peces como ostrácodos y filípodos indican una edad Triásico superior-Jurásico inferior, lo que señala una edad rético-liásica para la Formación La Quinta como la más probable.

f) *Problemática de la correlación de La Quinta-Girón.*

Antes de entrar en la discusión sobre la comparación de las Formaciones La Quinta y Girón, debe esquematizarse resumidamente lo siguiente: No hay duda alguna de que en la región norandina las series de sedimentos rojos alternantes con vulcanitas, están restringidas al tiempo correspondiente entre Permiano superior y Cretácico inferior. De acuerdo a los fósiles hallados en estos sedimentos, aunque esporádicos, puede suponerse que la sedimentación y la actividad volcánica no perduraron durante todo el tiempo antes citado, sino que está restringido esencialmente al Triásico superior-Jurásico inferior. En la región de la Formación La Quinta las condiciones de sedimentación no solamente debieron ser casi iguales sino que también los fenómenos magnético-tectónicos fueron en toda la región de la misma naturaleza, ya que tanto en los Andes de Mérida como en la Serranía de Perijá, en el valle del río Cesar y en las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta se encuentran siempre rocas volcánicas intercaladas en la serie estratigráfica. A partir de estos puede suponerse que la Formación La Quinta se depositó en una vasta cuenca. Característica de esta formación es la asociación de sedimentos rojos con rocas volcánicas. Se debe

dar énfasis a este hecho porque ya durante el Carboniano tuvo lugar una corta depositación de sedimentos rojos; sin embargo, las rocas volcánicas están presentes exclusivamente en la Formación La Quinta. De esta manera adquieren estos volcánicos un cierto valor como estratos guías. Así, pues, su petrofacies constituye una base, con cuya ayuda puede intentarse una correlación de la Formación La Quinta con sedimentos correspondientes de las Cordilleras Oriental y Central.

Debemos referirnos más detalladamente aquí a la sedimentación de material rojo, fenómeno este que tiene una gran distribución regional. Como sabemos hoy día, en el transcurso de la historia geológica en la región norandina, hay más de un período de depositación de sedimentos rojos, los cuales pueden tener un origen tanto marino como terrestre o salobre. Esta sedimentación empezó en el Pensilvaniano y se continuó durante el Permiano inferior. Conocemos por ejemplo series rojas del Pensilvaniano en el Macizo de Garzón, así como del Macizo de Quetame, de las cuales se conocen fósiles (STIBANE & FORERO, 1969); también más al norte, en el río Nevado hay series rojas intercaladas en calizas marinas del Carboniano superior hasta Permiano inferior. La continuación hacia el norte de estas series rojas paleozoicas la encontramos en el Páramo de Tierra Negra, aunque allí solo una pequeña parte es de origen marino y más al norte en la facies roja marina de Carboniano de Manaure y en la formación Sabaneta (ARNOLD, 1966).

En el Mesozoico puede observarse otra sedimentación roja, la cual comprende una vasta zona desde el Departamento del Huila hasta el Departamento de la Guajira.

Esos dos complejos sedimentarios de petrofacies tan parecidas pero de diferentes edades, fueron tratados en la literatura en general como estratos de Girón o Formación Girón, pero su edad fue interpretada de maneras muy diferentes. Recientemente aparecieron dos trabajos: el uno se ocupa con el problema de la edad apoyada en el material hasta hoy encontrado; el otro discute los puntos de vista estratigráficos y petrofaciales en la región de la localidad típica. No se trata aquí de contemplar detalladamente trabajos anteriores que se han ocupado con la Formación Girón, puesto que esto ya ha sucedido en los trabajos de BÜRGL y CEDIEL. El primero de ellos en su trabajo "El 'Jura-Triásico' de Colombia" (1964) llamó la atención sobre la problemática de la Formación Girón y llega a la conclusión, después de considerar todas las opiniones, de lo expuesto arriba. Según él, existen dos períodos separados en los cuales hubo depositación de sedimentos terrestres rojos; el más antiguo lo designa como "Paleogirón" y debe pertenecer al Pensilvaniano superior. La unidad estratigráfica más joven y de edad rético-liásica la llama "El Neogirón".

De acuerdo con R. L. LANGENHEIM (1959), BÜRGL da también el valle del río Lebrija como localidad tipo del Paleogirón, porque justamente en esta región se han encontrado tanto flora como fauna. Las investigaciones de CEDIEL se efectuaron igualmente en la localidad tipo del río Lebrija. Sin embargo él es de la opinión, de que la parte del Girón del río Lebrija, considerada por LANGENHEIM (1961) como paleozoica, no es de tal edad sino mesozoica.

Ese resultado no se basa en nuevas determinaciones paleontológicas. El pone en duda las determinaciones de LANGENHEIM (1961), debido a que por causas estratigráficas y tectónicas, se deduce una edad mesozoica. Pero debe anotarse que su argumentación no proporciona ningún punto de apoyo desde el punto de vista paleontológico que fuera necesario para un cambio de edad. CEDIEL da mayor importancia a la petrofacies de las rocas e intenta de esta manera una correlación de capas de la misma litología y facies. Por este motivo él distingue dos series rojas a saber: la Formación Girón y la Formación Jordán. Esa subdivisión es en realidad una posibilidad razonable, aunque contradice todas las dataciones conocidas hasta la fecha. Esto puede decirse también sobre la correlación de la Formación Jordán con los "red beds de la Serranía de Perijá y el borde S-SE de la Sierra Nevada de Santa Marta" (CEDIEL, p. 70, publicación en español, 1968), que de acuerdo con nuestras investigaciones son correlacionables con la Formación La Quinta y por consiguiente de edad mesozoica.

Además debe tenerse en cuenta, que en las inmediaciones del borde occidental del Macizo de Santander tiene que contarse con cambios bruscos de facies, los cuales han sido calculados por algunos autores (por ejemplo R. L. LANGENHEIM). Desafortunadamente las condiciones locales difícilmente dejan reconocer cambios laterales de facies, porque justamente esta zona de Bucaramanga está tectónicamente muy dislocada en bloques. Siempre que a las consideraciones de CEDIEL, sin duda nuevas y muy interesantes, les falten las bases bioestratigráficas, considero como más probable la interpretación antigua que se remonta a LANGENHEIM y que fue resumida por BÜRGL, 1964.

De esta manera soy de la opinión, que la Formación La Quinta de los Andes de Mérida, de la Serranía de Perijá, etc., es correlacionable con el Neogirón de BÜRGL. Esto concuerda con las características petrofaciales del Neogirón en Colombia, en todas partes donde pueden observarse intercalaciones volcánicas en los sedimentos rojos, como por ejemplo en Morrocoyal, Payandé, etc.

8. *La transgresión cretácica.*

En el marco del presente trabajo se ha dado mayor importancia a la investigación del Paleozoico y a la serie alternante de rocas terres-

tres y volcánicas suprayacentes. Por esta razón debe tratarse aquí brevemente la transgresión cretácica.

Los sedimentos terrestres de la Formación La Quinta están sobrepuestos sin discordancia aparente por las capas marinas del Cretácico inferior (Hauteriviano según STAPPENBECK, 1927). Este paquete de capas marinas está expuesto en varias localidades de la región estudiada, por ejemplo sobre la carretera de La Jagua del Pilar hacia El Plan y La Paz-Manaure. La concordancia entre la Formación La Quinta y el Cretácico inferior es de mucho interés; ella muestra que antes de la transgresión marina del Cretácico no hubo movimientos tectónicos de importancia, sino que esa transgresión marina es atribuible solo a un hundimiento epirogenético. Como es de esperarse, el conglomerado basal del Cretácico se compone de cantos y guijarros redepositados de la Formación La Quinta. Las rocas volcánicas incluídas aquí son por tanto redepositadas. En el Cretácico puede apreciarse ausencia total de rocas volcánicas: estas quedan pues restringidas a la Formación La Quinta.

La sedimentación clástica por encima del conglomerado se continúa por un espesor de 30-40 m y sobre estas descansan potentes bancos de caliza que forman la cuchilla de Pereira, entre La Paz y La Jagua del Pilar. En la región del río Molino-Manaure hay evidencias sobre una erosión importante antes del Cretácico. El acuñaamiento del Complejo D de la Formación La Quinta se atribuye a adelgazamiento original de la capa volcánica. Esto no excluye desde luego la posibilidad, de que en otras localidades haya tenido lugar una fuerte erosión y denudación de la Formación La Quinta. Así por ejemplo NOTESTEIN et al. (1944) atribuyen la falta de la Formación La Quinta, en la región de Barco, al N de Cúcuta, a un largo período de erosión antes de la transgresión cretácica.

III. LA SECCION DE RIO SECO

En las cabeceras del río Seco está expuesta una serie de rocas clásicas y calizas paleozoicas. Los afloramientos se encuentran a 11 k al W del pueblo Río Seco y a 16 k NW de Valledupar y son accesibles por el camino que conduce de Los Besotes (a lo largo de la quebrada del mismo nombre) en dirección N hacia la cuchilla El Carbonal. La base del Paleozoico la constituyen aquí los gneises de la Sierra Nevada de Santa Marta. Se trata de una roca de metamorfismo catazonal de color oscuro con bandas blancas. La roca fresca es extremadamente dura y resistente a la erosión.

Cerca al contacto con la serie paleozoica los gneises están intensamente alterados. Esta fue una superficie de erosión que tuvo su origen

SERRANIA DE PERIJA			CORDILLERA ORIENTAL	
VERTIENTE ORIENTAL		VERTIENTE OCCIDENTAL	MACIZO DE SANTANDER	
CRETACICO INFERIOR	F. Rio Negro	? F. Uribante.	F. Tambor (Los Santos)	
	Conglomerado de Seco			
JURASICO	F. la Quinta	F. la Quinta	Neogirón	GRUPO GIRON
TRIASICO				
SUPERIOR	F. Macolita		Paleogirón	
INFERIOR	F. Tinacua	Carboniano de Manauré.		
			F. las Bocas	
PENSILVANIANO				
CARBONIANO				
MISIPIANO				
SUPERIOR	F. Campo Chico.			
MEDIO	F. Caño del Oeste	CoD4 CoD3 CoD2 CoD1	F. Floresta	
INFERIOR	F. Caño Grande			
DEVONIANO				
CAMBRO - ORDOVICIANO				
		SERIE DE PERIJA	GRUPO DE QUETAME	

TABLA 1.

antes de la depositación de los sedimentos paleozoicos. La misma observación fue hecha en la serie metamórfica de la Serranía de Perijá y antes en la región del río Batá (BÜRGL, 1958).

Una datación radiométrica hecha a través del Inventario Minero Nacional (Bogotá), dio como resultado una edad precambriana. Estas rocas pertenecen por lo tanto al basamento cristalino del escudo guayanés. Este hecho impide la correlación de estas rocas, con la serie metamórfica de Manaure.

El límite Precambriano/Paleozoico está claramente definido mediante la diferencia litológica de estas dos series. Este contacto está especialmente bien expuesto en la margen derecha de la quebrada Las Pajas a una altura de 950 m. Allí los gneises alterados están sobrepuestos por lutitas arenosas de color verde. Más al oriente, sobre el otro costado de la cuchilla el contenido arenoso es más alto, de tal manera que en lugar de lutitas verdes afloran areniscas arcillosas grises ricas en mica. Característica de este contacto es la ausencia total de un conglomerado basal.

La serie sedimentaria se continúa seguidamente hacia arriba con un conjunto de rocas clásticas, el cual pasa a calizas fosilíferas. Así pues se tiene la subdivisión dada en la Tabla 2.

a) *Areniscas y lutitas.*

La parte inferior de la serie paleozoica empieza con lutitas arenosas verdes, cuyo espesor oscila entre 150-200 metros. Aquí puede reconocerse un paso gradual de lutitas a areniscas: hacia arriba aumentan las intercalaciones arenosas pasando finalmente por completo a areniscas. La parte superior de este conjunto se compone de areniscas blancas y amarillas de grano medio los cuales muestran un buen calibrado pero una mala cementación. De vez en cuando se encuentran también costras de óxidos de hierro. Las areniscas están estratificadas en bancos de 20 a 40 cm de grosor. El espesor total de esta parte inferior alcanza 280 a 300 metros (Fig. 27).

Hasta hoy no se han encontrado fósiles en estas rocas; sin embargo un examen más detallado podría conducir a resultados positivos. La pobreza fosilífera no permite obtener información alguna con respecto a su edad. El hecho de que este conjunto se encuentre entre los gneises del basamento metamórfico y calizas fosilíferas carbonianas, indican que se trata de rocas de una edad que puede variar entre Devoniano y Carboniano inferior. En base únicamente a su posición estratigráfica y similitud litológica, el autor las correlacionó tentativamente con el Devoniano de Manaure (FORERO, 1967). Estas podrían representar lito-

TRIÁSICO - JURÁSICO	ROCAS VOLCÁNICAS
PERMIANO	
CARBONIANO	CALIZAS FOSILÍFERAS
DEVONIANO ?	LUTITAS Y ARENISCAS
PRECAMBRIANO	GNEIS

Tabla 2. Subdivisión estratigráfica de la serie precretácica de Río Seco.

lógicamente la parte superior del grupo de Cachirí (Formación Caño del Oeste y Campo Chico).

b) Calizas.

En la parte alta del río Seco y sobre la margen derecha de la quebrada Las Pajas se encuentran expuestas calizas negras, las cuales por su aspecto macroscópico recuerdan aquellas del Carboniano de Manau-

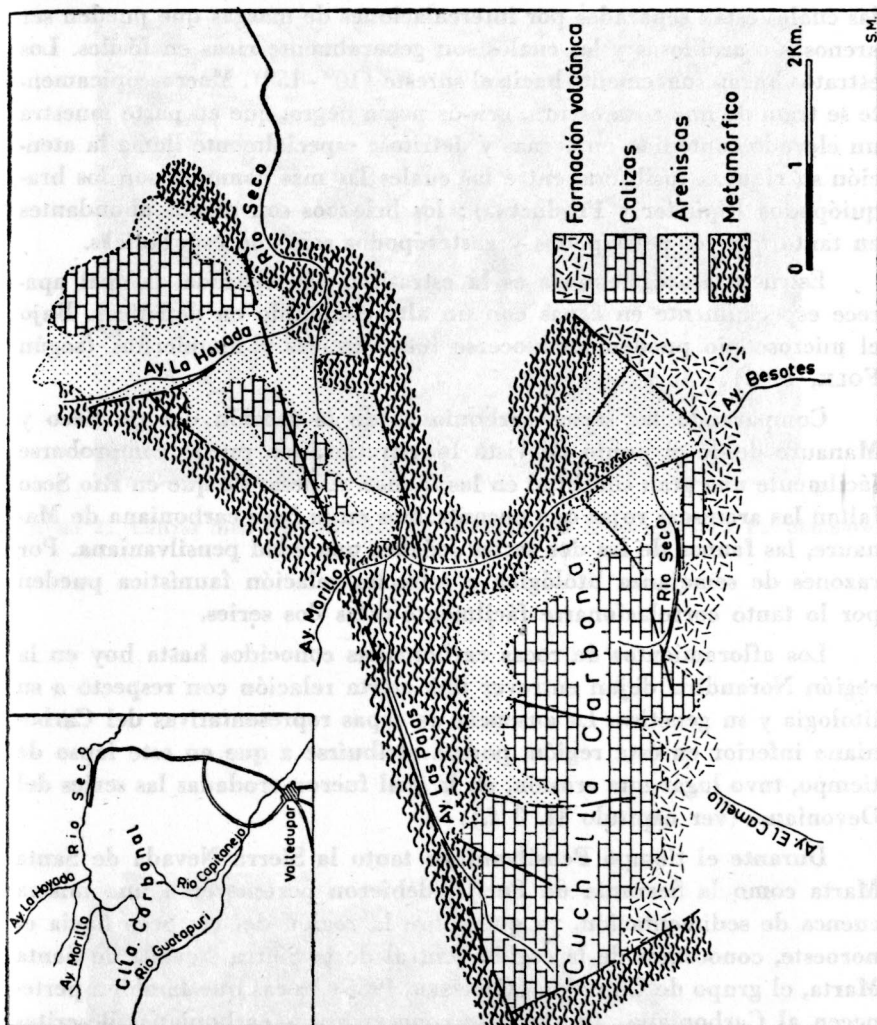


FIGURA 26. Carta geológica del curso alto del río Seco. Metamórfico = Prepaleozoico; areniscas = Devoniano?; calizas = Carboniano superior; rocas volcánicas = Triásico-Jurásico.

re; aquí faltan sin embargo los sedimentos rojos en la base de la serie calcárea. Las calizas contienen fauna marina del Pensilvaniano. De especial interés es la presencia de conodontes en estas calizas, que indican igualmente una edad pensilvaniana. Conodontes del Pensilvaniano conocemos nosotros del río Nevado y Páramo de Sumapaz (STIBANE, 1966).

Las calizas están estratificadas en bancos de 40 a 80 cms (Fig. 28) las cuales están separadas por intercalaciones de margas que pueden ser arenosas o arcillosas y las cuales son generalmente ricas en fósiles. Los estratos buzan suavemente hacia el sureste (10° - 15°). Macroscópicamente se trata de una roca oscura, gris-oscuro a negra, que en parte muestra un elevado contenido en arenas y detritos: especialmente llama la atención su riqueza fosilífera, entre las cuales las más comunes son los braquiópodos (*Spirifer* y *Productus*); los briozoos son menos abundantes en tanto que los pelecípodos y gasterópodos son solo esporádicos.

Estructura sedimentaria es la estratificación cruzada, la cual aparece especialmente en capas con un alto contenido en detríticos. Bajo el microscopio pueden reconocerse intraclásticas y biomicritas (según FOLK, 1962).

Comparando las series carbonianas de la sección del río Seco y Manaure desde el punto de vista bioestratigráfico puede comprobarse fácilmente una gran similitud en las faunas. A pesar de que en Río Seco faltan las areniscas rojas que encontramos en la base carboniana de Manaure, las faunas de las dos series señalan una edad pensilvaniana. Por razones de semejanza litológica y estrecha relación faunística pueden por lo tanto correlacionarse fácilmente estas dos series.

Los afloramientos de rocas carbonianas conocidos hasta hoy en la región Norandina dejan entrever una cierta relación con respecto a su litología y su genética. La ausencia de capas representativas del Carboniano inferior en esta región, podría atribuirse a que en este lapso de tiempo, tuvo lugar una erosión, en la cual fueron erodadas las series del Devoniano (ver capítulo II. 3 f.).

Durante el tiempo Pensilvaniano tanto la Sierra Nevada de Santa Marta como la Serranía de Perijá, debieron pertenecer a una misma cuenca de sedimentación, ya que sobre la región del río Seco hacia el noroeste, conocemos de la región central de la Sierra Nevada de Santa Marta, el grupo de Chundua (GANSSE, 1955), rocas que también pertenecen al Carboniano. También se conocen rocas carbonianas descritas por TRUMPY (1943) del cerro Cerrejón en el río Ranchería (Departamento de la Guajira), que igualmente deben colocarse en el mismo ciclo sedimentario.

En los Andes de Mérida parece por el contrario que predominaron condiciones geológicas diferentes. Este lapso cronológico está allí representado por los sedimentos terrestres de la Formación Sabaneta.

La Formación Palmarito es considerada como de edad permocarboniana; sin embargo la presencia de capas marinas carbonianas dentro de esta Formación no ha sido comprobada.



FIGURA 25. Calizas bien estratificadas del Cretácico en la carretera La Paz-Manaure.



FIGURA 27. Areniscas bien estratificadas del posible Devoniano sobre el costado oriental de la cuchilla Carbonal.



FIGURA 28. Aspecto típico de las calizas carbonianas del río Seco. Fotografía tomada de un afloramiento en el margen derecho de la quebrada Las Pajas.

BIBLIOGRAFIA

- ARNOLD, H. C., 1966. — Upper paleozoic Sabaneta-Palmarito Sequence of Mérida Andes, Venezuela. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.* 50, Nº 11, p. 2366-2387.
- BOTERO RESTREPO, G., 1950. — Reconocimiento geológico del área comprendida por los Municipios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Departamento de Boyacá. *Compil. Estud. Geol. Ofic. Colombia*, VIII, p. 245-311, pls. 48-90, Bogotá.
- BRÜCKNER, W. D., 1954. — Note on some fossils from the Girón group in the Río Lebrija Valley, Department of Santander. Colombia, *Jour. Paleont.*, 28, Nº 1, p. 112-113.
- BUTTERLIN, J., 1969. — A propos de la Géologie des Andes de Colombie. *Rev. de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, (2) vol. XI, Fasc. 1, p. 65-76, París.
- BÜRL, H., 1964. — El "Jura-Triásico" de Colombia. *Bol. Geol. XII*, Nº 1-3, p. 5-31, Bogotá.
- 1958. — El Jurásico e Infracretáceo del río Batá, Boyacá. *Bol. Geol. VI*, Nº 1-3, Bogotá.
- 1961. — Historia geológica de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana*, XI, Nº 43, p. 137-191, Bogotá.
- CASTER, K. E., 1939. — A Devonian Fauna from Colombia. *Bull. Am. Paleontol.* 24, p. 3-218, 14 pls., Ithaca.
- CEDIEL, F., 1968. — El Grupo Girón, una Molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. *Bol. Geol.*, XVI, Nos. 1-3, p. 5-96, Bogotá. Deutsche Fassung: Die Girón-Gruppe, eine Frühmesozoische Molasse der Ostkordillere Kolumbiens. - 111-162, N Sb. *Geol. Paläont. Abh.* 133, 2 April 1969.
- CHRIST, P., 1927. — La coupe géologique le long du chemin de Mucuchachí à Sta. Bárbara dans les Andes vénézuéliennes. *Ecol. Geol. Helv.*, 20, Nº 3, p. 397-414.
- DICKEY, P. A., 1941. — Precretaceous sediments in the Cordillera Oriental of Colombia. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, 25, Nº 9, p. 1789-1795.
- EDWARDS, K. L., 1956. — Tinacoa Formation. *Stratigraphical Lexicon of Venezuela*. p. 577-578, Caracas.
- ENGLEMAN, R., 1935. — Geology of Venezuelan Andes. - *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, *Bull.*, 19, Nº 6, p. 769-792.
- FOLK, R. L., 1962. — Spectral Subdivision of Limestone Types. In: Classification of Carbonat Rocks. *Am. Assoc. Petr. Geol.*, *Memoir* 1, Tulsa.
- FORERO, A., 1967. — Notas preliminares sobre la estratigrafía del Paleozoico en el norte de los Andes de Colombia. *Mitt. Inst. Colombo-Alemán Invest. Cient.*, 1, Santa Marta.
- GANSSE, A., 1955. — Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Südamerika). *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, 35, p. 209-279, Zürich.

- GERTH, H., 1935. — Geologie Südamerikas. - *Gebr. Borntraeger*, Berlin, p. 201-389.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., 1951. — Introducción al estudio de la geología de Venezuela, primera parte, *Bol. de Geol. (Venezuela)*, 1, p. 117-140.
- HEA, J. P. y WHITMAN, A. B., 1960. — Stratigraphy and petrology of the pre-Cretaceous sediments of the north-central Sierra de Perijá, State of Zulia, Venezuela, *Bol. de Geol., Ven., Publ. Esp.*, 1, Nº 3.
- HETTNER, A., 1892. — Die Kordillere von Bogotá. - *Petermanns Mitt.* 22, Erg. Heft 104, Gotha.
- HEDBERG, H. D., 1942. — Mesozoic stratigraphy of Northern South America. - *8th. Am. Sci. Cong. Proc.*, 4, p. 195-227, New York.
- HEDBERG, H., SASS, L. C., 1937. — Sinopsis de las formaciones geológicas de la parte occidental de la cuenca de Maracaibo. - *Bol. Geol. y Min. (Venezuela)*, 1, Nos. 2-4, p. 77-120, Caracas.
- JULIVERT, M., 1961. — Geología de la vertiente W de la Cordillera Oriental en el sector de Bucaramanga. - *Bol. Geol.* Nº 8, Univ. Industr. Santander, Bucaramanga.
- KARSTEN, H., 1856. — Géologie de l'ancienne Colombie bolivarienne, Venezuela, Nouvelle Grénade et Ecuador. - *R. Friedländer*, 60 p., Berlin.
- KEHRER, L., 1938. — Algunas observaciones sobre la estratigrafía en el Estado Táchira, Venezuela. - *Bol. Geol. y Min.* 2, Nº 2-4, p. 44-56, Caracas.
- KÜNDIG, E., 1938. — The Precretaceous Rocks of the Central Venezuelan Andes with some Remarks about the Tectonics. *Second Venezuelan Geological Congress*. April, 2nd., 1938, 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. Univ. Industr. Santander*, 3, Bucaramanga.
- 1961. — Late paleozoic and early mesozoic plants fossils from the Cordillera Oriental of Colombia and Correlation of the Girón Formation. - *Bol. Geol.*, 8, Nos. 1-3, p. 95-132, Bogotá.
- LANGENHEIM, R. L., 1959. — Preliminary report on the stratigraphy of the Girón Formation in Santander and Boyacá. - *Bol. Geol. Industr. Santander*, 3, p. 35-50, Bucaramanga.
- LEITH, E., 1938. — A Middle Ordovician fauna from the Venezuelan Andes. - *Am. Jour. Sci.*, ser. 5, 36, Nº 215, p. 337-344
- LIDDLE, R. A., 1928. — The geology of Venezuela and Trinidad. - *J. P. McGowan*, Fort Worth (Texas), 552 p.
- 1946. — The Geology of Venezuela and Trinidad. - 2nd. ed., *Pal. Res. Inst.*, Ithaca, N. Y., 890 p.
- LIDDLE, R. A., HARRIS, G. D. & WELLS, J. W., 1943. — The Río Cachirí Section in the Sierra de Perijá, Venezuela. - *Bull. Am. Paleont.* 27, Nº 108, p. 271-368.
- MILLER, A. K., WILLIAMS, V., 1945. — Permian cephalopods from northern Colombia. *Journ. Paleont.*, 19, Nº 4, p. 347-349, 1 fig., 1 pl.

- MILLER, J. B., 1960. — Directrices tectónicas en la Sierra de Perijá y partes adyacentes de Venezuela y Colombia. - *Bol. Geol. Ven., Publ. Esp. II* N° 3.
- MOORE, R. C., LALICKER, C. G., FISCHER, A. G., 1952. — Invertebrate fossils. *McGraw-Hill Book Co., Inc., New York Toronto and London*, 766 p.
- MORALES, P. A., 1965. — A Contribution to the Knowledge of the Devonian Faunas of Colombia. - *Bol. Geol. Univ. Industr. Santander*, 19, p. 51-111, Bucaramanga.
- NAVAS, J., 1962. — Geología del Carbonífero al Norte de Bucaramanga. - *Bol. Geol. Univ. Industr. Sant., Bucaramanga*, N° 11, p. 23-34.
- 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, p. 1-76, Leiden.
- NOTESTEIN, F. B., HUBMAN, C. W., BOWLER, J. W., 1944. — Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America. - *Geol. Soc. Am., Bull.*, 55, p. 1165-1216.
- OPPENHEIM, V., 1937. — Contribución a la Geología de los Andes venezolanos. - *Bol. Geol. y Min. (Venezuela)*, 1, Nos. 2-4, p. 23-43, Caracas.
- 1940. — Jurassic-Cretaceous (Girón) beds in Colombia and Venezuela. - *Am. Assoc. Petr. Geol., Bull.*, 24, N° 9, p. 1611-1619.
- PETTJOHN, F. J., 1957. — Sedimentary rocks. 2d Ed. 718 p., *Harper & Brothers*, New York.
- RADELLI, L., 1962. — Acerca de la geología de la Serranía de Perijá entre Codazzi y Villanueva (Magdalena - Guajira, Colombia). *Geol. Colombiana*, N° 1, p. 23-41. Bogotá.
- RADELLI, L., 1967. — Géologie des Andes Colombiennes. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble*. - Mem. N° 6, 457 p.
- RENZONI, G., 1968. — Geología del Macizo de Quetame. - *Geol. Colom.*, N° 5, p. 75-127, Bogotá.
- RIVERO, F., 1956. — La Quinta Formation. - In: *Stratigraphical Lexicon of Venezuela*, English Edition, p. 283-289, Caracas.
- ROD, E., 1954. — Trilobites in "Metamorphic" Rocks of El Baúl, Venezuela. - *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.* 39, N° 9, p. 1865-1869.
- ROYO Y GÓMEZ, J., 1945. — Fósiles carboníferos e infracretáceos del Oriente de Cundinamarca. - *Compil. Estud. Geol. Ofic. Colombia*, 6, p. 193-250, Bogotá.
- SCHAUB, H. P., 1944. — Fusulinids in La Quinta Formation Venezuela. - *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 28, N° 11, p. 1642-1644.
- Shell & Creole Petroleum Camp., 1964. — Paleozoic Rocks of Mérida Andes, Venezuela. - *Bull. of the Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 48, N° 1, p. 70-84.
- SIEVERS, W., 1880. — Die Cordillera von Mérida, nebst Bemerkungen über das Karibische Gebirge. *Geogr. Abhandl.*, 3, N° 1, 238 p.

- STAPPENBECK, R., 1927. — Über Transgressionen und Regressionen des Meeres und Gebirgsbildung in Südamerika. - *Neues Jahrb. Min. Geol. Paläont.*, 58, Nº 8, p. 453-496.
- STIBANE, F. R., 1957a. — Conodonten des Karbons aus den nördlichen Anden. - *Neues Jahrb. Geol. Paläont.*, Abh. 128, p. 329-340, Stuttgart.
- 1957b. — Paläogeographie und Tektogenese der Kolumbianischen Anden Südamerikas. - *Geol. Rdsch.* 56, p. 629-642.
- 1957c. — Devonian of the Cordillera of Colombia. - *International Symposium on the Devonian System.*, II, p. 209-213, Calgary.
- 1968. — Zur Geologie von Kolumbien, Südamerika: Das Quetame- und Garzón-Massiv. *Geotekt. Forsch.* 30, p. 1-85, Stuttgart.
- STIBANE, F. & FORERO, A., 1969. — Los afloramientos del Paleozoico en La Jagua (Huila) y Río Nevado (Santander del Sur). Bogotá.
- STUTZER, O., 1927. — Beiträge zur Geologie und Mineralogie von Kolumbien (Südamerika). X. Beiträge zur Geologie der kolumbianischen Ostkordillere in der näheren und weiteren Umgebung von Bogotá. - *Neues Jahrb. Min. Geol. Paläont.*, 57, B.-Bd. Abt. b., p. 305-341, Stuttgart.
- SUTTON, F. A., 1946. — Geology of Maracaibo Basin, Venezuela. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 30, Nº 10, p. 1621-1741.
- THOMPSON, M. L., MILLER, A. K., 1949. — Permian fusulinids and cephalopods from the vicinity of the Maracaibo Basin in northern South America. *Jour. Paleont.*, 23, Nº 1, p. 1-24, 8 pls., 1 fig.
- TRAPP, D., 1969. — Paläozoikum und Frühmesozoikum im nördlichen Quetame- und westlichen Santander-massiv der Ostkordillere Kolumbiens, Südamerika. - *Unveröffentlichte Diplom-Arbeit*, Gießen.
- TRUMPY, D., 1943. — Pre-Cretaceous of Colombia. - *Bull. Geol. Soc. America*, 54, p. 1281-1304.
- WEISBORD, N. E., 1926. — Venezuelan Devonian Fossils. - *Bull. Amer. Paleont.* 11, Nº 46, p. 223-272, Ithaca, N. Y.
- 1967. — The Devonian System in Western Venezuela. - *International Symposium on the Devonian System.* - II, p. 215-226, Calgary.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. & GILBERT, CH., 1954. — Petrography; an Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. - *W. H. Freeman and Company*, San Francisco.
- WOKITTEL, R., 1953. — Aspectos del yacimiento de caliza en la Hoya del Cobre en el Páramo de Sumapaz al Sur de Bogotá, Depto. Cundinamarca. - *Serv. Geol. Nal.*, Informe 929, Bogotá.
- 1957. — Bosquejo geográfico y geológico de la Sierra Nevada de Santa Marta y de la Serranía de Perijá. - *Bol. Geol.*, 5, Nº 3, p. 28-50, Bogotá.
- 1957. — La formación cuprífera de la Serranía de Perijá (Intendencia de la Guajira y Departamento del Magdalena). - *Bol. Geol.* 5, Nº 3, p. 51-67.

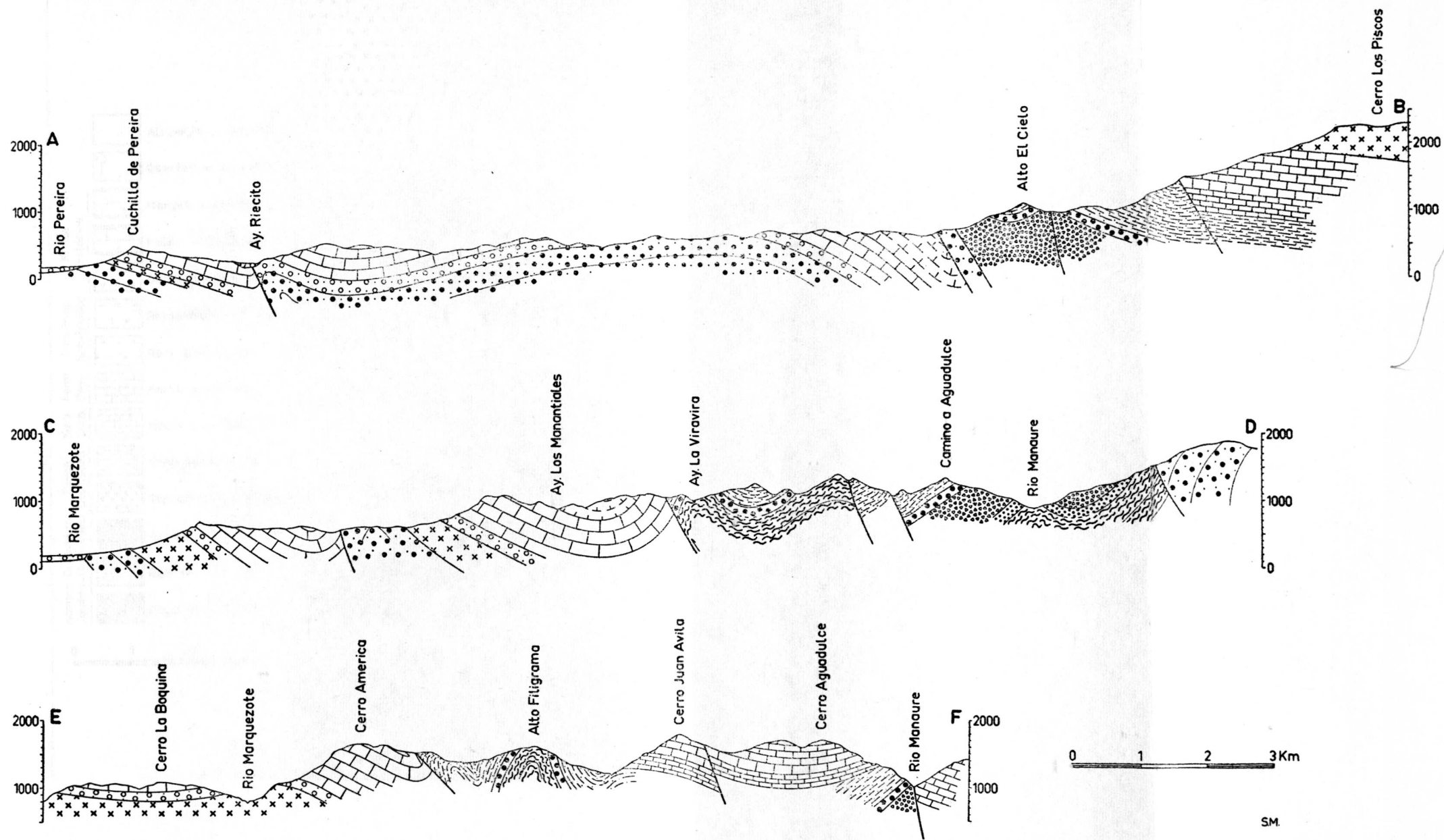


FIGURA 30

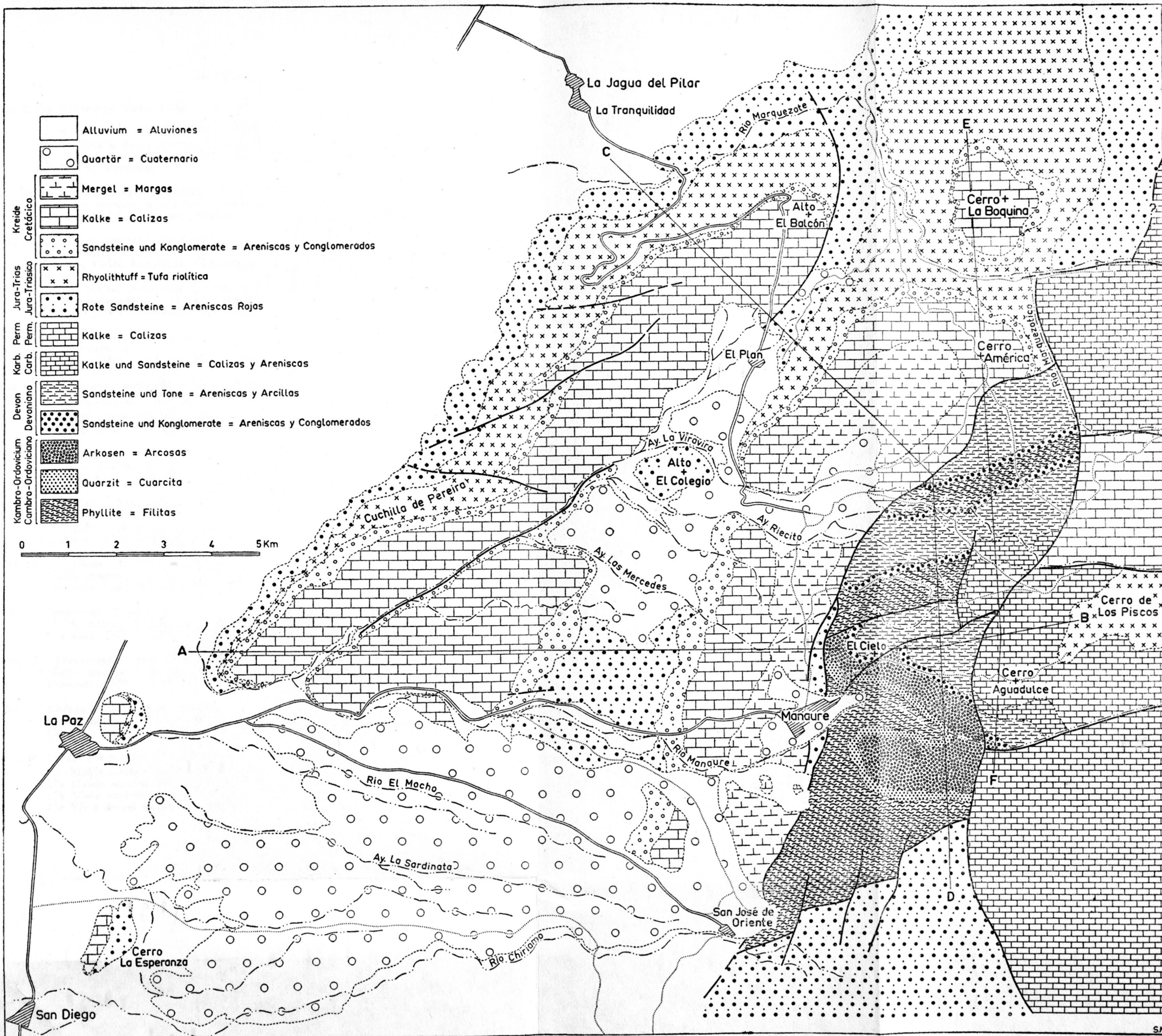


FIGURA 29

FIG. 1. a-b *Fenestella venezuelensis* WEISBORD.

a) Impresión interna en tamaño natural;

b) Detalle de a) aumentados 2 veces.

Conjunto CoD4. del Devoniano. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

FIG. 2. *Amphigenia elongata* VANUXEM.

Impresión interior de una valva peduncular, 1 x.

Conjunto CoD3. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

FIG. 3. *Pentagonia gemmisulcata* CASTER.

Molde ventral externo.

Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

FIG. 4, 9. *Cipricardinia subindenta* CONRAD. Molde interno.

4. valva izquierda 1 x, 9: valva derecha.

Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 5. *Platyostoma lineata* (CONRAD).

Molde interno 1 x.

Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 6. a-b *Chonetes venezuelensis* WEISBORD.

a) Molde externo, vista neutral;

b) Molde interno de una valva braquial.

Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

FIG. 7. *Dalmanites* sp.

Molde incompleto de un pigidio, 1 x.

Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 8, 15. *Phacops Salteri* KOZLOWSKI.

8: Cefalón; molde interno, 1 x.

15: Pigidio y parte del tórax, 1, 5 x.

Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 10. *Leptodamus of capricornus* CLARKE.

Molde interno de la valva derecha, 1 x.

Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 11. *Pentagonia Casteri* TRAPP, 1969.

Molde interno de una valva peduncular: vista ventral.

Conjunto CoD3. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

FIG. 12. *Chonostrophia complanata* (HALL).

Molde interno de la valva braquial, 1, 5 x.

Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

FIG. 13. *Eodevararia imperialis* CASTER.

Molde interno incompleto de una valva peduncular, 1 x.

Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

FIG. 14, 17, 18. *Platyorthys cf. planoconvexa* (HALL).

14: Molde interno de la valva ventral, 1 x.

17a Molde externo de la valva ventral, 1 x.

17b Vista ventral de molde interno, 1 x.

17c Vista dorsal de molde interno, 1 x.

18 Impresión en plastilina de 17a, 1.2 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.

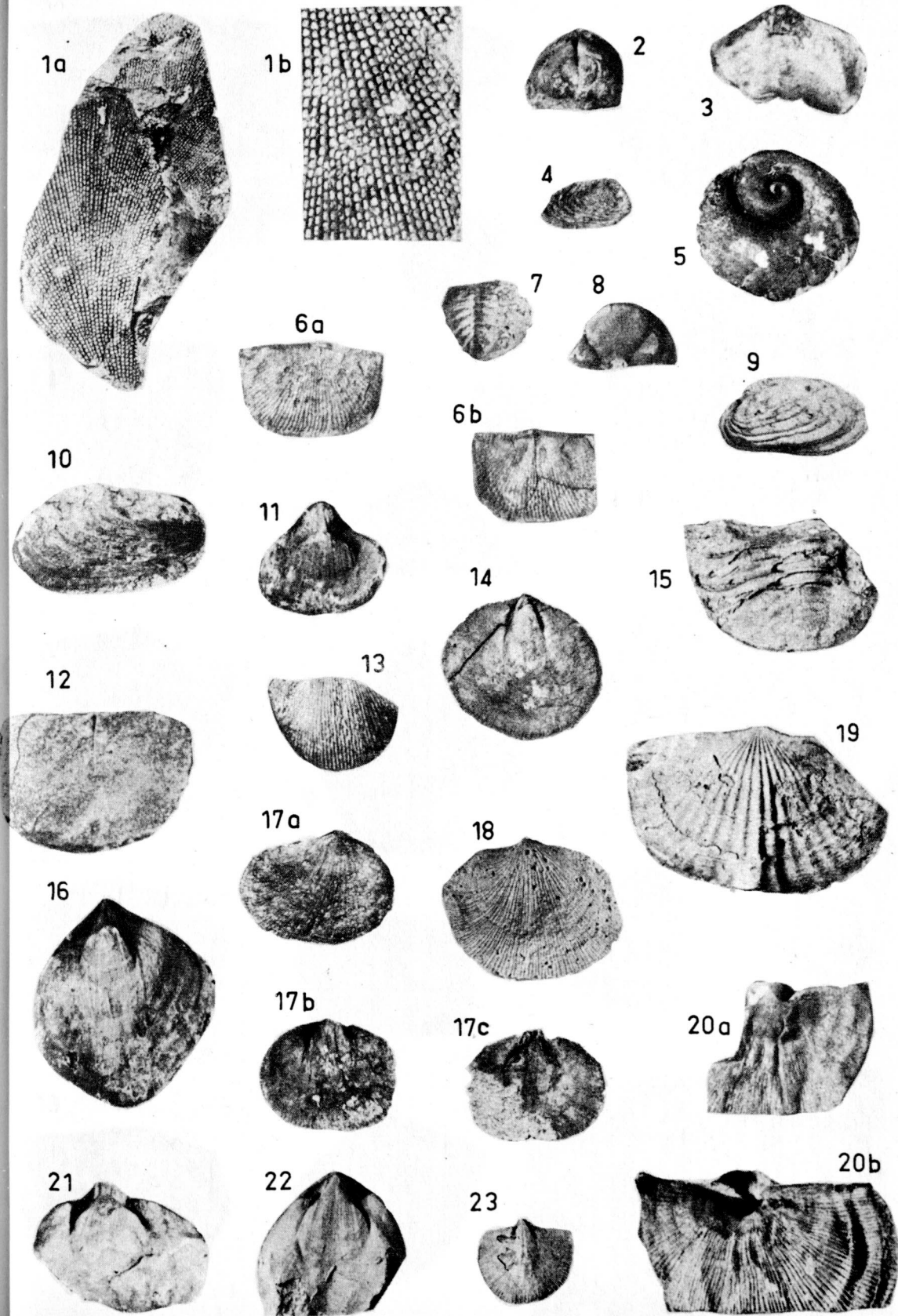
FIG. 16. *Meristella nasuta* (CONRAD).
Molde interno; vista ventral, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.

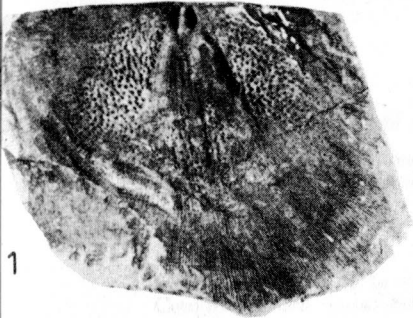
FIG. 19. *Trepidoleptus carimatus* (CONRAD).
Molde externo de la valva braquial, 1, 5 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 20. *Schuchertella crassa* IMBRIE.
a: Molde interno de la valva peduncular.
b: Molde externo de la valva braquial.
Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

FIG. 21, 22. *Pentagonia bisuleata* (HALL).
Moldes internos, vista ventral, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 23. *Mendocella* sp.
Molde interno de la valva braquial, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.





1



2a

2b



3

4a



5



6



7a

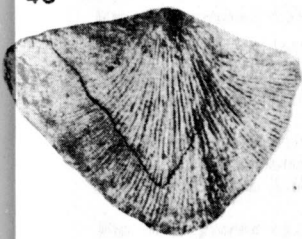


7b

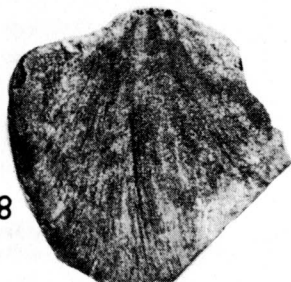
4b



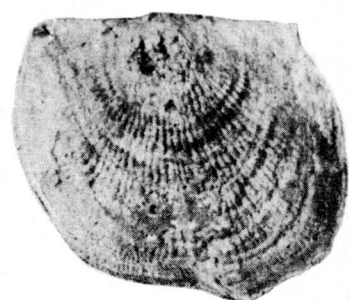
4c



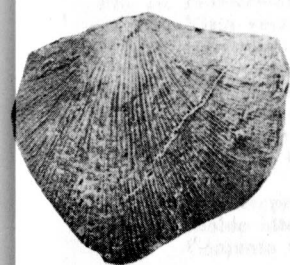
8



9



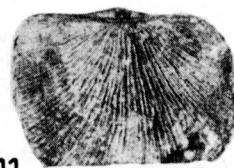
4d



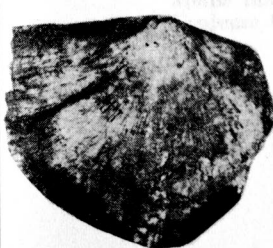
10



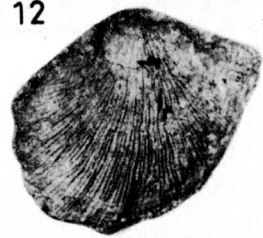
11



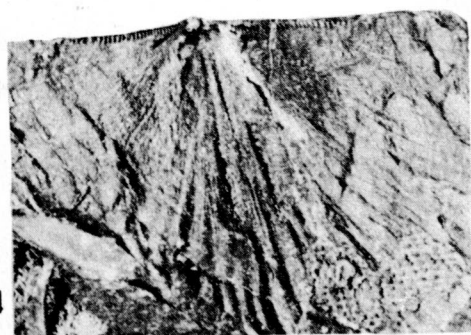
13



12



14



LAMINA II

FIG. 1. *Leptostrophia caribbeana* CASTER.

Molde interno de la valva braquial, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: margen derecho del río Manaure.

FIG. 2. *Leptaena boyaca* CASTER.

a: Molde externo de la valva ventral.
b: Molde interno de la valva ventral, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 3. *Megastrophia concava* (HALL).

Vista ventral de un molde interno.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 4. *Leptodonta* sp.

a: Molde interno de la valva peduncular vista ventral.
b: Vista posterior.
c: Molde externo de la valva peduncular.
d: Molde en plastilina de 4c, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 5. *Phacops salteri* KOZLOWSKI.

Cefalón incompleto, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 6. *Eodevoniaria imperialis* CASTER.

Vista ventral, 1 x.
Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

FIG. 7. *Leptaena boyaca* CASTER.

a: Molde interior en plastilina; vista dorsal.
b: Vista dorsal exterior, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 8. *Protomegastrophia* sp.

Vista ventral del molde interno.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 9. *Leptaena* sp.

Molde interno de la valva ventral, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 10. *Protoleptostrophia* sp.

Vista ventral de un molde interno incompleto, 1 x.
Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 11 - 12. *Strophodonta kozlowskii* (CASTER).

11: Vista dorsal interna.
12: Molde externo: Vista ventral, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 13. *Protomegastrophia* sp.

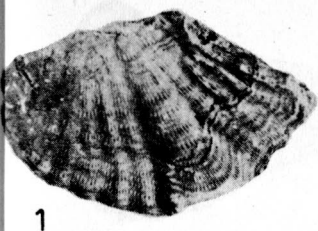
Molde interno de la valva peduncular 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.

FIG. 14. ? *Nervostrophia rockfordensis* FESTON & FESTON.

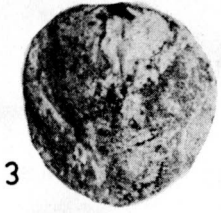
Molde interno de la valva braquial 1, 5 x.
Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.

LAMINA III

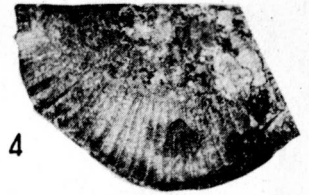
- FIG. 1 - 2. *Elita colombiana* CASTER.
1: Molde externo de la valva ventral.
2: Molde interno de la valva ventral, 1 x.
Localidad: Margen derecho del río Manaure.
- FIG. 3. *Centronella glansfagea* (HALL).
Molde interno de la valva braquial, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 4. *Cymostrophia dikeyi* CASTER.
Molde externo de la valva braquial, 1 x.
Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.
- FIG. 5. *Leptocoelia flabellites* (CONRAD).
Molde interno de la valva braquial, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 6. *Sphenophragmus manus* IMBRIE.
a: Vista ventral del molde interno de una valva braquial.
b: Molde externo de la valva braquial.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 7. *Douvillina* sp.
Molde interno de la valva ventral, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 8. *Atrypa devoniana* WEBSTER.
Molde interno de la valva peduncular, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 9 - 10. *Schizophoria* sp.
Moldes internos de valvas ventrales, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 11. *Schuchertella* sp.
Molde interno de la valva braquial, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Margen derecho del río Manaure.
- FIG. 12. *Leptocoelia flabellites* (CONRAD).
Molde interno de la valva braquial, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 13. *Leptaena cf. rhomboidales* (HALL).
Molde interno incompleto de la valva ventral, 1 x.
Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.
- FIG. 14. *Meganteris cf. australis* CASTER.
Molde interno de la valva peduncular, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 15, 18. *Schellovienella goldringae* CASTER.
15: Molde ventral interno, 1 x.
Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.
18 a: Molde braquial interno, 1 x.
18 b: Molde dorsal externo, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 16. *Eodevonaria imperialis* (CASTER).
Vista ventral, 1 x.
Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.
- FIG. 17. *Dictyostrophia cooperi*. CASTER.
Molde externo incompleto, 2, 5 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 19. *Chonetes venezuelensis* WEISBORD.
Molde interno de la valva ventral, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 20. *Elita* sp.
Molde interno de la valva peduncular, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.



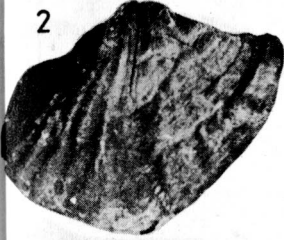
1



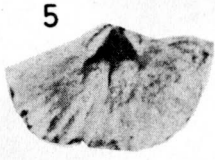
3



4



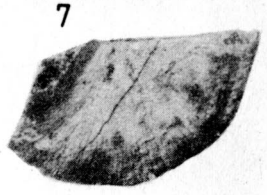
2



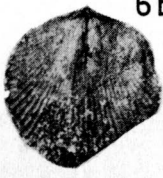
5



6a



7



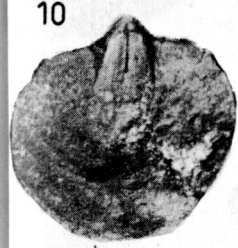
6b



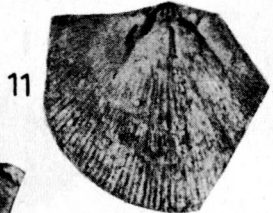
8



9



10



11



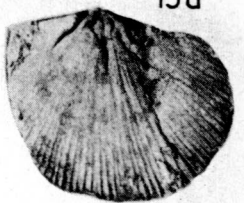
12



13



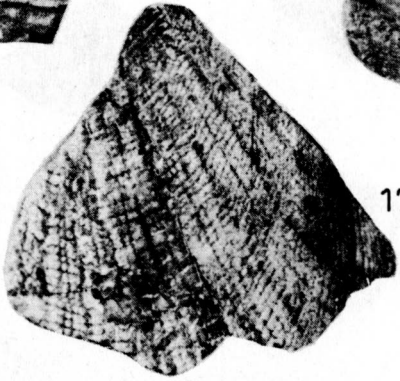
14



15a



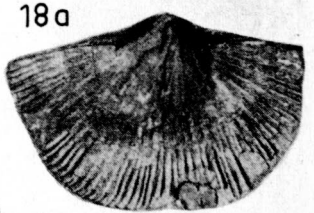
16



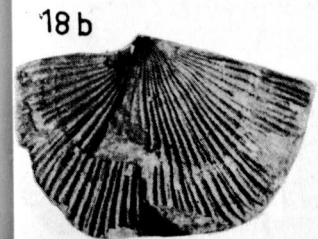
17



19



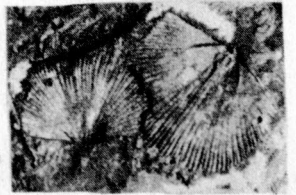
18a



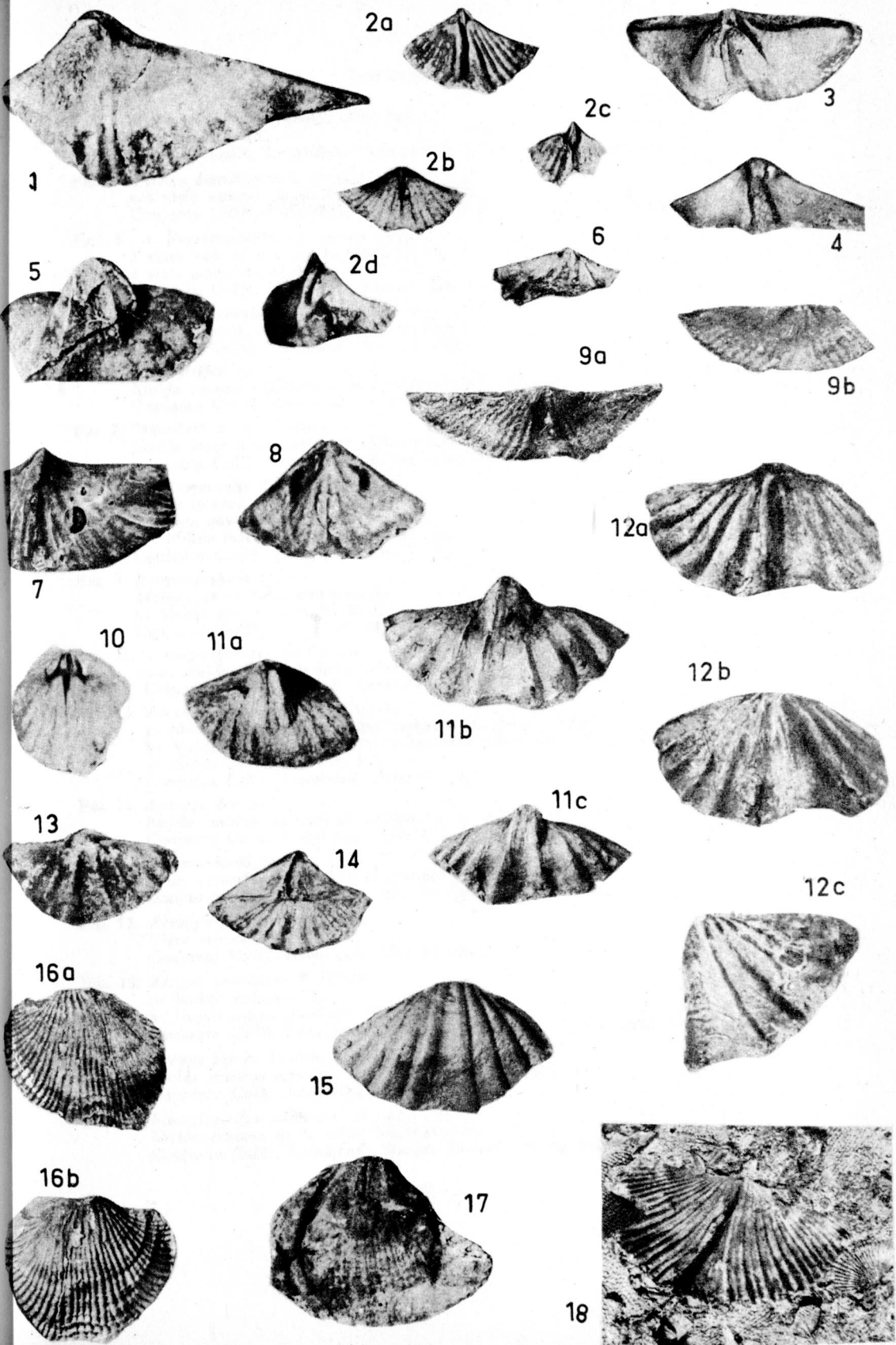
18b



20



15b



LAMINA IV

- FIG. 1. *Mucrospirifer mucronatus* (CONRAD).
Vista ventral, IX.
Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.
- FIG. 2. *Cyrtina hamiltonensis* (HALL).
a-d vista ventral de un molde interno; IX.
Conjunto CoD4. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 3 - 4. *Eosyringothiris cf. aspera* HALL.
3 vista ventral del molde interno, 1 x.
4 vista posterior de 3, 1 x.
Conjunto CoD4. Localidad: Margen derecho del río Manaure.
- FIG. 5. *Spirifer audaculus sulianus* WEISBORD.
Molde interno incompleto; vista ventral, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 6. *Acrospirifer* sp.
Molde interno incompleto de la valva peduncular, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 7. "*Spirifer*" *Kingi* CASTER.
Molde interno incompleto; vista ventral, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Margen derecho del río Manaure.
- FIG. 8, 10. *Leptocoelia flabellites* CONRAD.
Molde interno.
8: Vista posterior de la valva ventral.
10: Molde interno de la valva braquial. XI.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 9. *Eosyringothiris* sp.
Moldes de la valva peduncular:
a: Molde externo 1 x. B: Molde interno IX.
Conjunto CoD3. Localidad: Margen derecho del río Manaure.
- FIG. 11. *Acrospirifer olssoni* CASTER.
a-c: Moldes internos de la valva ventral 1 x.
Conjuntos CoD2 y CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 12. *Acrospirifer marchisoni* CASTER.
a: Molde interno de la valva peduncular: vista ventral.
b: Molde interno de una valva braquial; vista dorsal, 1 x.
c: Molde externo de 12b, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 13. *Acrospirifer* sp.
Molde interno incompleto de una valva peduncular, 1 x.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 14. *Cyrtina hamiltonensis* (HALL).
Vista posterior mostrando la interárea, IX.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 15. *Acrospirifer olssoni* CASTER.
Vista ventral, IX.
Conjunto CoD2. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 16. *Atrypa devoniana* WEBSTER.
a: Molde externo XI.
b: Impresión en plastilina de 16a IX.
Conjunto CoD4. Localidad: Cabecera de la Quebrada Las Mercedes.
- FIG. 17. *Atrypa harrisi* CASTER.
Molde interno incompleto de la valva peduncular, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Alto El Cielo.
- FIG. 18. *Fimbrispirifer venustus* (HALL).
Molde externo de la valva braquial, 1 x.
Conjunto CoD3. Localidad: Margen derecho del río Manaure.