

plicata de Petters, ya que según el mismo autor en el área de Gualanday-Coello la Zónula de *Anomalina redmondi* se encuentra debajo de un potente nivel de cherts. Estos cherts de la Quebrada Gallina corresponden a la Lidita Superior como se puede ver en el Mapa de Téllez & Navas (1962). La Zónula de *Marginulina curvisepta* faltaría en la región de la barrera de Girardot-Guataquí (Petters, 1955, pp. 214, figura 2).

Mientras no se pueda establecer una continuidad real entre las formaciones, las correlaciones deben realizarse con base en la edad suministrada por las faunas. Como se ha visto en este caso y otros muchos estas correlaciones son muy arriesgadas y deben considerarse con reserva.

GRUPO OLINI

Comprende desde la base hasta el techo las siguientes unidades: Lidita Inferior, Nivel de Lutitas y Lidita Superior. En conjunto predominan los sedimentos silíceos y las diferentes unidades presentan límites muy nítidos. El Grupo Olini está limitado en el muro por la Formación Loma Gorda y en el techo por el Nivel de Lutitas y Arenas. El espesor promedio del grupo es de 155 m.

Los nombres de Lidita Superior (= Upper Chert) y Lidita Inferior (= Lower Chert) aparecen publicados por primera vez por Petters (1954) quien los considera como miembros del Grupo Olini. Por otra parte el nombre de Grupo Olini no se ha descrito nunca como tal en ninguna publicación y corresponde probablemente a la nomenclatura empleada por Intercol en el Valle Superior del Magdalena. Por este motivo se sugiere como sección de referencia la expuesta en el camino que conduce de Piedras a La Tabla (Departamento del Tolima). A juzgar por los datos de Petters (1954) y transcritos por Hubach (1957 b), el Grupo Olini comprende la Lidita Inferior, la Lidita Superior y los sedimentos comprendidos entre ellas. Estos en el Valle Superior del Magdalena son en parte bastante arenosos en el límite con la Lidita Superior y corresponden a la Arenisca Superior del Grupo Olini de Petters (1954) que este autor reconoce hasta en la sección de la carretera Girardot-Nariño. Se va a considerar, por tanto, que el Grupo Olini comprende la Lidita Inferior, la Lidita Superior y los sedimentos intermedios que presentan generalmente variaciones litológicas más o menos importantes; por este motivo no se le asigna una nomenclatura formal y se consideran como Nivel de Lutitas. La existencia de límites precisos tanto en la base como en el techo no perjudica en este caso la adopción de una nomenclatura informal. Los nombres de Lidita Superior y Lidita Inferior tienen un significado estratigráfico y no un carácter litológico.

Bürgl & Dumit (1954) emplean el nombre de Primera Lidita y Segunda Lidita en la sección de Girardot-Nariño. Esta misma nomenclatura utiliza Raasveldt en la Plancha L9 «Girardot». Posteriormente Bürgl (1961 a) sustituye los nombres de Primera Lidita y Segunda Lidita por Lidita Superior y Lidita Inferior respectivamente. A través del desarrollo histórico de estos nombres se ve claramente que Petters los usó por primera vez y que luego se han extendido en su versión castellana. Tanto por los trabajos de Petters (1954 y 1955) como por los de Hubach (1957 a y b) y Bürgl (1957 a, 1961 a, 1961 b, 1959 c) no existe ninguna duda en la correspondencia de estos términos con los de Petters.

Aunque se van a tratar por separado cada una de las unidades litoestratigráficas del Grupo Olini las correlaciones y la edad se discutirán conjuntamente al final del grupo.

Lidita Inferior.—El límite con la Formación Loma Gorda es nítido y está determinado por la aparición de las primeras capas silíceas. El contacto es normal. En conjunto toda la Lidita Inferior consta de una alternancia de cherts de color blanco amarillento con capas de verdaderas liditas y lutitas, a veces éstas corresponden a verdaderos shales de color negro. Los cherts presentan con frecuencia una determinada cantidad de carbonato cálcico, y sustancia orgánica de tal manera que se acercan petrográficamente a una porcelanita o a un chert carbonáceo. Tanto los cherts como las liditas se presentan en capas delgadas de 2, 5 y 10 cm, raras veces alcanzan los 20 o 25 cm. Las lutitas y shales negras que se encuentran intercaladas presentan espesores más pequeños que oscilan entre los 2 y 10 cm. A través de toda la Lidita Inferior predomina siempre el chert sobre la lidita.

El espesor de la Lidita Inferior es de unos 30-35 m aproximadamente. Se presenta en esta sección bastante replegada, hecho que ya señalaron Bürgl & Dumit (1954) en la sección Girardot-Nariño. El espesor que se ha medido aquí concuerda más con el obtenido por Téllez y Navas (1962) en la región de Gualanday-Coello, donde también tiene unos 30 m, que con el de Bürgl & Dumit que le asignan en Girardot-Nariño 70 m.

Paleontología.—Esta sección se muestra pobre en fauna. Tanto en los cherts como en las lutitas se encuentran algunos foraminíferos de los que se ha podido determinar: *Globigerina cretacea*, *Globigerina* sp., y *Anomalina* sp. En las lutitas son más frecuentes las escamas de peces.

Bürgl & Dumit indican que en la sección Girardot-Nariño la Lidita Inferior (= Primera Lidita) es pobre en fauna. De ella determinaron solamente *Globigerida cretacea* y *Texanites* aff. *serratmarginatus*.

Nivel de Lutitas.—Está limitado en la base por la Lidita Inferior y en el techo por la Lidita Superior. El límite inferior es nítido y está determinado por la desaparición de las capas silíceas y la aparición de lutitas grisáceas, localmente arenosas, entre las que se intercalan algunas capas de arenas. En la parte media alternan las lutitas con capas de arenas e intercalaciones de cherts. Tanto las arenas como los cherts forman bancos delgados. Siempre predominan las lutitas sobre los demás tipos litológicos. Esta parte central, que tiene un espesor de 40 m, no está muy bien expuesta y no permite obtener una sucesión detallada. La serie termina con unas shales bien estratificadas en capitas de 2 a 5 cm con un espesor de 15 m. La potencia total del Nivel de Lutitas es de 65 m.

Este nivel corresponde a la sucesión que Bürgl & Dumit determinaron como santonense en la sección Girardot-Nariño. Por lo que se puede deducir de la bibliografía, presenta variaciones importantes de unas localidades a otras; 40 m en la región Gualanday-Coello, (Téllez & Navas, 1962); 65 m en la sección Piedras-La Tabla y 120 m entre Girardot-Nariño (Bürgl & Dumit, 1954). Aunque estas cifras indican un aumento de la potencia de W a E (hecho que ya se observó en la Lidita Inferior y lo mismo sucede con la Lidita Superior) en cada una de las unidades del Grupo Olini por el momento son datos demasiado escasos para que permitan una interpretación. En este sentido sería

necesario disponer de un mayor número de series con suficiente detalle que permita medir exactamente su espesor.

En la sección que describimos no se encontraron fósiles. Por el contrario los mismos sedimentos en otras localidades son fosilíferos. Petters (1954) señala la presencia de *Wheelerella magdalenaensis* Petters en el Upper Sandstone Member del Grupo Olini, a 2 m por debajo de la Lidita Superior, entre Ortega y Guamo (Valle Superior del Magdalena) y *Anomalina redmondi* en el mismo miembro dentro de la sección Girardot-Nariño. Ambas formas son del coniaciense según Petters. Posteriormente Bürgl & Dumit señalan la presencia de foraminíferos en los sedimentos comprendidos entre la Lidita Inferior y la Lidita Superior. En esta serie determinan tres zonas de foraminíferos:

zona C de:

Anomalina redmondi Petters

Haplofragmoides excavata Cushman & Waters

Ammobaculites coprilithiformis (Schwager)

zona B de:

Anomalina redmondi Petters

Haplofragmoides excavata Cushman & Waters

Bulimina compressa Carsey

Dentalina lorneiana D'Orbigny

zona A de:

Bulimina compressa Carsey

Dentalina lorneiana D'Orbigny

Las demás formas citadas en estos sedimentos pueden verse en Bürgl & Dumit (1954, plancha 1). Como ya indican sus mismos autores la zona B es en realidad una intersección de las zonas A y C. En estas condiciones las zonas no tienen ningún valor cronoestratigráfico. Además cada una de estas zonas está condicionada de antemano a uno de los niveles litológicos en que se ha dividido el santoniense (Bürgl & Dumit 1954, plancha 1 y 2). Tomando como referencia la Lidita Inferior y la Lidita Superior no cabe duda que el Nivel de Lutitas corresponde en parte al Upper Sandstone Member de Petters. Teniendo presente la sucesión de foraminíferos establecida por Petters (1955) el Nivel de Lutitas debe corresponder a la Zónula de *Anomalina redmondi* y al Nivel de *Bolivina explicata*.

Téllez & Navas (1962) señalan la existencia de un banco de caliza en las proximidades de Doima, el cual estratigráficamente viene situado debajo de la Lidita Superior. Este banco fue reconocido con anterioridad por Raasveldt (1956). Dentro de la región estudiada no se ha observado su presencia de tal manera que debe tener un valor local.

Si se tienen presentes las características litológicas en otras regiones (Bürgl & Dumit, 1954; Petters, 1954) se deduce que los sedimentos comprendidos en-

tre las dos liditas presentan variaciones de facies más o menos importantes. En definitiva esta unidad llamada aquí Nivel de Lutitas, viene determinada dentro del Valle Superior del Magdalena más por la posición estratigráfica que por sus caracteres litológicos. En cuanto a la edad solo mencionaremos que correspondería al coniaciense según Petters, (1954 y 1955) y al santoniense según Bürgl & Dumit (1954). Más adelante al tratar de la edad del Grupo Olini se analizará más a fondo el problema de las edades.

Lidita Superior.—Constituye el techo del Grupo Olini. Tanto el límite inferior como el superior son nítidos y están determinados por la aparición y desaparición respectivamente de las capas silíceas.

Secciones nítidas de la Lidita Superior se encuentran por la carretera de Girardot a Guataquí. Una buena sección se encuentra dentro de la región estudiada junto a la Quebrada Mal Paso por la carretera a Guataquí.

En líneas generales se vé que predominan también los cherts sobre la lidita. En relación con la Lidita Inferior aquí los bancos son ligeramente más gruesos llegando con frecuencia hasta los 40 cm. Entre las intercalaciones de shales y lutitas se encuentran capas de yeso, paralelas a la estratificación, que pueden alcanzar un espesor de hasta 2 cm. En algunos niveles son relativamente frecuentes las maclas de yeso en punta de flecha.

El espesor de la Lidita Superior es por término medio alrededor de 60 m dentro de la región estudiada. En el área de Gualanday-Coello es de unos 50 m (Télliez & Navas, 1962) y en la sección de Girardot-Nariño es de unos 110 m (Bürgl & Dumit, 1954).

Toda la fauna que se ha encontrado en la Lidita Superior se reduce a foraminíferos principalmente *Siphogenerinoides*. Las lutitas y shales presentan escamas de peces que en algunos niveles son muy abundantes.

Del Upper Chert del Grupo Olini (= Lidita Superior) Petters determinó *Siphogenerinoides ubli* Petters (al S del puente sobre el Río Luisa por la carretera El Valle-Chicoral, Valle Superior del Magdalena). Según Petters (1954) correspondería a la Zona de *Siphogenerinoides cretacea* y sería de edad maestrichtiense. Bürgl & Dumit (1954) citan un conjunto de foraminíferos dentro de la Lidita Superior procedentes de la sección Girardot-Nariño. La lista de los foraminíferos puede verse en Bürgl & Dumit (1954, plancha 1) y recientemente ha sido transcrita por Etayo (1964). Sólo señalamos que la fauna de *Siphogenerinoides* se encuentra hacia la base de la Lidita Superior y no aparece por lo menos hasta los 20 m del muro (Bürgl & Dumit, 1954, pp. 36) y al mismo tiempo que *Wheelerella magdalenaensis* Petters; lo mismo sucede con *Siphogenerinoides bermudezi* Stone, *Siphogenerinoides reticulata* Stone y *Sporobulimina perforata* Stone que aparecen por primera vez junto con la fauna de *Siphogenerinoides*, es decir a unos 20 m del muro de la Lidita Superior.

Distribución geográfica.—Tanto en el sentido de Petters (1954) como en el de Bürgl & Dumit (1954) y en el de Hubach (1957 b), como área tipo de la Lidita Inferior, Lidita Superior y en consecuencia los sedimentos intermedios, se ha considerado el extremo N del Valle Superior del Magdalena. Dentro del área que comprende el presente trabajo, se extiende por el extremo N de la barrera de Girardot-Guataquí. De un extremo a otro pueden existir

tir variaciones de facies y de potencia pero las dos Liditas constituyen unidades guías dentro del área. Estas características se mantienen constantes formando pequeñas estructuras, a veces apretadas, paralelas, como en la Cordillera de Cotama al S de Jerusalén (Departamento de Cundinamarca) la Cordillera Alonso Vera que por el Alto del Limbá se extiende hacia el N por La Virgen. A partir de aquí los caracteres se van difuminando paulatinamente. Ya en la región del Vianí, Alto del Trigo y Carretera del Dindal a Caparrapí, si bien aparecen zonas lidíticas, no es posible por lo menos litológicamente distinguir si se trata de la Lidita Inferior o de la Lidita Superior.

Algunos autores han extendido los nombres de Lidita Inferior y Lidita Superior a la Sabana de Bogotá haciéndolas coincidir con algunos niveles de porcelanitas [Bürgl, 1959 b, 1959 c, 1961 a; y en Champetier *et al.* (1961) y la Col. Ass. Petrol. Geol. Geoph. (1961).

La presencia de liditas se ha señalado también en áreas mucho más apartadas de la Sabana de Bogotá. Bien conocida es la existencia de niveles de cherts hacia la parte superior del Miembro Galembó en el Valle Medio del Magdalena y en la región de García Rovira. Además de la existencia de estos cherts ha llamado la atención el hecho de que se encuentren asociados con nódulos calcáreos y generalmente situados por encima de un nivel en el que estos nódulos abundan notablemente. Estas condiciones son muy parecidas a las que se encuentran los cherts en el Valle Superior del Magdalena. Sin embargo el nombre de Liditas como unidad litoestratigráfica nunca se ha empleado en estas áreas. No cabe duda que la posición estratigráfica de los cherts tanto en el Valle Medio como en la región de García Rovira es muy próxima a la que ocupan los cherts del Valle Superior del Magdalena. Sin duda esta similitud ha inducido a correlacionar todas estas localidades entre sí. Acosta (1960, figura 1) señala que las liditas de García Rovira contienen *Texanites* aff. *texanus* Roemer lo que podría indicar la existencia del santoniense, que no obstante considera hipotética y correlaciona estos cherts con los cherts del Guadalupe Superior de la Sabana de Bogotá y con la parte superior del Galembó.

Si bien la presencia de nódulos calcáreos asociados a los cherts es un hecho que se encuentra también en el Valle Superior del Magdalena, no hay que olvidar que la presencia de éstos nódulos es allí muy variable y que se extiende por niveles tanto inferiores como superiores a las Liditas. Por otra parte no se dispone actualmente de series detalladas que permitan conocer el carácter de estos niveles y su posición estratigráfica precisa. Por el momento se ignora cuantos niveles de cherts existen o si se trata de intercalaciones lidíticas dentro de una serie más o menos calcárea.

Edad del Grupo Olini.—Las variaciones en la edad de las Liditas han estado íntimamente relacionadas con dos puntos: la determinación del techo del coniaciense y la existencia o ausencia del santoniense. Estas variaciones se señalaron a grandes rasgos en dos trabajos anteriores: Hernández & Porta (1962) y Etayo (1964). No obstante dada la importancia del problema que se ha extendido a escala regional es preciso analizar más a fondo algunos de los puntos ya trazados anteriormente. Un resumen de las sucesivas variaciones en la edad del Grupo Olini y de toda la sección cretácica se da en las figuras 4 y 6.

La Lidita Superior fue considerada desde un principio como campaniense

y en este sentido no ha sufrido ninguna variación. Dentro de la Lidita Superior aproximadamente a 20 m de la base tiene lugar la aparición de un importante conjunto de *Siphogenerinoides* (Bürgl & Dumit, 1954).

La edad campaniense de la Lidita Superior no está confirmada por la macrofauna ya que los primeros cefalópodos aparecen en capas situadas estratigráficamente encima de la Lidita Superior.

No estando bien determinada la existencia del santoniense lógicamente el límite santoniense-campiense queda indefinido. Ya Bürgl & Dumit (1954, pp. 36) señalan que «la parte más baja de la Primera Lidita, presenta una microfauna de transición, la cual se puede colocar con igual razón tanto en el santoniano como en el campaniano». «Preferimos en este caso incluirla en el campaniano y considerar la base de la Primera Lidita como el límite campaniano-santoniano».

Si se observa que la aparición de *Siphogenerinoides bermudezi*, *Siphogenerinoides reticulata*, *Sporobulimina perforata* y *Wheerela magdalenaensis*, considerados como formas típicas para el campaniense, tiene lugar por primera vez dentro de la Lidita Superior, a 20 m del muro, en realidad debería colocarse aquí la base del campaniense. Sin embargo la idea de la existencia de los ciclos sedimentarios que aparece posteriormente publicada por Bürgl (1961 a y 1959 c) se deja ya vislumbrar al supeditar la fauna y los límites entre unidades tiempo, a los cambios litológicos nítidos. La subdivisión de una unidad tiempo, pongamos por caso coniaciense o campaniense, en inferior, medio y superior no se ha establecido con base en una sucesión de faunas con caracteres distintos sino de acuerdo a niveles litológicos. Esta idea de la sedimentación cíclica se ha extendido y aplicado a todo el cretácico.

Petters (1954) asigna al Upper Sandstones Member (= en parte al Nivel de Lutitas) una edad coniaciense y al Upper Chert del Grupo Olini (= Lidita Superior) una edad campaniense. De tal manera que no se habla en absoluto del santoniense. Posteriormente Petters (1954) en la sucesión de foraminíferos del cretácico superior señala que la Zónula de *Anomalina redmondi* es coniaciense por presentarse asociada con *Barroisiceras* spp., *Peroniceras* spp., *Prionocycloceras* spp?, y *Texanites* sp. Esta Zónula se encuentra en la Quebrada Gallina en el área de Gualanday-Coello debajo de la Lidita Superior (ver Téllez & Navas, 1962, mapa figura 1).

Bürgl & Dumit (1954) consideran la Lidita Inferior con *Texanites* cff. *se-r-ratomarginatus* como coniaciense superior; los sedimentos comprendidos entre las dos Liditas los colocan en el santoniense basándose en la presencia de *Bulimina compressa* Carsey y *Ammobaculites alexanderi* Cushman que según dichos autores «son conocidos exclusivamente del santoniano». En el mismo trabajo dan una columna estratigráfica del cretácico superior en la sección de Tabio-Chía (Plancha 6) y una comparación entre las dos secciones de Girardot-Nariño, Girardot-Melgar y Tabio-Chía (Plancha 7). De la comparación de estas correlaciones con la columna de Tabio-Chía publicada por Bürgl (1955 y 1959 b) se deduce que en la primera correlación de las Liditas del Valle Superior con la Sabana de Bogotá se tomó como Lidita Inferior (Segunda Lidita) las capas señaladas como L1 y L2, quedando colocado el límite coniaciense-santoniano en el techo de la Lidita Inferior (muestra 419); de la misma manera la Lidita

Superior (Primera Lidita) comprende todos los bancos señalados como L3 (muestras 427 a 437). En esta forma las dos liditas quedan separadas en la sección de Tabio-Chía por un espesor de 110 m.

Con la desaparición del santoniense queda el campaniense en contacto directo con el coniaciense (Bürgl, 1955, plancha). Hecho que trae en sí varias consecuencias. En primer lugar el campaniense se hace más potente pasando de 30 a 180 m. En segundo lugar el límite coniaciense-campaniense viene colocado dentro del nivel que anteriormente fue considerado equivalente a la Lidita Inferior (Segunda Lidita) según Bürgl & Dumit (1954); pero situado más abajo de lo que en publicaciones posteriores el mismo autor considerará como la base de la Lidita Superior véase figuras 4 y 6. De esta manera se explica el aumento de los 150 m en la nueva potencia del campaniense los cuales vienen distribuidos así: 110 m correspondientes al antiguo santoniense más 40 m del coniaciense. Con estas variaciones de los límites, naturalmente el campaniense no empieza en la base de lo que se tomó como Lidita Superior y en consecuencia se toma como Lidita Superior los sedimentos señalados como L2 (muestras 418 a 419). La Lidita Inferior forzosamente tiene que quedar más reducida respecto a la interpretación anterior y viene determinada por unos 10 m señalados como L1 en la base de la serie (Bürgl, 1955, plancha 5). De esta manera en la sección de Tabio-Chía las dos Liditas quedan desplazadas y con un espesor menor al que se le había asignado en un principio (Bürgl & Dumit, 1954). Esta nueva interpretación de las Liditas en la Sabana de Bogotá se ha mantenido hasta los trabajos más recientes del mismo autor a excepción de ascender el límite inferior del campaniense, en relación con la interpretación de 1955, que ahora se coloca en el muro de la Lidita Superior (Bürgl, 1959 b y 1961 a y b). Sin embargo en la publicación de 1959 c la interpretación de los sedimentos comprendidos entre las dos liditas es ambigua ya que se colocan la Lidita Superior en contacto directo con la Lidita Inferior. Una representación gráfica de todas estas variaciones se ha representado en las figuras 4 y 6.

Al extender la Lidita Superior e Inferior a la Sabana de Bogotá Bürgl (1955) reconoce que la Zónula de *Anomalina redmondi* pertenece al coniaciense por la existencia de *Barroisiceras* y *Peroniceras* y señala que «la presencia de *Texanites* hablaría en favor de una edad santoniana, pero que las otras amonitas mejor conservadas y que han sido determinadas con mayor seguridad indican que esta zona pertenece todavía al coniaciano». No obstante Bürgl & Dumit en 1954 *Texanites* aff. *serratmarginatus* ya lo citaron del coniaciense. Queda así desplazado el coniaciense hasta la base de la Lidita Superior en contacto directo con el campaniense.

Raasveldt (1956) sigue la estratigrafía de Bürgl & Dumit (1954) al extender el coniaciense hasta el techo de la Lidita Inferior en contacto con el santoniense. Hubach (1957 b) considera la Segunda Lidita como coniaciense y la Primera Lidita como campaniense que se correlaciona con el Miembro de Plaeners de Bogotá. Bürgl (1957 b) sigue admitiendo que el coniaciense se extiende hasta la base de la Lidita Superior. A partir de aquí tiene lugar un cambio notorio ya que desciende el tope del coniaciense hasta la base de la Lidita Inferior adaptando de nuevo la existencia del santoniense (Bürgl, 1961 a y b). En todas las publicaciones posteriores Bürgl mantiene esta última interpretación.

La base para considerar que la Lidita Inferior y los sedimentos comprendidos entre las dos Liditas son de edad coniaciense está en el hallazgo de amonitas que demuestran que estos sedimentos representan la base del coniaciense (Bürgl, 1961 b, pp. 27, nota pie de página). Ni en dicho trabajo ni en ningún otro se han citado cuáles son estas amonitas. Si se considera esta última interpretación es evidente que la Zónula de *Marginulina curvisepta* es santoniense y *Barroisiceras*, *Peroniceras*, *Texanites* son fósiles índices para el santoniense y así los considera Bürgl (1959 c, pp. 105, tabla 2) mientras que para Bürgl (1961 a, pp. 165 tabla 1) *Barroisiceras* es coniaciense, *Peroniceras* se halla tanto en el coniaciense como en el santoniense y *Texanites* estaría restringido al santoniense. La misma fauna que fue reconocida como coniaciense pasa posteriormente a santoniense. Después de este análisis el resultado es francamente desalentador y por el momento no es posible establecer absolutamente ninguna división dentro del cretácico superior. Dejando aparte todos los cambios introducidos por Bürgl lo que si parece bastante claro es la existencia de una fauna coniaciense por debajo de la Lidita Superior, de tal manera que la mayor parte del Grupo Olini debe ser coniaciense, pero por el momento no es posible establecer ningún límite concreto.

El problema no se puede resolver con una simple sección estratigráfica. La aparente mezcla de faunas es producto en gran parte de la inseguridad en su posición estratigráfica y en estas condiciones es necesario obtener sucesiones detalladas a través de la Cordillera Oriental y Valle del Magdalena, ubicando exactamente las faunas para establecer una posible sucesión de las mismas; de lo contrario todo intento para solucionar los problemas ya expuestos conducirán a extender los errores existentes.

Correlaciones.—Es evidente que todas estas variaciones y desplazamientos del límite superior del coniaciense y la presencia o ausencia del santoniense han dejado sentir su influencia en las correlaciones de las Liditas con otras formaciones.

Anteriormente señalamos ya algunos aspectos de las correlaciones de las Liditas y del empleo de estas unidades litoestratigráficas en el área de la Sabana de Bogotá. Sin embargo vale la pena señalar algunos aspectos de estas correlaciones que manifiestan claramente la disparidad de criterios en relación con los diferentes autores.

La posición estratigráfica de la Lidita Inferior y de la Lidita Superior en el sentido de Bürgl corresponden al Miembro de Raizal (=Arenisca Dura de Hubach). Es preciso indicar la confusión que ha reinado en la aplicación de la nomenclatura litoestratigráfica del Guadalupe puesta en evidencia por Julivert. De acuerdo con este autor lo que Bürgl y la Col. Soc. Petr. Geol. Geoph. llaman Arenisca Dura corresponde en realidad a la Arenisca de Labor en el sentido de Hubach (1957 a). Por este motivo en la estratigrafía de estos autores especialmente Bürgl, (1959 c y 1961 a) las dos Liditas quedan estratigráficamente por debajo de lo que llaman Arenisca Dura.

Para Hubach (1957 b) la Segunda Lidita, de edad campaniense, se correlaciona con el Miembro Plaeners de Bogotá. Cabe señalar que los Plaeners en el sentido de Bürgl (1959 b y 1959 c) y de la Col. Soc. Petr. Geol. Geoph. (1961) son de edad maestrichtiense. Si se acepta esta correlación y las edades

asignadas, se plantean dos soluciones: o bien la Lidita Superior corta la línea del tiempo (campaniense en el Valle Superior del Magdalena y maestrichtiense en la Sabana de Bogotá), o bien los fósiles especialmente las Zonas de *Siphogenerinoides cretacea* y *Siphogenerinoides bramletti* carecen de todo significado cronoestratigráfico.

La correlación de la Col. Soc. Petr. Geol. Geoph. (1961) viene a crear nuevas confusiones en la nomenclatura litoestratigráfica al introducir en la Sabana de Bogotá unidades propias del Valle Superior del Magdalena pero con una posición estratigráfica y una edad diferente a las que dichas unidades tienen en el Tolima. En efecto: la Lidita Inferior (=Lower Chert) lo sitúan dentro de la Formación Villeta considerándola como coniaciense. La Lidita Superior (=Upper Chert) queda como un nivel dentro de los Plaeners Inferiores (=Lower Plaeners) de edad maestrichtiense. Esta interpretación implicaría que las Liditas cruzan la línea del tiempo. Sin embargo la Col. Soc. Petr. Geol. Geoph. (1961) no hace ningún comentario a este respecto. En cambio si merece atención destacar las correlaciones con el Valle Medio del Magdalena donde existen algunos niveles de Liditas.

En el Valle Medio se han reconocido intercalaciones de cherts, principalmente en el Miembro Galembo de la Formación La Luna, Hubach (1957 b); Morales *et al.*, (1958). La correlación directa arrastrando las capas entre dos áreas tan alejadas, no es posible por la discontinuidad de los afloramientos y por las variaciones de facies. En consecuencia la correlación debe establecerse teniendo en cuenta las asociaciones faunísticas. Situados en este plano las variaciones que se han establecido en estas correlaciones son el resultado lógico de los cambios impuestos a las faunas desplazándose paralelamente con ellas: Así la Zona de *Anomalina redmondi* del Miembro Galembo sería ya santoniense y la Lidita Superior se correlaciona con la base de la Formación Umir (Bürgl, 1959 c y 1961 a).

Estas correlaciones de las Liditas se han extendido hasta la Concesión Barco en el límite con Venezuela donde Bürgl (1961 a) correlaciona la Lidita Inferior con parte de la capa glauconítica situada entre la Formación La Luna y la Formación Colón. Esta capa glauconítica contiene la Zónula de *Anomalina redmondi* según Petters (1955). Como ha demostrado recientemente Etayo (1964) si se observa bien esta correlación realizada por Bürgl (1961 a) resulta que la Zónula de *Anomalina redmondi* cruza la línea del tiempo ya que en el Valle Superior sería santoniense y en la Concesión Barco coniaciense-santoniense, perdiendo en ese sentido todo valor como unidad bioestratigráfica. En una publicación posterior (Bürgl, 1961 c) la edad de la Formación La Luna de la Concesión Barco aumenta considerablemente en relación con la publicación anterior ya que se extiende desde el cenomaniense hacia el santoniense inclusive (figura 7).

El problema del santoniense.— En Colombia la existencia del santoniense siempre ha sido dudosa por la falta de una fauna característica. Por otra parte con la existencia de una sedimentación al parecer continua entre el coniaciense y el campaniense, se dedujo que el santoniense tenía que estar presente.

En la zonación de *Globotruncanas* realizada por Gandolfi (1955), este autor expone claramente la intersección y las divergencias en cuanto a la distribución de las especies que existen en relación con América y con Europa.

Manifiesta la uniformidad en la distribución de las especies desde el turonien- se al santonien- se y considera la Zona de *Marginulina curvisepta* (= *Marginulina joseni*) como coniacien- se y quizás santonien- se? Las mismas dudas en relación con la existencia del santonien- se muestra Petters (1955) en su zonación del cretácico inferior.

Bürgl & Dumit son los primeros en dar a conocer una fauna que llaman típicamente santoniana: *Bulimina compressa* y *Ammobaculina alexanderi*. Hasta el presente no se ha demostrado en Colombia la existencia de una fauna de for- miníferos de edad santonien- se.

En el Valle Medio del Magdalena tanto Hubach (1957 b) como Morales *et al.* (1958) han supuesto con dudas la existencia del santonien- se haciendo hincapié que en ningún caso se ha demostrado la presencia de una fauna que disipara esta duda. Es así como consideran que el techo del Miembro Galembó podría representar el santonien- se?. (Bürgl 1957 a, pp. 125) considera dudosa la existencia del santonien- se y señala «no conocemos de Cundinamarca fósiles res- tringidos al santoniano». Bürgl (1961 b) empieza a considerar como santonien- se la base de la Lidita Inferior sosteniendo esta afirmación con una fauna de cefalópodos que nunca se ha publicado.

Es notorio que a juzgar por la dispersión estratigráfica de los géneros de cefalópodos que da Bürgl (1959 c y 1961 a) no es posible una identificación del santonien- se. Por otra parte la comparación de los fósiles guías del coniacien- se dados por Bürgl (1957 a) pierden este carácter y se encuentran como indicadores del santonien- se (Bürgl 1961 a, pp. 165, Tabla 1; Bürgl 1959 c, pp. 105, Tabla 2).

Tenemos aquí un ejemplo más de la acomodación de la fauna a las uni- dades cronoestratigráficas. Podemos concluir que la existencia del santonien- se no está demostrada y que todas las consideraciones de orden general basadas en su existencia deben tomarse con mucha reserva quedando sujetas a una revisión profunda. El problema queda planteado en los siguientes términos: Se trata de una fauna banal y uniforme? O se trata de un santonien- se muy condensado?. En cualquiera de los dos casos es necesario aclarar qué posición tienen estos sedimentos dentro de la columna estratigráfica y como evolucionan a lo largo de la Cordillera Oriental y Valle del Magdalena.

NIVEL DE LUTITAS Y ARENAS

El contacto con la Lidita Superior es normal y nítido. Se reconoce fácilmente por la desaparición de las capas de cherts y liditas. En conjunto este nivel tie- ne un espesor de 75 m.

En la parte basal predominan las lutitas grisáceas y amarillentas con ban- cos de arena. Localmente los bancos de lutitas pueden ser más potentes por la desaparición de algunas capas de arena que tienen un carácter de cuñas. Estos caracteres se mantienen bastante constantes dentro de los 40 m basales. En la parte superior continúa la alternancia de lutitas, a veces bien estratificadas, con arenas. Las arenas suelen hacerse más compactas y la alternancia se hace más regular. Por otra parte hacia el techo son frecuentes los nódulos calcáreos de forma discoidal, con la misma disposición que se encuentran en la Formación

Loma Gorda y con un diámetro máximo que puede alcanzar hasta 1 m. A veces estos nódulos son tan frecuentes que independientemente de su posición estratigráfica se confundirían con los de la Formación Loma Gorda. Por la carretera a Guataquí, ya cerca del pueblo, el Nivel de Lutitas y Arenas, presenta en la base unas lutitas y shales negras con abundantes nódulos calcáreos que pueden alcanzar perfectamente los 40 cm. En la sección de Piedras-La Tabla estos nódulos se encontraban únicamente hacia el techo del nivel. La curva litológica pone en evidencia la variación que existe del muro al techo de este nivel.

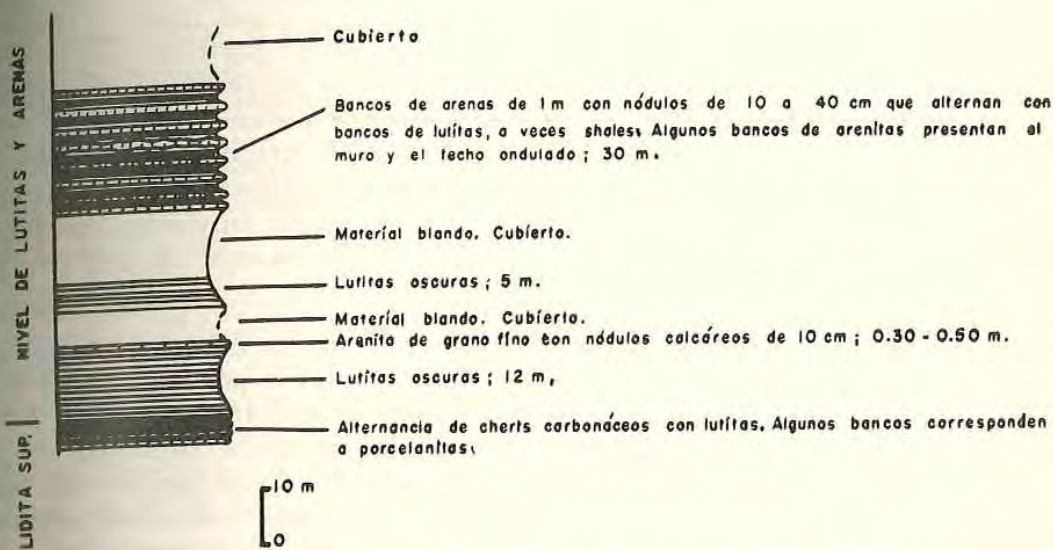


FIGURA 5.—Columna estratigráfica del Nivel de Lutitas y Arenas. Quebrada Mal Paso, Guataquí (Departamento de Cundinamarca).

Bürgl & Dumit (1954) citan de la sección Girardot-Nariño, la presencia de *Nostoceras* sp., *Stantonoceras* sp., *Turrilites* sp. aff. *splendidus* Shumard, *Pachydiscus* (?) sp., *Gryphaeostrea vomer* (Morton) y *Serpula* sp., en las capas situadas por encima de la Lidita Superior. Aparte de estas formas se han citado varios foraminíferos, entre ellos *Siphogenerinoides cretacea* Cushman. El conjunto de la fauna y su posición estratigráfica puede verse en Bürgl & Dumit (1954, plancha 1).

FORMACION LA TABLA

Considerada en conjunto es francamente detrítica, con predominio absoluto de arenitas, gravas y algunas intercalaciones de conglomerado cuarzoso. El límite inferior se sitúa donde empiezan los bancos importantes de arenas con un carácter masivo. El contacto con el Nivel de Lutitas y Arenas es pues normal y nítido. La sucesión empieza con un banco de arena de grano medio de unos 6 m de espesor, masivo, que pasa casi gradualmente al banco superior también masivo con un espesor de 15 m pero con intercalaciones irregulares de lutitas grises. Tanto en las lutitas como en las arenas se observa frecuentemente la presencia de nódulos de arenas. Los dos bancos están poco diferenciados entre

sí y tienden a formar un conjunto que resalta morfológicamente; por lo menos en la sección estudiada no se encuentran bancos de gravas o conglomerados dentro de esta parte basal.

Sigue después una zona de 22 m en la que predominan las lutitas en bancos de 2 a 3 m, separados por intercalaciones de arenas de grano fino en bancos que no sobrepasan los 0,50 m de espesor. El último banco de estas arenas presenta numerosos moldes de moluscos que llegan a formar casi una lumaquela. Esta parte lutítica termina con un banco de lutitas de unos 10 m.

A partir de aquí predominan completamente las arenas que alternan con arenitas en bancos de 25 a 35 cm. Las arenitas son de grano medio y contienen numerosos nódulos de arenas. A pesar de que existen interbancos de 1 a 2 cm de lutitas separando los bancos de arenitas, no se pierde el carácter masivo que forma un banco de 10 m. A continuación se presenta otro banco de unos 10 m de arena con intercalaciones de arenitas de grano grueso con franjas irregulares de conglomerado de grano pequeño. Localmente pueden encontrarse intercalaciones discontinuas de lutitas. Principalmente en el muro del banco son muy frecuentes los nódulos de arenitas que varían entre 30 y 40 cm de tamaño.

A pesar de que estos nódulos se encuentran más abundantes en el muro aparecen también distribuidos por todo el banco. Separado por un nivel de lutitas de unos 0,60 m sigue un conjunto de unos 6 m aproximadamente, formado por gránulos de cuarzo a veces cementados por calcita, en bancos de 1 m, generalmente sin interbancos lutíticos. Alternan con estos bancos otros de arenitas de grano medio, bastante ferruginosas. Otro banco de lutitas, a veces arenosas, separa el conjunto anterior de otro banco masivo de gravas arenosas con cantos de cuarzo, lidita y chert que pueden alcanzar un tamaño máximo de 3 cm. Alternando con estas gravas se encuentran arenitas que indistintamente pueden formar bancos o simplemente intercalaciones irregulares con pasos laterales más o menos acentuados. La parte superior forma una masa de gravas con cantos de cuarzo, chert y lidita, arenas y gránulos arenosos, cementados por calcita, pero es frecuente la presencia de cemento ferruginoso. La serie tiende a formar una pendiente estructural y no permite obtener una sucesión estratigráfica detallada.

Aunque no se ha realizado un estudio completo de los cantos de cada uno de los bancos, las muestras analizadas ponen de relieve que se trata de unas gravas y conglomerados completamente maduras. Son por lo tanto de tipo oligomítico. Los cantos más abundantes son los de cuarzo y alcanzan por término medio valores superiores al 80-85%. Los cantos de liditas y los de chert (de tipo porcelanita) se encuentran prácticamente en la misma proporción. Los cantos de cuarzo son predominantemente bien redondeados, mientras que los cherts se presentan más angulosos en virtud de su fractura romboidal y generalmente se fragmentan con facilidad.

A ambos lados del sinclinal por el que transcurre la Quebrada Seca se desarrolla la Formación La Tabla con una facies particular introducida por la presencia de carbón. Sin que los afloramientos permitan obtener una serie continua, en la Vereda El Salitre se observan una serie de bancos de arenitas que descansan sobre el Nivel de Lutitas y Arenas. Las arenitas se disponen indistin-

tamente en pequeños bancos o en masas grandes. A veces se observan entre las arenitas bancos que tienden a ser conglomeráticos con cantos de hasta 2 cm. Los cantos son de cuarzo, lidita y chert, cementados por calcita. Las arenitas son también mineralógicamente muy maduras y corresponden a ortocuarcitas. El cemento de las arenitas puede ser de calcita o limonita y a veces los dos tipos de cemento se encuentran mezclados. El hecho más importante es la aparición de una capa de carbón en un nivel de lutitas situadas por encima de una capa a veces conglomerática. La capa de carbón se encuentra aproximadamente a unos 30-40 m de la base de la formación. La falta de afloramientos no permite una medición precisa. El análisis palinológico de este carbón (*) ha dado una flora bastante rica que en relación con los datos de Van der Hammen (1954) se correlaciona con la Zona A del maestrichtiense. Entre la flora se ha encontrado: *Monolites ferdinandi* (Van der Hammen), *Trilites tequendamae* (Van der Hammen), y *Trilites cf. microverrugatus* (Van der Hammen).

Hacia el techo de la sucesión se encuentra una intercalación de lutitas grises con restos de *Ostrea* sp. y una gran cantidad de *Siphogenerinoides bramlettei*.

Edad.—Aparte de unos moldes de moluscos bastante mal conservados y que pueden referirse genéricamente a *Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Cardium* sp., y *Natica* sp., encontrados en la lumaquela de las capas lutíticas, no se han reconocido más fósiles en la sección Piedras-La Tabla. Ya fuera de esta sección por el carretable que se extiende entre Chicalá y Guataquí, después de cruzar el puente sobre el Río Opia aflora un banco de conglomerado cuarzoso cementado por calcita. En el cemento se encontraron grandes foraminíferos como *Lepidorbitoides* sp., igual que en el techo del Miembro La Primavera de la Formación Cimarrona.

Según Bürgl & Dumit (1954) a partir de la Lidita Superior y hasta el techo de la sucesión están representados el campaniense y el maestrichtiense. La separación entre el campaniense y el maestrichtiense se basa según Bürgl & Dumit (1954) en la existencia de un hiato con una fase erosiva que se manifiesta en la base del maestrichtiense, que es transgresivo, por la presencia de bloques de areniscas campanienses. El maestrichtiense coincidiría también con la aparición de *Siphogenerinoides plummeri* Cushman.

Dentro de la región estudiada no se ha podido reconocer la existencia de ninguna fase erosiva ni se manifiesta ningún indicio de transgresión. La existencia de nódulos de arenitas en la base y en varias capas de la Formación La Tabla no guardan ninguna relación con la existencia de una fase erosiva ya que constituyen estructuras dentro de las arenitas, y en consecuencia se dan simultáneamente con la sedimentación de las arenitas que las engloban. La existencia de esta discordancia erosiva entre el campaniense y el maestrichtiense se ha extendido también a otras regiones. En la región Tabio-Chía, Sabana de Bogotá, Bürgl (1955) la deduce a partir de bloques rodados, de edad campaniense, dentro del maestrichtiense. Julivert (1962 b) ha demostrado que estos bloques son estructuras sedimentarias de la misma edad que las capas que las envuelven. También la fauna de los supuestos «bloques rodados» representada por *Corbula* sp., carece de todo valor para determinar una edad campaniense de estos nódulos.

(*) Realizado por N. Solé de Porta.

A juzgar por la posición estratigráfica, los bloques de areniscas en la sección Girardot-Nariño (Bürgl & Dumit 1954, plancha 2) deben corresponder a los nódulos señalados en la Formación La Tabla sin poder precisar el nivel ya que como se ha señalado se encuentran en varias capas.

Descartada la existencia de una discordancia erosiva que marca el límite campaniense-maestrichtiense este límite debe trazarse paleontológicamente. Para Bürgl & Dumit (1954) *Stantonoceras* no aparece en capas situadas por encima del campaniense y así se ha venido dando como fósil guía (Bürgl, 1957a; Bürgl, 1959 c y Bürgl 1961 a).

Ya se ha señalado al tratar de las bases para las edades del cretácico en Colombia, que a partir del coniaciense los foraminíferos sustituyen a los cefalópodos. Las zonaciones de Cushman & Hedberg (1941) y Petters (1955) tienen una confirmación poco segura de la edad con base a cefalópodos. La edad campaniense de la Zona de *Siphogenerinoides cretacea* vendría confirmada por la presencia de *Stantonoceras* según Bürgl & Dumit (1954) citados posteriormente por Morales *et al.* (1958).

La edad maestrichtiense inferior para la Zona de *Siphogenerinoides bramlettei* estaría confirmada según Petters (1955) por la presencia de *Coahuiltes*, *Sphenodiscus*, *Helicoceras* y *Solenoceras*. Formas que se encontraron separadamente y en localidades distintas. Gignoux (1960) ha señalado el escaso valor cronoes-tratigráfico que presentan los cefalópodos al final del cretácico, criterio que viene confirmado por la dispersión que le dan la mayoría de los autores.

La separación entre la Zona de *Siphogenerinoides cretacea* y *Siphogenerinoides bramlettei* presenta también dificultades ya que los límites se interfieren. En la misma sección de Girardot-Nariño y en la Sabana de Bogotá las especies indicadoras de las dos zonas coexisten (Bürgl & Dumit, 1954 y Bürgl, 1957a). Las condiciones particulares de *Siphogenerinoides bramlettei* ya señaladas por Petters (1954) y sobre las que se insistirá más adelante deben tomarse en consideración antes de asignarle un valor cronológico seguro.

En resumen, la separación entre campaniense y maestrichtiense ofrece por el momento numerosas objeciones y debe tomarse con mucha precaución. Para terminar sólo resta añadir que una vez más la separación campaniense-maestrichtiense se ha hecho coincidir con un cambio litológico.

Distribución geográfica.—La Formación La Tabla se extiende por toda el área del extremo N de la barrera de Girardot. A pesar de que existen algunos cambios de facies se puede reconocer perfectamente.

El carácter arenoso y a veces conglomerático de la Formación La Tabla se mantiene también muy constante. Al N del Alto del Limbá donde forma la bóveda de un anticlinal, se presenta muy arenoso. Tanto Bürgl & Dumit (1954) como Raasveldt (1956) han reconocido su presencia al S de la barrera de Girardot en la sección de Girardot-Nariño. Aunque no le han dado ningún nombre específico el Nivel de Lutitas y Arenas y la Formación La Tabla, corresponden a los horizontes K₁ y K₂ de Raasveldt (1956) respectivamente. Hacia el W de esta región Téllez & Navas (1962) también lo han reconocido en el área de Gualanday-Coello y lo figuran bajo el nombre de Conjunto cuar-

zoso. Según Barrero (*) se reconoce en la región de El Valle (Departamento del Tolima) aunque se presenta con algunas variaciones de facies.

Correlaciones.—Si se tiene presente los cambios de facies y el carácter tentativo e inseguro de las edades es más fácil establecer correlaciones con otras áreas. La falta de una nomenclatura litoestratigráfica ha reducido también los intentos de correlación. Así, pues, más que establecer correlaciones se comentarán aquellas ya existentes. Ante todo es necesario señalar y tratar por separado dos áreas bien diferentes: la Sabana de Bogotá y el Valle Medio del Magdalena. Con la Sabana de Bogotá, especialmente con la sección de Tabio-Chía, Bürgl & Dumit (1954, plancha 7) han establecido una correlación basada en unidades tiempo y no en unidades litoestratigráficas. Respecto a ella ya se han indicado algunos comentarios al tratar de las edades de la Lidita Superior y de la Formación La Tabla. A este respecto solo cabe añadir la facies intermedia que presenta la sección Girardot-Nariño entre la del Dindal y la de la Sabana durante el campaniense-maestrichtiense (Bürgl, 1957 a).

De otro lado la extensión del nombre de Guadalupe, tanto en el sentido de grupo como de formación, al Valle Superior del Magdalena, realizado ya desde antiguo (Stille, 1907; Scheibe, 1922; Hubach, 1930 y 1957 b, y Van der Hammen, 1957b y 1958) representa de hecho una correlación entre las dos áreas. Sin embargo ha sido siempre una correlación de tipo general y ni aún en publicaciones recientes se ha intentado una correlación detallada. Así Hubach (1957b) al hablar del Grupo del Guadalupe ha señalado que «el Guadalupe Superior» (**) se vuelve arenoso-margoso y aún conglomeráceo Honda-Guataquí...». De la misma manera Van der Hammen (1958) al tratar del Guadalupe Superior (**) del Valle Superior del Magdalena señala como localidad tipo la sección de Girardot-Nariño estudiada por Bürgl & Dumit (1954) y comenta: «se puede correlacionar, por lo menos en parte, la arenisca superior de la Formación Guadalupe del Valle Superior con la Arenisca Tierna de la Formación Guadalupe de la Sabana de Bogotá». Una correlación entre el Valle del Magdalena y la Sabana de Bogotá es todavía más difícil de establecer, sobre bases estrictamente litológicas, si se tienen en cuenta las variaciones de facies que se experimentan de una a otra región (Compárese la columna estratigráfica de Hubach 1957 a, plancha 2 y la de Julivert 1961, figura 1, y 1962, figura 3); cambio de facies que ya fue observado por Hubach (1957).

Los mismos datos paleontológicos no permiten señalar precisamente esta correlación entre las dos áreas. Si partimos de la validez de las zonas de foraminíferos tenemos que la Zona de *Siphogenerinoides bramlettei* empieza en el Valle Superior del Magdalena (sección Girardot-Nariño) dentro de la Formación La Tabla (= horizonte k 2a de Bürgl & Dumit 1954, plancha 1 y 2). En la Formación Guadalupe de la Sabana de Bogotá la Zona de *Siphogenerinoides bramlettei* empieza en el Nivel de Plaeners (según señala la Col. Soc. Petr. Geol. Geoph. 1961, pp. A-4 (***) que separa el Miembro del Raizal (= Arenisca Dura) de la Arenisca de Labor. Por consiguiente la correlación de Van der Ham-

(*) Comunicación personal.

(**) Debe recordarse que el Guadalupe Superior se emplea en el sentido antiguo y equivale a la Formación Guadalupe según la Col. S.P.G.G. 1961 y Julivert 1962 y 1963.

(***) La comparación de la estratigrafía de la Sabana de Bogotá entre los diversos autores se encuentra en Julivert (1962 b, figura 3).

men basada en los foraminíferos es completamente gratuita ya que existen los mismos motivos para correlacionar la Formación La Tabla con la Arenisca de Labor.

Los datos actuales no permiten de ninguna manera una correlación detallada entre estas áreas. Una discrepancia entre los diferentes elementos de correlación se ha representado en la figura 7.

La correlación con el Valle Medio del Magdalena debe establecerse a partir de los datos paleontológicos. La presencia de las zonas de *Siphogenerinoides cretacea* en el Nivel de Lutitas y Arenas y *Siphogenerinoides bramlettei* en la Formación La Tabla permitiría correlacionarla por lo menos en parte con la Formación Umir del Valle Medio del Magdalena y con parte de la Formación Colón de la Concesión Barco. Si la Zona de *Siphogenerinoides bramlettei* empieza en el Miembro La Fría evidentemente la Formación La Tabla debería correlacionarse con la Formación Cimarrona.

CONCLUSIONES

La sucesión cretácica representada en la lámina 1 presenta una sucesión litológica continua, sin accidentes tectónicos y con cambios litológicos nítidos que permiten establecer varias formaciones de fácil reconocimiento en toda el área. Una de las características más particulares es el desarrollo de nódulos calcáreos en una gran parte de la sección. Por este motivo no se pueden emplear como un carácter distintivo, característico de un nivel u horizonte (como el llamado «Ruedas de Carreta»),

En líneas generales las características litológicas se mantienen muy constantes hasta la Lidita Superior. A partir de aquí las variaciones locales adquieren mayor importancia como se ha señalado para la región de Girardot y Guataquí-Jerusalén. No obstante estas variaciones se pueden reconocer sus límites.

La curva litológica señala perfectamente los límites entre las formaciones y las características predominantes de cada una de ellas. Desde la base de la sucesión hasta el techo de la Lidita Superior predomina el carácter lutítico-calcáreo de los sedimentos, exceptuando naturalmente las intercalaciones de arenitas de la Formación Loma Gorda y del Nivel de Lutitas. Las arenitas empiezan a predominar por encima de la Lidita Superior manifestando todavía un carácter fino; el tamaño del grano medio se mantiene dentro de las arenas finas y medias. Es hacia el techo de la sucesión, Formación La Tabla, donde el predominio de las arenas se hace completo y en correlación con este aumento el tamaño del grano aumenta hasta las gravas y el conglomerado; hecho que está seguramente en relación con la disminución de profundidad de la cuenca de sedimentación.

Tanto la Lidita Inferior como la Superior constituyen dos episodios bien definidos dentro de la estratigrafía, no sólo por la rápida alternancia de la sucesión, manifestada por el poco espesor de los bancos, sino también por la constancia de sus constituyentes litológicos.

La misma curva litológica manifiesta claramente que no existe ninguna

sedimentación cíclica y que los pretendidos ciclos sedimentarios son el producto de acomodar los cambios litológicos con la fauna y con las unidades tiempo.

La edad de la sucesión está comprendida entre el turoniense y el maestrichtiense. La fauna conocida no permite por el momento establecer discusiones más precisas debido a su pobre conocimiento, a la falta de precisión estratigráfica y a los errores ocasionados en estas condiciones por las correlaciones a larga distancia; factores que han dejado como resultado definitivo una interferencia en la dispersión de las asociaciones faunísticas.

B) AREA DE HONDA-LA PAZ

El cretácico de esta zona contrasta con el que se describió en la barrera de Girardot-Guataquí. Sólo está representado el cretácico más superior (maestrichtiense) que forma una franja con dirección N-S, desde la Quebrada Guacamayas hasta la altura de Honda, extendiéndose aún más hacia el N. La presencia de estos sedimentos va íntimamente ligada a la existencia de la falla de Cambrás que los pone en contacto con la facies roja de la parte superior del Grupo Honda (Formación Los Limones).

El salto de falla aumenta progresivamente de S a N de tal manera que en esta dirección afloran sedimentos estratigráficamente cada vez más inferiores. La atenuación del salto de falla hacia el S es la causa principal de que desaparezca el cretácico en los alrededores de la Quebrada Guacamaya. Contribuye también a esta desaparición la existencia de un manto de derrubios que recubre una parte de este cretácico.

Entre los afloramientos más septentrionales de la barrera de Girardot-Guataquí y los de esta área tiene lugar un cambio de facies que debe desarrollarse entre Guataquí y la Quebrada Guacamaya. Aquí el cretácico consta de dos conjuntos predominantemente detríticos, que resaltan morfológicamente en forma de dos crestas separadas por una zona en la que dominan las facies finas, sin que falten también varias intercalaciones de arenitas. La existencia de pequeñas fallas que tienden a desnivelar la cuesta inferior y la repetición de la cuesta superior gracias a una falla de tipo inverso, contribuyen a dar al relieve un aspecto de graderías.

En conjunto la mayor parte de la sucesión corresponde a la Formación Cimarrona. En el presente trabajo se van a considerar las siguientes unidades:

Formación Cimarrona	{	Miembro La Primavera
		Miembro Zaragoza
		Nivel de Arenitas y Lutitas
		Miembro La Fría

Sedimentos inferiores a la Formación Cimarrona.

En la figura 8 se da la correlación entre las diferentes unidades litoestratigráficas empleadas por varios autores. También se han indicado las correlaciones con áreas externas a la región, principalmente con la Sabana de Bogotá y con el extremo N del Valle Medio del Magdalena.

Honda la Formación Cimarrona se apoya sobre unas lutitas de color oscuro con intercalaciones de pequeños bancos de arenitas, de grano fino, de tipo ortocuarcita, y bancos de margas grisáceas. En algunos niveles las lutitas son bastante calcáreas y pueden interpretarse como una verdadera marga; se presentan ligeramente bituminosas y con pequeñas manifestaciones de azufre. Tanto la potencia de esta serie como su sucesión litológica no se ha podido obtener por falta de afloramientos dentro de la región. Sin embargo, más al N, fuera de la región estudiada, en el Cerro Ajonjolí aflora bastante bien y parece que es más potente por aumentar el salto de falla (*). Su estratigrafía es ligeramente análoga a la Formación Umir que se encuentra en el extremo N del Valle Medio del Magdalena. Por la Quebrada La Fría, más al oriente de la desembocadura de la Quebrada La Boba, aparecen unos bancos de chert. Los escasos afloramientos y la imposibilidad de obtener una serie detallada no permiten precisar si estos cherts corresponden a la Lidita Superior del Valle Superior del Magdalena o bien constituyen un nivel dentro de las lutitas.

Solamente Gerth (1955) al tratar de los conglomerados y areniscas de la Formación Cimarrona relaciona explícitamente la sucesión infrayacente con la Formación Umir y señala la presencia de formas cretácicas tales como *Sphenodiscus* y *Siphogenerinoides bramlettei*. Van der Hammen (1957 b, plancha 2) en sus columnas estratigráficas, extiende el nombre de Formación Umir hasta el NW de Dindal incluyendo en ella tanto el equivalente en tiempo de la Formación Cimarrona, representada por una facies calcárea y esquistos calcáreos, como los sedimentos infrayacentes. Hacia el SW, en la región de La Paz-Chaguaní, considera a las facies detrítica que constituye la Formación Cimarrona y a los esquistos arcillosos sobre los que se apoya, como Formación Guadalupe. Bürgl (1957 a) y Van der Hammen (1958) reconocen que los sedimentos sobre los que se apoya la Formación Cimarrona recuerdan la facies de tipo Umir.

Uno de los primeros datos geológicos publicados sobre esta región corresponden a Washburne & White (1922) que consideran las shales bituminosas y calizas inferiores de la Formación Cimarrona como cretácico medio sin aplicarles una nomenclatura litoestratigráfica.

Aún el mismo Van der Hammen (1958) en su esquema de los cambios de facies del terciario y maestrichtiense (plancha VII) interpreta la Formación Cimarrona y los sedimentos inferiores como una facies de la Formación Umir. Evidentemente la Formación Cimarrona y una parte de la serie infrayacente pueden considerarse como un equivalente en tiempo de la Formación Umir y sobre este punto se insistirá más adelante al tratar de la Paleontología y edad de la Formación Cimarrona. Sin embargo, si se trata de emplear una nomenclatura basada fundamentalmente en unidades litoestratigráficas, resulta impropio extender el nombre de Formación Umir más allá de su área tipo y mucho más aplicar estos nombres a sedimentos que presentan unas características litológicas y una sucesión estratigráfica que no guarda en este sentido, ninguna relación con el conjunto estratigráfico al cual se aplicó por primera vez el nombre de la for-

(*) Comunicación personal de Darío Barrero.

mación. En este sentido se ha preferido no utilizar ningún nombre para los sedimentos que afloran por debajo de la Formación Cimarrona ya que la falta de afloramientos no permite determinar completamente sus caracteres litológicos.

Debido a la confusión que ha existido en la estratigrafía del cretácico de esta región, las correlaciones estratigráficas se discutirán ampliamente junto con la Formación Cimarrona.

Un resumen de la historia y características de la Formación Umir en el Valle Medio del Magdalena se encuentra en los trabajos de Hubach (1957 b) y Morales *et al.* (1957).

RESUMEN HISTORICO DE LA FORMACION CIMARRONA

Washburne & White (1922) figuran en su columna estratigráfica del distrito de Honda, una serie de areniscas de grano grueso y conglomerados calcáreos con un espesor de 400 pies (122.25 m). El límite inferior de la Formación Cimarrona viene determinado por una discordancia que la coloca en contacto con las shales bituminosas del cretácico medio. El techo de la formación está limitado por la Coal-Bearing Series.

Raasveldt & Carvajal (1957 a) introducen el nombre de Conglomerado de Menal para designar el conjunto de sedimentos que afloran al E de Honda, a lo largo de la carretera Guaduas-Honda y en la región adyacente al N de La Paz. Son los primeros en señalar que se trata de un conglomerado con cantos de cuarzo cementados por material calcáreo con macroforaminíferos. No señalan límites estratigráficos para esta unidad, ni potencia. Sin embargo, según se deduce de la cartografía y del corte general, estos conglomerados están limitados en el techo por sedimentos atribuidos a la Formación Guaduas y en el muro por margas negras y lalitas impuras. La existencia de fallas de tipo inverso repite tres veces el mismo conjunto del Conglomerado de Menal.

Caudri (1948) interpreta estos conglomerados como pertenecientes a la Formación Guaduas e introduce el nombre de «Guaduas limestone» para designar las arenitas calcáreas y la caliza intercalada entre los conglomerados. Estos lentejones de calizas contienen *Lepidorbitoides* y *Sulcoperculina vermunti*. La edad de la «Guaduas limestone» basada en estas formas sería eoceno más que paleoceno. Caudri (1950) rectifica el nombre de «Guaduas limestone» por el nombre de «Cimarrona limestone» y le asigna una edad maestrichtiense basándose en que el Guaduas es esencialmente no marino, mientras que el conglomerado de la Cimarrona es claramente marino y pertenece a un ciclo sedimentario diferente.

En los alrededores de Guaduas y Dindal desde el campaniense hasta el paleoceno la facies se acerca algo a la facies de la Formación Umir y según Bürgl (1957 a) se encuentra en la base la Zona de *Siphogenerinoides cretacea* a la que sigue la Zona de *Siphogenerinoides bramlettei* que en su parte alta contiene el conglomerado calcáreo de Menal con la Caliza de Cimarrona con *Lepidorbitoides* y *Sulcoperculina vermunti*. Bürgl establece una correlación probable entre la Caliza de Cimarrona y la Arenisca Tierna de la Sabana de Bogotá. Encima de estas calizas Bürgl ha citado la presencia de *Spiroplectammina semi-*

complanata Carsey, *Massilina texasensis* Cushman y *Eponides bollii* Cushman & Renz que considera formas típicas para el maestrichtiense superior.

Van der Hammen (1957b, plancha 2) en su columna estratigráfica considera que el cretácico de la región al NW de Dindal corresponde a la Formación Umir y el mismo autor (1958, planchas 1 y 2) extiende el nombre de Formación Guadalupe al cretácico que se desarrolla entre La Paz y Chaguani el cual incluye la Formación Cimarrona. Van der Hammen (1958) al tratar de la Formación Cimarrona la describe como una serie de conglomerados calcáreos, calizas y areniscas de grano grueso con un espesor de 150 m. El límite inferior lo coloca en contacto con los esquistos arcillosos del tipo Umir y el superior con las arcillas esquistosas del tipo Guaduas. Para Van der Hammen la edad es maestrichtiense inferior por contener la Zona de *Siphogenerinoides bramlettei*. Según se deduce de su descripción son equivalentes la Formación Cimarrona de Washburne & White (1922) y el Conglomerado de Menal de Raasveldt & Carvajal (1957a); correlaciona esta última con la Arenisca Tierna de la Sabana de Bogotá. Considera además la Formación Cimarrona con una facies dentro de la Formación Guadalupe y de la Formación Umir.

EL PROBLEMA ESTRATIGRAFICO DE LA FORMACION CIMARRONA

La Formación Cimarrona está comprendida entre los esquistos arcillosos y margas con una facies de tipo Umir y la Formación Seca. Como límite inferior se han señalado las facies arcillosas que recuerdan la Formación Umir.

En la carretera Honda-Guaduas este límite no se observa ya que la base de la Formación Cimarrona está en contacto por falla con la parte superior de la Formación Los Limones del Grupo Honda. Ligeramente más al N, por la Quebrada La Fría y el Cerro Alcaparrosa el aumento del salto de la falla pone en relación la misma Formación Los Limones con el nivel de margas de tipo Umir. Aquí se puede observar el límite de la Formación Cimarrona. Este límite es neto y concordante, de tal manera que se puede establecer exactamente donde empiezan los niveles francamente detríticos de la Formación Cimarrona.

El límite superior con la Formación Seca no es nítido y parece concordante. En realidad colocamos el techo de la Formación Cimarrona en el contacto entre el banco calcáreo y la facies lutítica rojiza que pertenece ya a la Formación Seca. Al tratar del Miembro La Primavera se insistirá más en la determinación de este límite.

Desafortunadamente en ninguno de los trabajos anteriores se ha dado una descripción más o menos detallada de la sucesión estratigráfica de esta formación. Esto repercute naturalmente en la interpretación de la tectónica de esta región en la que la existencia de fallas da lugar a la repetición de algunos niveles.

Como ya se ha señalado al tratar de las características generales del cretácico, en el área de Honda-La Paz, éste destaca morfológicamente formando tres cuetas bien definidas separadas por materiales más blandos. En este sentido es necesario insistir en la interpretación que los diversos geólogos han dado a esta formación. Washburne & White (1922) al emplear por primera vez el nombre de Formación Cimarrona le asignan un espesor aproximado de 122

m (400 pies). Este espesor forzosamente debe corresponder a un solo nivel de los tres que se encuentran representados. Además, en la columna estratigráfica figura como un conjunto detrítico sin mencionar ni figurar ningún nivel fino. Sin embargo estos son suficientemente importantes como para tenerlos en cuenta (lámina 3). De tal manera que Washburne & White debieron interpretar la Formación Cimarrona como un solo nivel detrítico y los conjuntos finos considerarlos como pertenecientes al conjunto arcilloso inferior que designan como cretácico medio. Caudri (1948 y 1950), Van der Hammen (1957 b y 1958) y Bürgl (1957 a) no aportan en este sentido ningún otro dato; deben seguir seguramente la interpretación de Washburne & White. Raasveldt & Carvajal (1957 a) son los primeros que dan una interpretación tectónica de esta región. Consideran el Conglomerado de Menal (equivalente a la Formación Cimarrona según Van der Hammen, (1958), como un solo nivel que se repite tres veces por un sistema de fallas de tipo inverso, dando lugar a la aparición de las cuevas morfológicas que señalamos más arriba. En la misma interpretación Raasveldt & Carvajal consideran los niveles blandos que separan las cuevas como Formación Guaduas.

El problema en cuestión queda planteado en los siguientes términos: La Formación Cimarrona debe definirse como un solo nivel detrítico o está formada en realidad por dos niveles detríticos separados por una zona en la que predominan los sedimentos finos?

Un estudio detallado de la sucesión litológica acompañado de la petrografía y sedimentología permite seguir este último criterio. En el presente trabajo se considera la Formación Cimarrona dividida en los siguientes Miembros:

Formación Cimarrona	{	Miembro La Primavera Miembro Zaragoza Nivel de Arenitas y Lutitas Miembro La Fría
---------------------	---	--

En el campo todos los contactos entre las cuatro unidades en que se divide la Formación Cimarrona se presentan normales en todos los afloramientos observados. Solo en la carretera Honda-Guaduas el banco de arenisca más superior del Nivel de Arenitas y Lutitas está ligeramente mecanizado en el contacto con las lutitas del Miembro Zaragoza; no obstante esta mecanización tiene un valor meramente local. En cambio una falla repite nuevamente una parte del Miembro Zaragoza y todo el Miembro La Primavera, formando la cuesta que se encuentra encima de la carretera de Honda-Guaduas entre las Quebradas de La Primavera y Guayabito. Aquí sí, la cuesta más superior es consecuencia de la falla y así ha sido interpretada por Raasveldt & Carvajal.

FORMACION CIMARRONA

El nombre de Cimarrona fue introducido por Washburne & White (1922) y procede de la Vereda Cimarrona en el Municipio de Guaduas (Departamento de Cundinamarca). Aunque Washburne & White emplean el nombre de Forma-