

# Geología de los alrededores de Ortega, Tolima

H. BÜRGL

**RESUMEN.**—La región investigada se extiende en dirección S-N desde el río Ortega hasta el río Cucuana y en dirección E-W desde la carretera Guamo-Ortega hasta el sinclinal de Flautillo. Esta región expone una sucesión casi continua desde el albiano hasta el mioceno. El albiano inferior transgrede sobre sedimentos continentales rético-liásicos del Girón. La sucesión hasta el maestrichtiano inferior es de origen marino, las capas siguientes son fluvio-lacustres. La región comprende dos elementos estructurales antagónicos; la bóveda de Chicumbe en la parte oriental, con rocas rígidas a poca profundidad y el sinclinal de Flautillo en el occidente, en el cual se depositaron más de 4000 m de capas de cretácico y terciario antiguo. En el flanco entre estos dos elementos antagónicos se localiza un número de pliegues y fallas, cuyas particularidades se explican en gran parte por la distinta flexibilidad de sus componentes. La bóveda de Chicumbe se diferenció ya durante el cretácico por un menor grado de hundimiento, que causó considerables diferencias en espesor y facies en los depósitos de esta edad. Los pliegues y las fallas de la región son productos de fuerzas que empezaron a actuar en el senoniano (fase subhercínica) y se intensificaron al principio del eoceno medio (fase pirenaica), aquitaniano (fase sávica) y plioceno (fase ática). En el aspecto económico son de primera importancia los yacimientos de petróleo. Como su roca madre consideramos las arcillas del cenomaniano, turoniano y tal vez coniaciano. Los horizontes productivos son las calizas y en grado menor, las areniscas del albiano inferior y medio.

**ABSTRACT.**—The region studied covers the area between the Rio Cucuana in the north, the rio Ortega in the south, the road Guamo-Ortega in the east and the Flautillo-Syncline in the west. An almost complete sequence reaching from the Albian into the Miocene is exposed in this area. The Lower Albian overlaps continental deposits of the Rhetic-Liassic Giron. The sequence up to the Lower Maestrichtian is marine, the Upper Maestrichtian and Tertiary were deposited under fluvial-lacustrine conditions. Two main structural elements are present: the Chicumbe warping in the east with consolidated, rigid rocks close to the surface, and the Flautillo syncline in the west with flexible sediments of Cretaceous and early Tertiary age of more than 4000 m thickness. Most of the folds and faults are situated on the flank between these two antagonistic elements and their peculiarities can be explained by the different flexibility of the beds concerned. The Chicumbe upwarping differed from its surroundings by a minor degree of subsidence already during cretaceous time. This caused a considerable variety of facies and thickness. The folds and faults are the result of compressive movements which began in the Senonian (Subhercynic phase) and reached their maximum at the beginning of Middle Eocene (Pyrenaic Phase), Aquitanian (Savic Phase) and Pliocene (Attic Phase). Economically the oil occurrences are of primary importance. The argillaceous beds of the Cenomanian, Turonian and perhaps also the Coniacian are considered as source rocks. The reservoir rocks are the limestone and in a minor degree also the sandstones of the Lower and Middle Albian.

**ZUSAMMENFASSUNG.**—Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von Rio Cucuana im Norden bis zum Rio Ortega im Süden und von der Strasse Guamo-Ortega im Osten bis zur Flautillo-Synklinale im Westen. Dieses Gebiet umfasst eine nahezu vollständige Schichtfolge von Alb bis ins Miozän. Das Unteralb transgrediert über kontinentalen Ablagerungen des rhätisch-liassischen Girón. Die Schichtfolge bis zum unteren Maastricht ist marinen Ursprungs, das Obermaastricht und Tertiär sind in fluvio-lakustrer Facies entwickelt. In struktureller Hinsicht lassen sich zwei entgegengesetzte Grundelemente unterscheiden: die Chicuambe-Aufwölbung mit verfestigten spröden Gesteinen in geringer Tiefe im Osten und die Flautillo-Synklinale mit einer mehr als 4000 m mächtigen faltbaren Serie von Kreide und Alttertiär im Westen. Die Mehrheit der beobachteten Strukturen, die Falten und Brüche umfassen, liegen auf der Flanke zwischen diesen beiden Grundelementen und ihre Besonderheiten erklären sich vorwiegend aus der unterschiedlichen Faltharkeit der betroffenen Schichten. Die Chicuambe-Aufwölbung untercheidet sich bereits in der Kreide von ihrer Umgebung durch einen geringeren Grad der Absenkung, was in den Ablagerungen dieser Zeit beträchtliche Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede zur Folge hatte. Die Falten und Brüche sind die Folgen kompressiver Vorgänge, die im Senon (sub-hercynische Phase) einsetzen und am Beginn des Mitteleozäns (pyrenäische Phase), des Aquitan (savische-Phase) und des Pliozäns (attische-Phase) ihren Höhepunkt erreichten. In wirtschaftlicher Hinsicht sind vor allem die Erdöl-Lagerstätten von Bedeutung. Als Erdöl-Muttergesteine werden die tonigen Schichten des Cenoman, Turon und vielleicht auch des Coniac angesehen. Produktive Horizonte sind die Kalksteine und in untergeordnetem Masse auch Sandsteine des unteren und mittleren Alb.

## CONTENIDO

### Introducción.

#### Estratigrafía.

- Generalidades
- Albiano inferior
- Albiano medio
- Albiano superior
- Cenomaniano
- Turoniano
- Coniaciano
- Santoniano
- Campaniano
- Maestrichtiano inferior
- Maestrichtiano superior y paleoceno
- Eoceno medio a oligoceno superior
- Mioceno

#### Estructura

- Generalidades
- La bóveda de Chicuambe
- Las estructuras de Santa Rita
- Fallas transversales
- Tectogénesis

#### Petróleo

#### Bibliografía

## INTRODUCCION

El presente trabajo es el resultado de un curso de campo organizado para los estudiantes de la Universidad Nacional. Este curso se pudo realizar debido a la ayuda de la Texas Petroleum Company; por lo cual expresamos a dicha empresa nuestros sinceros agradecimientos por tan generoso aporte en pro de los estudiantes de Geología. En el curso participaron los estudiantes del Cuarto Año de Geología y Geofísica: E. Castro, G. Escalante, J. Taissir Kassem, P. A. Morales, C. E. Ospina, E. Pérez, y F. Zambrano y como invitados los geólogos L. E. Mateus y J. Valdiri. La dirección de este curso estaba en manos del autor el cual fue reemplazado por un corto período por el Rvo. P.C.E. Acosta. Como base topográfica se utilizó el plano 1:10.000 de la Texas Petroleum Company.

## ESTRATIGRAFIA

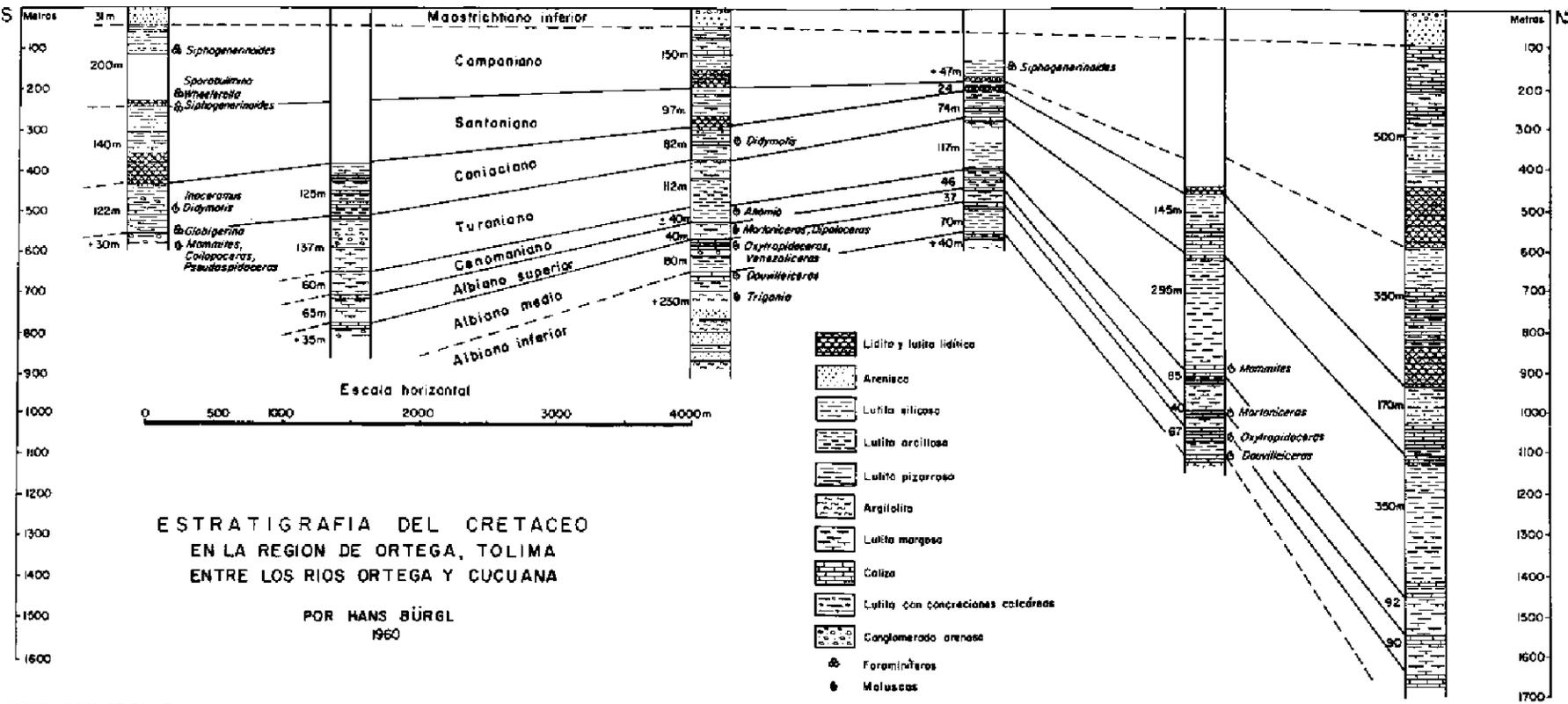
*Generalidades.*—La zona investigada está situada en la parte occidental de la Fosa del Alto Magdalena, al S de Ibagué y al W del Guamo. En esta afloran estratos del cretácico y terciario inferior que forman anticlinales y sinclinales largos y angostos con rumbo NNE-SSW. Hacia el oeste están limitados por el grupo de Payandé (triásico superior) y el Batolito de Ibagué en la Cordillera Central (H. W. Nelson 1957). Hacia el E, el cretácico y el terciario inferior se hunden por debajo de la Formación Honda (Mioceno), que ocupa la parte central de la Fosa del Alto Magdalena.

La estructura prominente en la región estudiada es la bóveda de Chicumbe. En su eje afloran las capas más antiguas de la región, pertenecientes al albiano inferior. La mayor parte de su flanco oriental está discordantemente tapado por el Honda. Pero el flanco occidental expone una sucesión completa desde el albiano inferior hasta el oligoceno superior bajo.

En este trabajo usamos en lo posible los términos cronoestratigráficos particularmente en el cretáceo, donde son más precisos que los términos litológicos en uso.

En la región tratada, los varios pisos cretáceos y en un menor grado también las formaciones terciarias presentan considerables diferencias en su espesor. Como regla general se puede constatar que cada piso tiene un mínimo de espesor sobre y al oeste de la bóveda de Chicumbe y se vuelve más grueso al distanciarse de esta estructura, particularmente en dos direcciones, hacia el N y el S. Esto se manifiesta ya en cierto grado, en el mapa geológico (Fig. 1) en el ancho superficial que ocupan los varios pisos, pero aún con más claridad en las columnas estratigráficas de la figura 2.

*Albiano inferior.*—Los estratos más antiguos que afloran en la región estudiada pertenecen a la parte alta del albiano inferior. Como lo mostró la perforación Chicumbe 1, este piso descansa discordantemente sobre la Formación Girón, la cual probablemente también en esta región es de edad rético-liásica. Al suroeste de la perforación Chicumbe 1, el albiano inferior aflora en un espesor de 220 m. Considerando también la parte atravesada por esta perforación, resulta un espesor de unos 350 m. En su ma-



DIBUJO CLARA DE PAULE

por parte consta de limolitas, argilolitas y areniscas arcóscicas abigarradas con algunas intercalaciones de caliza. Una capa de caliza, en parte concrecionaria, marca el límite superior del albiano inferior. Los sedimentos son en su mayoría material terrígeno, que cubrió la superficie de la región del Alto Magdalena durante el jurásico medio y superior y el cretácico inferior y se acumuló en la cuenca marina cuando el mar albiano avanzó desde la cuenca de Cundinamarca hacia el S.

En las argilolitas arcóscicas (con fenocristales de ortoclasa) se encontraron impresiones de *Trigonia tocaimaana* LEA y de otros varios Lamelibraquios, cuya conservación no permitió una determinación. Las calizas en el tope del albiano inferior contienen a veces verdaderas lumaquelas de Cefalópodos de los cuales identificamos:

*Australiceras?* sp.

*Hamiticeras?* sp.

*Valdedorsella* sp.

*Douvilleiceras mamillatum* (SCHLOTHEIM)

*Douvilleiceras horridum* RIEDEL

*Belemnites* gen. et sp. indet.

En estas calizas se hallaron también varios especímenes de un pequeño *Inoceramus*, aparentemente de una especie todavía no descrita. Los *Amonites Douvilleiceras mamillatum* y *D. horridum* indican claramente que se trata de estratos del albiano inferior. En lo general (Arkell, Kummel y Wright, 1957) se presume que *Hamiticeras* y *Valdedorsella* no sobrepasan el límite superior del aptiano. En Ortega como en varios lugares de la Cordillera Oriental, estos géneros, sin embargo, se hallan juntos con *Amonites* del albiano inferior. En dicha región por lo tanto, no se hallaron fósiles pre-albianos.

*Albiano medio.*—Este subpiso consta de dos horizontes diferentes. El albiano medio bajo consta de lutitas de color gris oscuro o azulado, a veces un poco rojizo. El albiano medio alto consta de calizas grises estratificadas en bancos de 0,5 hasta 1 m de espesor, separadas por capas delgadas de lutita o marga. No encontramos fósiles en las lutitas, las calizas contienen a veces en abundancia.

*Oxytropidoceras carbonarium* (GABE)

*Venezoliceras karsteni* (STIELER)

*Venezoliceras venezolanum* (STIELER)

El espesor total del albiano medio varía entre 80 m al SW de la Quebrada Chicuambe y 25 m al norte de la fuente de la Quebrada Calará. En este último sitio, las calizas faltan y el Albiano medio está representado en su totalidad por lutitas azulosas. Hacia el S y el N, las calizas aumentan progresivamente su espesor hasta 40 m.

*Albiano superior.*—Sobre las calizas con *Oxytropidoceras* siguen concordantemente pizarras lutíticas o margosas, las cuales presentan en fracturas frescas un color oscuro pero en la superficie son de color blanco, azulado y con estrías rojizas. El tope de este subpiso está formado por una caliza tablada de unos 5 m de espesor. El grosor del albiano superior es de 37 hasta 90 m.

En el albiano superior de Ortega los fósiles son muy escasos y su conservación es tan deficiente, que casi nunca permiten una determinación es-

pecífica. En las calizas superiores son un poco más frecuentes que en las pizarras. Colectamos la siguiente fauna:

*Argonauticeras?* sp.  
*Mortonicer* (*Mortaniceras*) sp.  
*Dipoloceras* (*Diplasioceras*) sp.  
*Venezoliceras trinitense* (GABB)  
*Neoharpoceras* sp.  
*Inoceramus* sp.  
*Exogyra* cf. *boussingaultii* D'ORBIGNY  
Esqueleto caudal de un Teleósteo.

*Cenomaniano*.—La mayor parte de este piso consta de lutitas muy blandas, escasamente expuestas. A veces contienen intercalaciones o lentejones margosos un poco más resistentes y en su parte alta bancos calcáreos de un grosor hasta de 20 cm. Por la escasez de los afloramientos resulta difícil constatar el espesor del cenomaniano con precisión. Parece que varía entre 40 y 92 m.

En este piso encontramos algunos rastros de Amonites, insuficientes para una identificación. Con más frecuencia se encontraron *Inoceramus* y otros Lamelibranquios, pero también indeterminables específicamente. Un Lamelibranquio muy pequeño (3-8 mm de largo) parece ser idéntico a *Anomia subtruncata* D'ORBIGNY conocida del Cenomaniano de Túnez (Pervimquiere, 1912). Este es el único fósil de este piso, que se halla a veces en gran número.

*Turoniano*.—También la parte inferior del turoniano consta de capas poco resistentes y no expuestas. En un solo lugar (E del Boquerón de la Fábrica) logramos localizar con precisión el límite cenomaniano-turoniano. En este sitio, el turoniano comienza con lutitas blandas, hojosas, con dos capas calcáreas de 20 cm de grosor que contienen:

*Mammites* aff. *nodosoides* (SCHLOTHEIM)  
*Vascoceras* cf. *gamai* CHOFFAT  
*Thomasites* sp.  
*Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM  
Madera fósil.

Esta asociación faunística es característica para el turoniano inferior. La parte media del turoniano consta de lutitas blandas, azulosas y muy raras veces están expuestas. La parte alta de este piso la constituyen margas pizarrosas y lutitas hojosas y el tope está formado por una caliza de 5 a 10 m de espesor, la cual contiene a veces *Exogyras* pequeñas y concreciones calcáreas con lumaquelas de:

*Pseudaspidoceras* sp.  
*Mammites* aff. *nodosoides* (SCHLOTHEIM)  
*Coilopoceras colleti* HYATT  
*Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM  
*Inoceramus peruanus* BRÜGGEN  
Lamelibranquios indeterminables.

Esta caliza forma un horizonte resistente y pendiente al oeste y norte de la Quebrada Calará. Al S de Las Brisas es menos compacta y consta más bien de bolas concrecionarias calcáreas. El mínimo espesor del turoniano lo observamos inmediatamente al N de Las Brisas con 110 m. Hacia

el río Cucuaná, el espesor se aumenta a 350 m y hacia el S (pie oriental del Alto Porvenir) a 137 m. En las perforaciones de Ortega, las lutitas arcillosas del turoniano se manifiestan muy claramente en el diagrama eléctrico como una zona muy monótona de alta resistencia y bajo potencial espontáneo.

*Coniaciano.*—La base de este subpiso siempre consta de lutitas compactas de color gris oscuro o azulado, ricas en

*Inoceramus peruanus* BRÜGGEN  
*Inoceramus labiatus* SCHLOTHEIM

Estas lutitas contienen también una microfauna, pobre, que comprende

*Globigerina cretacea* D'ORBIGNY  
*Guembelina* cf. *globulosa* EHRENBERG  
*Ventilabrella eggeri* CUSHMAN

Hacia arriba siguen entonces calizas, a veces con grandes concreciones calcáreas, que corresponden al "Horizonte de ruedas de carretera" (Wagon wheel formation, Bürgl y Dumit 1954, H.C. Raasveldt 1956). En estas concreciones se hallan en abundancia:

*Monotis roemeri* (KARSTEN)  
*Inoceramus peruanus* BRÜGGEN  
*Inoceramus aequivalvis* BRÜGGEN

y escasamente

*Prionocycloceras mediotuberculatum* (GERHARDT)  
*Forresteria (Niceforoceras) subtuberculatum* (GERHARDT)

Esta caliza forma con frecuencia las cimas de las colinas situadas entre el Alto del Porvenir y el Boquerón de la Fábrica. La parte alta del coniaciano consta de pizarras arcillosas, de color claro, algo semejantes a "pläeners". En estas se halla la misma microfauna pobre como en la parte baja del coniaciano.

El espesor del coniaciano varía entre 74 m (al oeste del Chicuambe), 122 m al S y 170 en el N, cerca del río Cucuana.

*Santoniano.*—En Ortega no se hallaron fósiles que comprueben la existencia de este piso. Sin embargo, de extensos estudios estratigráficos en la Cordillera Oriental se sabe, que este subpiso comprende los estratos entre las bases de la Lidita Inferior y de la Lidita Superior (\*). Lo mismo suponemos que ocurra en la Región de Ortega. Allí consta de tres niveles litológicos que de arriba abajo son: lutitas pizarrosas, silíceas, de color claro; lutitas pizarrosas, arcillosas, en las partes meridional y septentrional del área estudiada alternando con capas calcáreas; lutitas silíceas lidíticas (Lidita Inferior).

El santoniano varía considerablemente en espesor: el mínimo lo observamos cerca de la fuente de la Quebrada Calará con 24 m. Hacia el S aumenta a 190 m y al N 350 m. Esto hace pensar en una discordancia en la base o en el tope de este subpiso, pero en contra de esta posibilidad habla

\* En su estudio estratigráfico de los alrededores de Girardot, Bürgl y Dumit (1954) supusieron que la Lidita Inferior pertenecía al coniaciano. Posteriores hallazgos de Amonites demostraron que este nivel representa la base del santoniano.

el hecho de que en todas las secciones medidas, los tres horizontes mencionados están presentes.

*Campaniano*.—Este subpiso también está dividido en tres niveles litológicos que son, de arriba abajo: lutitas margosas alternando con bancos de caliza de 30 a 50 cm de grosor, al S de Pan de Azúcar este nivel consta casi exclusivamente de calizas compactas; lutitas arcillosas, relativamente blandas, a veces ligeramente margosas; liditas ligeramente arenosas (Lidita Superior).

En el campaniano no observamos megafósiles. En intercalaciones arcillosas en la Lidita Superior se hallaron las siguientes Foraminíferos:

*Siphogenerinoides bermudezi* STONE  
*Siphogenerinoides revoluta* STONE  
*Bulimina proluxa* CUSHMAN & PARKER  
*Buliminella carseyae* PLUMMER  
*Sporobulimina perforata* STONE  
*Sporobuliminella stainforthi* STONE  
*Wheelerella magdalenaensis* PETERS  
*Dentalina* cf. *lorneina* D'ORBIGNY  
*Allomorphina trochoides* (REUSS)

Hacia arriba, la microfauna se va volviendo progresivamente más pobre y en las capas altas del campaniano se hallaron solamente

*Siphogenerinoides bermudezi* STONE  
*Siphogenerinoides revoluta* STONE.

Al noroeste de Las Brisas, el campaniano tiene 145 m de espesor y se aumenta hacia el S (río Ortega) a más de 200 m y hacia el N (río Cucuana) a 500 m.

*Maestrichtiano inferior*.—En la Sabana de Bogotá la base del Maestrichtiano está formada por lutitas arcilloso-silíceas, relativamente ricas en Foraminíferos, Lamelibranquios y Amonites (Bürgl 1955). Estas lutitas están superpuestas por la Arenisca de Labor (E. Hubach 1957 pág. 101 y lámina II), la cual está seguida hacia arriba por los "plaeners" del Maestrichtiano medio.

Entre Girardot y Melgar, los dos niveles del maestrichtiano inferior se diferencian bien todavía, mientras que los plaeners del maestrichtiano medio están ausentes y la arenisca (de Labor?) está superpuesta inmediatamente por la Formación Guaduas (Bürgl y Dumit 1954). Al W de Girardot, las lutitas basales están reducidas en espesor y el maestrichtiano inferior consta en su mayor parte de areniscas. Si suponemos que la tendencia a la reducción de las lutitas se continúa hacia el oeste, resulta que en la región de Ortega el maestrichtiano inferior está representado exclusivamente por areniscas. Desafortunadamente no encontramos fósiles en esta arenisca ni en las capas arcilloso-calcáreas inmediatamente debajo de ésta. Hasta que no se compruebe lo contrario, seguimos suponiendo por lo tanto, que el maestrichtiano inferior está representado solamente por el nivel de arenisca que se encuentra por encima de los niveles descritos antes.

Esta arenisca es de dureza media, compuesta en su parte inferior por granos de cuarzo angulares y subredondeados. Hacia arriba, los granos aumentan el tamaño hasta formar en la parte más alta, un conglomerado fino de guijarros bien redondeados de 1 cm de diámetro.

En la cadena de colinas situadas al W de la quebrada Honda y al N de la quebrada Calará, esta arenisca forma una cinta morfológicamente bien definida en la pendiente occidental. Solamente cerca al rancho El Paraiso no la observamos. Un poco más al S y al N se presenta en un espesor de 5 m y en posición vertical. Su espesor aumenta hacia el S a 30 o 40 m y hacia el NW (rancho La Florida) hasta casi 90 m. Con esta arenisca termina la sucesión marina en los alrededores de Ortega.

*Maestrichtiano superior y paleoceno.*—Según las investigaciones palinológicas de T. van der Hammen (1954, 1957), estos pisos están comprendidos en la Formación Guaduas. Su parte basal se puede observar en la carretera que conduce a Santa Rita, 1 km al SW del Alto El Porvenir. Allí la Arenisca del maestrichtiano inferior está superpuesta por otro horizonte de arenisca blanda, friable, de 6 m de espesor, que consideramos tentativamente como base del Guaduas, comparándolo con la Arenisca Tierna de la Sabana de Bogotá. Las dos areniscas están separadas por un banco de limo micáceo de medio metro de espesor. Al S del Pan de Azúcar siguen sobre esta arenisca arcillas lutíticas grises y relativamente bien estratificadas. Por encima de estas siguen arcillas poco consolidadas de color rojo o morado con bandas blancas, grises y verdes, que forman la mayor parte de la Formación Guaduas. La estratificación de estas arcillas blandas está indicada únicamente por estos cambios de colores. A veces se reconoce una ligera estratificación cruzada. Con frecuencia se hallan lentes pequeños de yeso cristalizado.

La Formación Guaduas ocupa la planicie central de la región investigada, que está limitada al este por las lomas del Cretáceo superior y al oeste por las del Gualanday inferior. En ningún sitio de la región que nos ocupa, estas capas blandas están expuestas continuamente y por tal razón no logramos elaborar detalladamente la sucesión litológica ni su espesor.

*Eoceno medio a oligoceno superior.*—El eoceno inferior, representado en la Cuenca de Guaduas por el conglomerado de Hoyón (T. van der Hammen 1958) falta en los alrededores de Ortega. Sobre el Guaduas sigue discordantemente pero paraconcordantemente el grupo de Gualanday.

Este grupo se divide en tres unidades litológicas. La inferior y la superior constan predominantemente de conglomerados, mientras que la media principalmente de arcillas. El Gualanday carece de restos fósiles de animales pero a base de polen, T. van der Hammen (1958) determinó la edad de estas capas en la siguiente manera: Gualanday superior (conglomerático), oligoceno superior bajo; Gualanday medio (arcilloso), eoceno superior a oligoceno medio; Gualanday inferior (conglomerático), eoceno medio.

Los conglomerados son bastante resistentes a la erosión y forman las lomas altas, mientras que las capas blandas del Gualanday medio ocupan depresiones suaves entre las dos lomas conglomeráticas. Esta tripartición morfológica caracteriza el grupo de Gualanday en todo el valle del Alto Magdalena y hace que sus estratos representen los mejores horizontes fotogeológicos guía de esta región.

El Gualanday inferior consta en un 60% de conglomerados compuestos de guijarros subangulares y redondos de cuarcita y lidita de 2 a 5 cm de tamaño, unidos por una matriz arcillosa-arenosa, de color amarillo hasta carmelito oscuro. Con frecuencia se nota que los guijarros son de mayor tamaño en la base de cada horizonte y se vuelven más finos hacia arriba. Entre estos conglomerados se intercalan arcillas y argilitas, a veces arenosas, de color violáceo. Los estratos conglomeráticos y arcillosos no se pue-

den seguir individualmente por largas distancias. Ellos son más bien lentejones de diferente extensión horizontal. Solamente a grandes rasgos se puede llegar a diferenciar una parte conglomerática basal y otra superior y una parte arcilloso-arenosa en la mitad. El mayor espesor lo observamos en la vecindad de la perforación Ortega 8 con 300 m. Desde allí hacia el norte y hacia el sur el espesor se reduce a 125 m y 150 m respectivamente.

Los mismos cambios de espesor observamos en el Gualanday medio. Cerca a "Ortega 8" medimos 735 m, más al S unos 500 m. Cerca a la Quebrada Flautillo no se midió la sucesión completa, pero una correlación tentativa indica una reducción de espesor también en esta dirección. El límite entre el Gualanday inferior y medio no es muy preciso. Los conglomerados que constituyen la mayor parte del Gualanday inferior se reducen hacia arriba en espesor y con frecuencia se presentan dudas de si un conglomerado delgado e intercalado en una arcilla se tiene que considerar como perteneciente al Gualanday inferior o como intercalación en el Gualanday medio. La mayoría del Gualanday medio consta de arcillas y argilolitas violáceas, purpúreas y rojizas, en lo general poco resistentes a la erosión. Entre estas se interponen areniscas y arenas de grano fino y de color amarillento y lentejones de gravillas. Las areniscas son muy frecuentes, a veces predominantes en la base de la formación. Otro horizonte arenoso-conglomerático se encuentra en la mitad de la formación y se puede seguir por largas distancias (Alto de Ospina). En la parte alta del Gualanday medio, L. E. Castro y E. Pérez observaron una caliza de agua dulce de aproximadamente 1 m de grosor.

El Gualanday superior ocupa la parte más occidental de la región estudiada y forma sus elevaciones más altas. Semejante al Gualanday inferior, también el superior consta predominantemente de conglomerados, pero estos contienen además de guijarros de cuarcita y lidita material cristalino, ígneo y fragmentos de areniscas y argilolitas del Girón. También en esta formación se nota una cierta tripartición: Los conglomerados predominan en la parte baja y alta mientras que en la parte media ocupan menos que el 50% de la sucesión total. Los cantos del Gualanday superior son subredondeados y de mayor tamaño que los del Gualanday inferior, alcanzando a veces 8 cm de diámetro. Con los conglomerados alternan argilolitas de color violáceo, semejantes a las del Gualanday inferior y medio.

La formación La Cira (oligoceno superior alto, correspondiente al aquitaniano superior en Europa) que en muchas partes del valle del Alto Magdalena descansa sobre el Gualanday superior, falta en la región estudiada.

*Mioceno.*—Este piso, representado por la Formación Honda ocupa la zona a lo largo de la carretera al Guamo y cubre discordantemente el flanco oriental del Anticlinal Chicucambe. Se encuentra allí en contacto con el albiano inferior, medio y superior. Su base está formada a veces por conglomerados y brechas. Un resto de erosión de un conglomerado con guijarros grandes de caliza y lidita se encuentra en el arroyo detrás del rancho La Planada; su extensión es solamente de unos pocos metros cuadrados, por cuya razón no la presentamos en el mapa. Este afloramiento indica, sin embargo, que el mioceno se extendió originalmente un poco más hacia el W como es el caso en la actualidad. Brechas compuestas de liditas y areniscas del cretáceo superior observamos en la ladera oriental del Cerro Caballos y al W del Perico. En la quebrada Chicucambito, J. T. Kassem y F. Zambrano observaron una caliza de agua dulce cerca a la



**CONVENCIONES**

- Q1 Pleistoceno, Terrazas
- T4 Mioceno, Honda
- T3 Oligoceno sup. bajo, Gualanday sup.
- T2 Oligoceno med. Eoceno sup., Gualanday med.
- T1 Eoceno med., Gualanday inf., Pacará
- As Paleoceno y Maastrich. sup., Guaduas
- Ma Maastrichtiano inf.

base del Honda. La mayoría de la formación Honda consta en la región estudiada de areniscas finas amarillentas abigarradas con estratificación cruzada, en la cual están irregularmente dispersos lentejones de conglomerados finos y arcillas. En las partes altas de la sucesión las arcillas aumentan su espesor y parecen volverse predominantes. Al W de la carretera Ortega-Guamo, los estratos miocenos presentan un buzamiento general hacia el E de 20-5 grados. Al este de esta carretera se vuelven más horizontales y se presentan mesetas típicas.

## ESTRUCTURA

*Generalidades.*—En los alrededores de Ortega se observan dos clases de estructuras: pliegues y fallas. Los pliegues tienen un rumbo general NE-SW, las fallas son en parte longitudinales y están estrechamente conectadas con los pliegues, y en parte son transversales cortando los pliegues con un ángulo más o menos recto.

Entre los pliegues se distinguen de este a oeste los siguientes elementos: anticlinal de Chicumabe, sinclinal de La Planada, anticlinal de Comejenes, sinclinal de El Paraíso, anticlinal de Ortega, sinclinales de Ortega y Santo Tomás, anticlinales de Santo Tomás y Barranquilla, sinclinal de Flautillo.

Las estructuras predominantes son la bóveda formada por los anticlinales de Chicumabe y Comejenes, en el este y el sinclinal de Flautillo en el oeste. Todos los otros elementos estructurales pueden ser considerados tan sólo como complicaciones secundarias en el flanco occidental de la bóveda de Chicumabe.

*La Bóveda de Chicumabe.*—Entre la quebrada Calará y la quebrada Chicumabe se extiende una amplia área en la cual las capas más antiguas de la región estudiada, las del albiano inferior y medio ocupan la superficie. Esta bóveda tiene una longitud de 5 km (NE-SW) y un ancho de 2.5 km (NW-SE). En su flanco N y W está bordeada por estratos inclinados del cretácico superior, mientras que sus flancos S y E están discordantemente tapados por el mioceno.

Aproximadamente en su mitad, la bóveda Chicumabe está atravesada por un sinclinal con rumbo SW-NE (sinclinal de La Planada), el cual separa, en sentido estricto, los anticlinales de Chicumabe en el SE y el de Comejenes en el NW. En su parte central, alrededor del Hato de la Iglesia, el anticlinal de Chicumabe forma un arco amplio y suave, con buzamientos de 10 grados en los flancos. Solamente en sus extremos norte y sur, donde el albiano superior ocupa la superficie, el anticlinal se vuelve más angosto y sus flancos presentan buzamientos hasta de 25°. Cerca a la culminación de este anticlinal, la Texas Petroleum Company perforó el pozo de Chicumabe 1, el cual atravesó hasta la profundidad de 244 m el albiano inferior y entre 244 y 797 m argilolitas abigarradas del Girón. El anticlinal de Comejenes forma el margen W y NW de la bóveda de Chicumabe y es un pliegue muy pronunciado con flancos pendientes. Su culminación está situada cerca de Las Brisas, donde los flancos presentan buzamientos hasta de 80°. Hacia el S y el NE, el pliegue se vuelve más suave. En su conjunto, la bóveda de Chicumabe da la impresión de estar formada en su profundidad por un bloque rígido, inclinado suavemente hacia el SE y limitado

en el NW por una falla de cabalgamiento. La cobertera cretácea refleja esta estructura fallada solamente en una forma atenuada.

*Las estructuras de Santa Rita.*—Entre la bóveda de Chicuambe y el sinclinal de Flautillo, las capas se levantan otra vez en pliegue doble, atravesado por varias fallas, que comprendemos bajo el nombre general de estructuras de Santa Rita.

Esencialmente se distinguen dos pliegues con rumbo NNE-SSW: el del E formado por el anticlinal de Ortega y el del W por los anticlinales de Barranquilla y Santo Tomás. Estos dos pliegues están separados por los sinclinales de Ortega y Santo Tomás atravesados por una falla con rumbo ENE-WSW (falla de Chimache), que produjo considerables dislocaciones laterales. Las estructuras individuales están causadas por una combinación de movimientos de plegamiento y de fallas.

El anticlinal de Ortega se puede seguir desde la quebrada Chicuambe en el N hasta la quebrada Palmarosa en el S. En su eje aflora el maestrichtiano inferior, rodeado por arcillas del Guaduas. En su flanco oriental se presentan buzamientos de 18 a 40°, en el occidental 35 a 60°. La culminación está situada un poco al S de la capilla de Santa Rita, casi precisamente en el Ortega 1, pozo en que se descubrió el petróleo de Ortega. La parte norte del anticlinal de Ortega está dislocada por 100 m hacia el oeste y levantada por la falla de Chimache. La perforación Ortega 5 encontró el campaniano, santoniano y coniaciano aproximadamente en la misma profundidad de Ortega 1, pero debido a fallas en mayores profundidades no encontraron los horizontes petrolíferos en posición favorable.

El sinclinal de Santo Tomás está ocupado en su mayor parte por areniscas del maestrichtiano inferior, solamente al W de Santa Rita se presenta en su eje un poco de Guaduas. Está también dividido en dos partes dislocadas horizontalmente por la falla de Chimache. Su prolongación S es el sinclinal de Ortega.

El anticlinal de Santo Tomás es la estructura más elevada alrededor de Santa Rita. Su culminación está situada 250 m al SE de Pan de Azúcar, donde las capas superiores del santoniano llegan a la superficie. El flanco oriental, hacia el sinclinal de Ortega está fuertemente inclinado, hasta invertido en los extremos N y S. Su flanco occidental y su prolongación S están cortados por una falla longitudinal de cabalgamiento. La continuación meridional dislocada lateralmente por la falla de Chimache, es el anticlinal de Barranquilla, que representa un levantamiento del Gualanday inferior cuyo eje se vuelve localmente en una falla longitudinal.

El sinclinal de Flautillo limita la región estudiada hacia el W. Un estudio detallado en esta región exige más tiempo del que tuvimos a nuestra disposición. Por tal razón el curso de este sinclinal es posible que esté en realidad situado más al W de lo que representa nuestro mapa. Sin embargo, pudimos observar claramente que se trata de un sinclinal muy amplio y suave en el Gualanday superior.

*Fallas transversales.*—De los estudios en la Cordillera Oriental se sabe, que entre las fallas longitudinales y transversales no existe una diferencia fundamental, porque con frecuencia se observa que una falla sigue por una cierta distancia la dirección longitudinal y adopta después sin interrumpirse un rumbo transversal. Lo mismo ocurre probablemente en la región de Ortega. Varios de los anticlinales pueden volverse localmente fallas longitudinales, sin que ésto se pueda llegar a constatar con perfecta seguridad. Solamente los cursos transversales son claramente visibles, mientras

que su continuación longitudinal queda problemática. Si describimos a continuación algunas fallas transversales, estamos seguros de que éstas son solamente eslabones bien visibles en una red de fallas, cuyas partes longitudinales se sustraen a nuestra observación. Todas las fallas que observamos en la región de Ortega son producidas por compresión o por tensiones locales que resultan en el curso de movimientos compresivos. Esto resulta con claridad de la observación de micro-estructuras, es decir, deformaciones pequeñas en las capas. Entre los pliegues y las fallas no hay por lo tanto una diferencia fundamental, ambos son consecuencia de las mismas fuerzas tectónicas.

La falla transversal más llamativa en la región investigada es la falla de Chipalí, que limita el Gualanday superior en el norte y lo pone en contacto con el Gualanday medio e inferior, con el Guaduas y con el cretácico superior. Se manifiesta muy claramente en la dislocación horizontal del Gualanday inferior al norte del Pan de Azúcar. Es esta la falla que probablemente limita las estructuras de Ortega hacia el N. La extensión en línea recta a través de toda la depresión del Guaduas no está comprobada. Otra falla transversal con rumbo ENE-WSW es la de Chimache que ya discutimos en conexión con las estructuras de Santa Rita. En el triángulo entre las fallas de Chipalí y Chimache las capas sufrieron el mayor grado de plegamiento de toda la región estudiada.

En las lomas formadas por el cenoniano al W de la bóveda de Chicumambe se observó una serie de fallas transversales que se desvanecen hacia el N en las arcillas del Guaduas y hacia el S en las capas arcillosas del cenoniano y el albiano. Éstas no las consideramos como fallas de gran extensión sino como rupturas locales causadas por la rigidez de las liditas. Se manifiestan en la superficie como dislocaciones horizontales (shear faults, Blattverschiebungen) de las capas, que resultaron del movimiento de un bloque sobre el otro. La mayor falla de este tipo se observó en el extremo NE de la región tratada, a lo largo del río Cucuana.

*Tectogénesis.*—Anteriormente mencionamos que la estructura positiva predominante de la región estudiada es la bóveda de Chicumambe que se asemeja más a un bloque arqueado que a los pliegues pendientes alrededor de Santa Rita. Aproximadamente 250 m por debajo de su superficie se encontró el Girón, formación compuesta en primer lugar de argilolitas continentales, poco estratificadas y atravesadas por diques y lacolitos pequeños. Estas rocas reaccionaron durante las fases de compresión como un bloque rígido.

Sobre el bloque del Girón descansan el albiano, el cretácico superior y el terciario, compuestos en su mayor parte de capas arcillosas pero con intercalaciones de estratos más rígidos como calizas, liditas, areniscas y conglomerados. Durante las fases de compresión, esta serie fué plegada, pero debido a la alternancia de capas de diferente flexibilidad en una manera disarmónica, de cuya complejidad nuestras observaciones en la superficie de las capas nos dan solamente una idea lejana.

Los cambios de espesor y de facies en el cretácico que describimos en la parte estratigráfica, indican que la bóveda del Chicumambe se diferenció ya durante el cretácico de sus alrededores por un menor grado de hundimiento. Sobre su cima, el cretácico se depositó en un espesor de apenas 500 m, mientras que en sus flancos, en una distancia de 3 a 5 km de la cima, alcanzó espesores de 2.000 m y hasta más. Este hundimiento desigual tuvo lugar continuamente y no en fases intermitentes. De tal manera no se formaron en lo general discordancias pronunciadas en las capas cretácicas.

Sin embargo, el cretácico superior que cubrió originalmente la verdadera cima de Chicumambe está erosionado en la actualidad. En otras culminaciones parecidas del valle del Alto Magdalena se observan discordancias entre el santoniano y el maestrichtiano, indicando fases de plegamiento al final del santoniano y durante el campaniano (fases subhercínicas de H. Stille). Tenemos que suponer que también en la región de Ortega los movimientos orogénicos empezaron en estos períodos y que se diferenciaron anticlinorios (zonas de erosión) y sinclinorios (zonas de sedimentación).

En el maestrichtiano medio tuvo lugar un levantamiento general; la sedimentación marina cesó y posteriormente se formaron solamente depósitos de lagos y ríos. Al principio del eoceno medio la diferencia entre anticlinorios y sinclinorios se acentuó. Rocas cristalinas y cretácicas y tal vez también el cretácico sobre la bóveda del Chicumambe, fueron bruscamente expuestas a la erosión y su detrito resistente (cuarcita y lidita) se acumuló en el Gualanday inferior del sinclinal de Flautillo. Un movimiento parecido tuvo lugar al principio del Oligoceno superior (Aquitaniense) ocasionando la acumulación de gravillas (con elementos del Girón) en el Gualanday superior.

Un cierto cambio en el carácter y grado de los movimientos tectónicos se observa al principio del mioceno (Honda). En esta época se formaron verdaderos grábcens, en parte independientes de los sinclinorios locales del cretácico y terciario antiguo. Toda la región de Ortega fue incorporada a una región de levantamiento e inclinada hacia el W. El Honda se depositó por tanto solamente sobre la parte oriental (hasta La Planada), mientras que en toda la región más occidental reinó la erosión y se formaron planicies de erosión que en varios sitios se observan fuertemente dislocadas, donde se observa esto con más claridad es en el Alto de Morales, 600 m al NNE de la perforación Ortega 8. Estas superficies de erosión podrían ser contemporáneas en la formación Mesa, sin embargo, su alto grado de dislocación hace más probable que se hubieran formado con el mioceno. Nuevas dislocaciones se produjeron después del mioceno y antes de la última glaciación pleistocena se acentuaron las estructuras formadas en épocas más antiguas y causaron una inclinación de 30 grados en la superficie miocena.

Si consideramos no solamente la región de Ortega sino también otras partes del Valle del Alto Magdalena, se presentan como particularmente intensas las siguientes fases tectónicas: principio del pleistoceno (fase palisadénica); principio del plioceno (fase ática); principio del mioceno, burdigaliano (fase sávica II); principio del oligoceno superior, aquitaniense (fase sávica I); principio del eoceno medio (fase pirenaica); en el senoniano alto (fase subhercínica).

## PETROLEO

No tenemos datos precisos a nuestra disposición sobre la producción de petróleo, pero de las estadísticas del Ministerio de Minas y Petróleos resulta que a la refinería del Guamo llegan diariamente mil barriles (de 42 galones) de petróleo, que provienen en su mayoría de los pozos de Ortega y solamente una fracción del campo de Tetuán. Los mejores productores son los pozos Ortega 1 y 2, perforados en los años 1950/51 y 1951/52 respectivamente.

Por lo que se refiere al origen del petróleo en la Región de Ortega, el análisis de su estratigrafía nos revela que sobre el basamento cristalino e ígneo descansa una serie de sedimentaria de unos 5.000 m de espesor; pero en su mayor parte (Girón, Guaduas, Gualanday y Honda) estos sedimentos son continentales de modo que solamente el cretácico presenta aquellas condiciones bajo las cuales pudo haberse formado petróleo, sin embargo, también el cretácico comprende varios estratos que podemos excluir de este problema; el albiano inferior se depositó bajo condiciones litorales en agua bien aireada y rica en material terrígeno, también los mares del albiano medio y superior, del santoniano, campaniano y maestrichtiano inferior eran de poca profundidad, ricos en oxígeno y carecieron en tal forma de condiciones favorables para la formación del petróleo. Quedan pues solamente los estratos arcillosos del cenomaniano, turoniano y eventualmente del coniaciano como formaciones en las que pudo tener su origen el petróleo de Ortega.

Las manifestaciones de petróleo quedan limitadas a las capas del cretácico. En lo general se puede decir que todas las capas cretácicas presentan un olor a petróleo, particularmente las calizas (en bancos y en concreciones) y las lutitas margosas. Verdaderas impregnaciones de petróleo se observaron en el coniaciano (cerca al puente de la carretera el Guamo-Ortega sobre el río Ortega) y en varios sitios en la arenisca del maestrichtiano inferior. Las manifestaciones más fuertes las notamos en las calizas de la parte alta del albiano inferior; en éstas los interespacios conservados en el interior de Amonites y otros Moluscos con gran frecuencia están rellenos por un petróleo verde que se evapora rápidamente cuando queda expuesto a la atmósfera.

En las perforaciones de Ortega se presentaron fuertes indicaciones de petróleo en la arenisca del maestrichtiano inferior y en las lutitas superior e inferior. Una verdadera producción sin embargo, se obtuvo solamente de las calizas y en menor grado de areniscas del albiano medio (con *Oxytropidoceras*) y del albiano inferior (con *Douvilleiceras*).

#### BIBLIOGRAFIA

- ARKELL, W. J., KUMMEL, B. y WRIGHT, C. W., 1957. — Mesozoic Ammonoidea. En R. C. Moore, Treatise on Invertebrate Paleontology, Part. L 4, *Geol. Soc. América*, pp. 180-437, fs. 124-555.
- BÜRGL, H., 1955. — El Guadalupe entre Tabio y Chía, *Bol. Geol., Inst. Geol. Nal.*, v. 3, n. 2, pp. 23-55, 4 ls., Bogotá.
- BÜRGL, H. y DUMIT TOBON Y., 1954. — El Cretáceo superior en la región de Girardot, *Bol. Geol., Inst. Geol. Nal.*, v. 2, n. 1, pp. 23-48, 8 ls., Bogotá.
- GROSSE, E., 1930. — Informe geológico preliminar sobre un viaje al Huila y al Alto Caquetá, *Bol. Min. Petrol., Min. Minas Pet.*, t. 3, n. 17, pp. 386-398, 1 map. Bogotá.
- HAMMEN, T. VAN DER, 1954. — El desarrollo de la flora colombiana en los periodos geológicos, I. Maestrichtiano hasta Terciario más inferior, *Bol. Geol., Inst. Geol. Nal.*, v. 2, n. 1, pp. 49-106, 7 ls., Bogotá.
- HAMMEN T. VAN DER, 1957. — Las terrazas del río Magdalena y la posición estratigráfica de los hallazgos de Garzón, *Rev. Colomb. Antropología*, v. 6, pp. 261-270, 2 fs. Bogotá.

- HAMMEN, T. VAN DER, 1957. — Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá. *Bol. Geol., Inst. Geol. Nal.*, v. 5, n. 2, pp. 189-203, 3 ls., Bogotá.
- HAMMEN, T. VAN DER, 1958. — Estratigrafía del terciario y del maestrichtiano y tectogénesis de los Andes Colombianos, *Bol. Geol. Serv. Geol. Nal.*, v. 6, ns. 1-3, pp. 67-128, 7 ls. f.t., Bogotá.
- HUBACH, E., 1957. — Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores, *Bol. Geol., Inst. Geol. Nal.*, v. 5, n. 2, pp. 93-112, 3 ls., Bogotá.
- 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, pp. 1-76, 28 fs., 6 ls., Leiden.
- PERVINQUIERE, L., 1912. — Etudes de Paléontologie tunésienne II, Gastropodes et lamelibranches des terrains crétacés. *Carte Géol. de la Tunisie*. Dir. Gen. Trav. Publ.
- RAASVELDT, H. C., 1956. — Plancha L9, Girardot. *Mapa Geológico de la República de Colombia*, E. 1:200.000, Inst. Geol. Nal., Bogotá.
- ROYO Y GOMEZ J., 1942. — Contribución al conocimiento de la Geología del valle superior del Magdalena (Departamento del Huila), *Comp. Estud. Geol. Ofic. Colombia*, Serv. Geol. Nal., v. 5, pp. 261-325, Bogotá.
- STILLE H., 1907. — Geologische Studien im Gebiet des Río Magdalena, *Keenen Festschrift*, pp. 277-358 (Trad. española: *Comp. Est. Geol. Of. Colombia*, t. 4, pp. 125-182, fgs. 1-8, 1 lm., Bogotá).