

ACADEMIA DE CIENCIAS DE BULGARIA

ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA

INSTITUTO DE GEOLOGIA

INSTITUTO DE GEOLOGIA Y PALEONTOLOGIA

---

B R I G A D A   B U L G A R O - C U B A N A

Autores: Il. Kantchev, Iv. Boyanov,  
N. Popov, R. Cabrera,  
Al. Goranov, N. Iolkičev,  
M. Kanszinski, M. Stancheva

I N F O R M E

GEOLOGIA DE LA PROVINCIA DE LAS VILLAS

Resultados de las investigaciones geológicas y levantamiento  
geológico a escala 1:250 000, realizados durante el periodo  
1969-1975

Volumen I

T E X T O

con 180 figs y 109 tablas

(continuación)

Parte 2

Sofia-Habana

1978

## ZONA DE ZAZA

A diferencia de las partes septentrionales de la provincia, en la zona de Zaza no afloran rocas que pudieran tener edad jurásica superior. En los límites de Las Villas en la zona de Zaza no hay sondeos profundos y no hay ningunos datos seguros sobre la presencia o ausencia de depósitos de edad jurásica superior en profundidad. La opinión de algunos autores (véase Imlay, 1944b, pág. 1011) que los depósitos vulcanogénicos en la parte meridional de Cuba yacen sobre Vifialos limestone (= las formaciones jurásicas y cretácicas inferiores de las zonas de Placetas y Camajuaní para la provincia de Las Villas, nota del autor), no ha sido confirmada con ningunos datos concretos. La información existente en la literatura sobre el Cretácico en la parte meridional de Las Villas (zona Zaza), así como para toda la Isla, está muy dispersa y se reduce más a ideas sobre la edad y la descripción de algunos fósiles que a datos concretos sobre la composición real, la consecuencia estratigráfica de los depósitos y su edad. Las descripciones de los depósitos cretácicos que se encuentran en las publicaciones, especialmente en los trabajos generalizadores sobre la geología de Cuba, en la mayoría de los casos se basan en datos poco precisos o contradictorios. Los datos sobre la consecuencia estratigráfica de los depósitos y su edad, en muchos casos están íntimamente mezclados con las ideas de los autores sobre el desarrollo geológico durante el período cretácico. Muy frecuentemente es imposible entender cuáles son los hechos realmente establecidos y cuáles son nada más que una suposición. Cuando se escribe sobre esto, qué acontecimientos han sucedido durante el período cretácico y qué depósitos se han formado durante una etapa determinada del cretácico, no siempre es claro exactamente cuáles depósitos, cuerpos litostratigráficos y afloramientos concretos, se tienen en cuenta. No son raros los casos, cuando con un mismo hecho se

argumentan ideas radicalmente distintas. En la determinación de la edad de los fósiles con frecuencia con la edad supuesta de unos fósiles se determina la edad de otros fósiles. En los trabajos siguientes (de distintos autores) con los segundos fósiles se "demuestra" la edad de los primeros. Ejemplo en este sentido es la determinación de la edad de algunos Pseudorbitoides, debido a su localización conjunta con rudistas del género *Barrettia* y posteriormente, demostración de la edad del género *Barrettia* con la ayuda de Pseudorbitoides.

A más abajo será realizada una revisión completamente breve de los datos existentes en los trabajos publicados y algunos no publicados sobre el Cretácico de la parte meridional de Las Villas.

La existencia de depósitos cretácicos en la parte meridional de Las Villas es conocida ya desde fines del siglo pasado, pero hasta las investigaciones de los geólogos de la Expedición holandesa en 1933 se menciona sólo de depósitos cretácicos en la parte meridional de Las Villas y sobre la localización y descripción de algunos fósiles cretácicos. Siendo excluida la idea de H. Bouvillé (1927) sobre la existencia de cinco niveles estratigráficos de diferente edad en el Cretácico de Cuba, otras ideas sobre la estratigrafía no han sido publicadas.

Los geólogos de la Expedición holandesa (M.G. Rutten, 1936; Thiadens, 1937), dan la primera característica relativamente detallada de los depósitos cretácicos de Las Villas, determinan su edad al describir una gran cantidad de fauna fósil de éstas (M.G. Rutten, 1935, 1936a; Thiadens, 1936a, 1936b, 1937b). Los depósitos cretácicos de Las Villas, ellos dividen en dos unidades. La mayor parte de los depósitos vulcanógeno-sedimentarios separan como unidad litoestratigráfica independiente bajo el nombre de formación Tobas (Tuff serie), a la cual determinan una edad cretácica

inferior y media. Todos los depósitos (muy diferentes por litología), sobre los cuales demuestran o suponen que tienen edad maestrichtiana, unen bajo el nombre de "formación Habana" (término que adoptan de R.H. Palmer, 1934).

El término de "formación Habana" ha sido implantado por R.H. Palmer (1934) para significar los depósitos cretácicos de los alrededores de la ciudad de La Habana. R.H. Palmer agrupa todas las rocas preozoicas en una unidad estratigráfica bajo el nombre de "formación Habana", que subdivide en cuatro miembros. La edad de la formación acepta como maestrichtiana. R.H. Palmer no señala un estratotipo de la formación. El término "Habana" ha sido aprovechado antes de Palmer por otros autores y aquí no nos detendremos en la prioridad del nombre y en el sentido en que ha sido utilizado antes que él. Este dato puede encontrarse en el *Léxico estratigráfico internacional* de Bermúdez & Hollisteller (1959). No hablaremos tampoco de esto, hasta qué grado la definición de esta formación responde a las reglas de la nomenclatura estratigráfica y hasta qué grado la edad de la formación Habana de Palmer es maestrichtiana. Las investigaciones de Bronnimann & Rigassi (1963) revisaron la "formación Habana" en su parte típica y demostraron que la mayor parte de sus sedimentos son paleogénicos.

El término de "formación Habana" de Palmer es adoptado por los geólogos holandeses y se traslada a las restantes provincias de la isla. M.G. Rutten (1936) y Thiadens (1937a), para la provincia de Las Villas (Santa Clara); Vermut (1937), para Pinar del Río; Gillary (1937), A. van Vessel (1943) y Hermos (1945) para la provincia de Camagüey, Keijer (1945) y De Vlotter (1946), para la provincia de Oriente. La mayoría de estos autores utilizan este término en sentido litestratigráfico y cronoestratigráfico para la significación de los depósitos maestrichtianos, independientemente de



su litología. Algunos amplían el diapason de edad de esta unidad, incluyendo en ella depósitos más jóvenes y más antiguos que el maestrichtiano.

Fuera de los marcos de este informe es una discusión sobre esto, qué tipos litológicos de rocas en las distintas provincias han sido descritos bajo este nombre y sus correlaciones en el espacio y el tiempo, qué criterios litológicos y de edad han sido aprovechados para la definición del término de "formación Habana", los límites litológicos y de edad de la formación, etc. Y sin esta discusión está claro que, el término de "formación Habana" es una noción mixta, bajo la cual han sido descritos complejos rocosos de diferente litología que ocupan una situación distinta en la secuencia estratigráfica del Cretácico en Cuba, con diferente edad. Este término no tiene un sentido determinado, bien definido y debe ser sacado de uso en las investigaciones geológicas.

M.G. Rutten (1936b) y Thiadens (1937a) trasladan el término de "formación Habana" de Palmer para significar los depósitos maestrichtianos (según su opinión) de la provincia de Las Villas (Santa Clara). Sin duda, estos autores incluyen en este término también un sentido cronoestratigráfico que sustituye el término de depósitos maestrichtianos. M.G. Rutten (1936b) adjunta a esta unidad también los sedimentos carbonáticos de las partes septentrionales de la provincia e implanta las nociones de facies septentrional y meridional de la "formación Habana". En la facies meridional él incluye rocas volcánicas, rocas terrigénicas y calizas. Comparando la descripción de la "formación Habana" y el mapa geológico de este autor con nuestro mapa geológico se ve que como "formación Habana", él describe y impone todos los complejos rocosos (formaciones) cretácicos que yacen sobre la formación Tobas.

Así como veremos en la descripción de las formaciones -----

cretácicas superiores, los complejos rocosos incluidos en la "formación Habana" de M.G. Rutton se dividen en muchas unidades litoestratigráficas, algunas de las cuales están divididas con discordancia entre ellas. Una parte de estas formaciones tienen, lo más probable, edad santoniana, y otros son maestrichtianas.

Thiadiens (1937d) se solidariza con M.G. Rutton con respecto a la existencia de dos facies de la "formación Habana" y adhiere los depósitos descritos por él como formación Habana hacia la facies meridional de M.G. Rutton. Bajo este nombre se describen calizas microconglomeradas y tobáceas, margas, torbas y probablemente porfiritas. El espesor de la formación se evalúa a alrededor de 700 m. De la comparación de la descripción del mapa geológico de este autor con nuestras observaciones está claro que en la descripción y el mapeo de esta formación éste ha tenido en cuenta -- además de los sedimentos cretácicos superiores de la parte meridional de Las Villas, también una gran parte de los depósitos del Paleógeno. En los sedimentos de éste último en realidad hay gravelitas calcáreas, constituidas en su mayor parte por <sup>fragmentos</sup> ~~trozos~~ calcáreos cretácicos con muchos foraminíferos. Las gravelitas calcáreas contienen también fragmentos de vulcanitas, granitos, esquistas, etc. Este "hecho" sobre la existencia de fragmentos granitoides y esquistas en el Maestrichtiano ("formación Habana"), es mencionado por muchos autores más tardíos, al ser tratada la evaluación geológica de Cuba.

M.G. Rutton (1936a, 1936b) y Thiadiens (1936a, 1937b) describen una gran cantidad de fósiles (rudistas y foraminíferos) de su formación Habana.

Un gran aporte al estudio del Cretácico superior de la zona de Zaza dan los geólogos de las compañías norteamericanas que han operado en Cuba hasta el año 1959. Aquí debemos mencionar los --

nombres de Bronnimann, Favre, Hatten, Pardo, Truitt y Wassal. Lamentablemente sus investigaciones no han sido publicadas, sino -- que han sido reflejadas en forma no procesada, en numerosos informes.

Estos autores han rehusado por completo de la utilización -- de las unidades estratigráficas de M.G. Rutten (1936b) y Thindens (1937a). Los sedimentos cretácicos de la zona de Zaza ellos separan en varias decenas de unidades (formaciones) litoestratigráficas. La existencia de muchas de estas unidades fue confirmada por nuestras investigaciones y serán detalladamente discutidas en la descripción de las formaciones cretácicas de la zona de Zaza.

Los datos sobre la edad de las sedimentaciones cretácicas -- han sido resumidos en el informe de Bronnimann y Pardo (1954). En líneas generales éstos se reducen a lo siguiente:

La presencia de depósitos cretácicos inferiores no ha sido -- demostrada por vía faunística. Como cretácicos inferiores o más -- antiguos se aceptan una parte de los sedimentos vulcanogénicos, -- en los cuales no han sido establecidos fósiles, pero yacen debajo de los depósitos, aceptados como cenomanianos. Todos los depósitos cretácicos superiores se unifican en una zona - Globigerina - Cretacea sl. - Guembelina Zone. x

El primer surgimiento de Globotruncana appenninica Group ha -- sido aceptado como índice sobre la base del Cretácico superior -- (Cenomaniano). El Cretácico superior dividen en las unidades: Globotruncana appenninica group Zone (que incluye del Turoniano al -- Maastrichtiano). Con respecto a los Foraminíferos grandes se establecen tres grupos diferentes de edades de orbitoides: Vaughanina - Orbitoides - Lepidorbitoides; Pseudorbitoides 1,2; Pseudorbitoides 1. Consideraciones filogenéticas indican que Pseudorbitoides 1 son los foraminíferos orbitoidales más primitivos de Cuba y ---

más probablemente tienen una edad campaniana. Se destaca que a veces es muy difícil determinar si las concomunidades de orbitoides están en el lugar o han sido resedimentadas y, las determinaciones estratigráficas basadas en el material fragmentario-orbitoides son frecuentemente dudosas.

En los trabajos generalizados surgidos después de 1964, sobre la geología de Cuba y la región del Caribe (Furrazola-Bermúdez et al., 1964; Judoley & Furrazola-Bermúdez, 1971; Khudoley & Moyerhoff, 1971; Kniper & Cabrera, 1974 y otros), se hacen intentos no muy acertados de presentar en forma sintetizada la estratigrafía de las sedimentaciones cretácicas o el desarrollo geológico durante el período cretácico. Es característico para todos estos trabajos que los autores han rehusado del aprovechamiento de las divisiones litoestratigráficas, aprovechando sólo las unidades cronoestratigráficas, por lo cual en su exposición no queda muy claro cuáles complejos litológicos tienen en cuenta, cuando escriben para determinado piso, dónde aflora y con qué ha sido demostrada su edad.

Sobre la base de algunos de los grupos de fósiles han sido realizados intentos para la determinación de la edad de los depósitos cretácicos. Debido a esto que la mayoría de las investigaciones faunísticas han sido realizadas independiente y aisladamente de las investigaciones estratigráficas, más abajo haremos una revista muy breve de los conocimientos de la fauna cretácica fósil de la zona de Zaza (parte meridional de la provincia de Las Villas).

La microfauna (foraminíferos pequeños) de los depósitos cretácicos de Las Villas ha sido objeto de investigación para las necesidades de la estratigrafía por los geólogos de las compañías norteamericanas (principalmente en secciones delgadas). Los resultados de ellas se encuentran dispersos en diversos manuscritos y su aprovechamiento, en la mayoría de los casos, es prácticamente

imposible. Además, debido al método de investigación (en secciones delgadas), las determinaciones más frecuentemente son hasta género.

Un aporte al estudio de algunos plattónicos del Cenomaniano se da por Ayala-Castellanos (1962).

Los fósiles del llamado Incerto sedis son frecuentes en los sedimentos cretácicos, pero aparte de la descripción de un nuevo tipo de Stomiosphaera, publicada por Ayala-Castellanos & Seiglie (1962), no han sido objeto de investigación.

Las algas fósiles son frecuentes organismos formadores de las rocas en las calizas cretácicas, pero han sido objeto de investigación y descripción sólo en el trabajo de Jean Pierre & Rosemarie Beckmann (1966). Ellos han estudiado varias pruebas de las colecciones de Cuban Stanolind Oil Company. En el trabajo han sido señalados los depósitos, de los cuales provienen las muestras, pero no se da su posición en el perfil estratigráfico del Cretácico (véase la descripción de la formación Cantabria).

Los foraminíferos grandes, debido a su exclusiva abundancia y gran diversidad en el Cretácico de Cuba han atraído la atención de muchos investigadores. Esto es uno de los fósiles cretácicos de Cuba mejor estudiados, en lo que respecta a su morfología y taxonomía, pero no a lo que respecta su distribución y edad. Han sido establecidos muchos géneros y tipos de foraminíferos grandes, la mayoría de los cuales son conocidos sólo en Cuba o en la zona del Caribe y sólo algunos de ellos son iguales a los del Viejo Mundo.

Los trabajos más importantes sobre los foraminíferos grandes del Cretácico de Cuba son éstos de O'Connell (1919), Gravel (1930), Ellis (1932), Vaughan (1934), D.K. Palmer (1934a, 1934b), L. Rutten (1935), M.G. Rutten (1935), Thiadens (1937b), van Westen (1943), -- Sachs (1957), Seiglie (1960), Bronnimann (1955b, 1955c, 1956, 1957,

1958), Seiglie & Ayala-Castañares (1963), Cole & Applin (1970).

Foraminíferos grandes se mencionan también en muchos otros trabajos sobre la geología de Cuba. Intentos para el establecimiento de zonas estratigráficas por foraminíferos grandes se hacen en los trabajos de Bronnimann & Stander (1960), Bronnimann & Rigassi (1963), Seiglie & Ayala-Castañares (1963) y en la Geología de Cuba (Furrázola-Bermúdez et al., 1964, fig. 19). Como regla la edad de todos los foraminíferos grandes, con excepción de Orbitolina se acepta como campaniana o naastrichtiana.

Los hidrozoes y corales fósiles son restos frecuentes en los sedimentos cretácicos de Cuba. Los primeros no han sido objeto de investigación hasta el momento, y a los corales ha sido dedicada la investigación de Welles (1941). En esta publicación se describen de Las Villas algunos corales fósiles de un depósito en el -- central Perseverancia.

Descripción de Vermes fósiles del Cretácico de Cuba y Las Villas no existe. Sólo en el artículo de Seiglie (1960) entre lo otro se menciona sobre la presencia de Hamulus onyx.

Las equinidas fósiles son el segundo grupo de fósiles cretácicos que han sido objeto de numerosos estudios, y esto, gracias a los esfuerzos de Mario Sánchez-Roig (1924, 1926a, 1926b, 1949, -- 1953b, 1953c). Además de este autor, equinidas cretácicas cubanas han sido descritas también por Cotteau (1881, 1882, 1897), Jackson (1922), Lambert (1924, 1930, 1931), Weisbord (1934). Son conocidas varias decenas de equinidas taxones fósiles del Cretácico de Cuba, gran parte de las cuales provienen de la parte meridional de la provincia de Las Villas. Todos los taxones equinídicos son endémicos para Cuba o la zona del Caribe, por lo cual no pueden aprovecharse como correlaciones estratigráficas con regiones alejadas. Sin embargo, éstas pueden aprovecharse en la elaboración de un esquema estratigráfico regional. Independientemente --

del gran número de taxones establecidos, su aprovechamiento para fines estratigráficos por ahora es imposible, debido al hecho de que su estudio no ha sido acompañado de observaciones sobre la continuidad estratigráfica de las sedimentaciones, de las cuales provienen y de las partes de los perfiles, de los cuales han sido seleccionados. A veces no se indican siquiera los depósitos geográficos exactos.

Los fósiles de la clase Bivalvia son fósiles frecuentes en los sedimentos cretácicos, pero sólo el grupo de los rudistas ha sido objeto de atención, mientras que grupos de importante significado estratigráfico, como los inoceramus, no han sido conocidos, o no han sido coleccionados.

Los primeros hallazgos de rudistas en el Cretácico de Cuba se mencionan en los artículos de Sponcer (1896), Hayes et al. (1901) y Carlos de la Torre (1915). La primera descripción de rudistas del Cretácico de Cuba es hecha por Douvillé (1926, 1927). Este autor describe 13 taxones rudistas, de los cuales 7 son nuevas especies y 2, nuevos géneros.

Los fósiles descritos provienen principalmente de la provincia de Camagüey y sólo una localidad es de Las Villas. Douvillé es el primer autor que lanza la idea sobre la edad y la ~~secuencia~~ <sup>sucesión</sup> estratigráfica de los depósitos cretácicos de Cuba, que contienen rudistas. Sin observaciones de campo sobre la ~~secuencia~~ <sup>sucesión</sup> real de los depósitos y las localidades de los fósiles, sino sólo en base al carácter de las rocas que incluyen los fósiles y consideraciones generales, él lanza la idea sobre la existencia de cinco capas diferentes por su litología, fauna y edad, a saber: (de arriba hacia abajo): I - las capas con *Barrettia*, el nivel más alto con edad maestrichtiana; II - las capas con *Titanosarcolites*, con probable edad dordoniense; III - las capas con *Barrettia sparsilirata* y *Antillocapina occidentales*, con edad campaniana; IV - las capas --

con *Bournonia*, que pueden tener edad santoniana; y V - las capas - con *Caprinula cubensis*, con posible edad conomaniana o turoniana.

Este probable esquema tiene sólo un valor histórico y así como lo demuestran las investigaciones más tardías, en realidad pueden adoptarse asociaciones con *Barrettia* y *Titanosarcolites*, pero éstas se encuentran exactamente en las relaciones recíprocas opuestas.

En 1933 R.H. Palmer da un aporte al estudio de la fauna rudística de Cuba, al describir varios nuevos rudistas de Cuba, entre los cuales también dos localidades de la provincia de Las Villas - (Abreus y Sanotí Spíritus).

Un paso grande en el estudio de los rudistas se da por los -- geólogos de la primera expedición holandesa a Cuba (M.G. Rutten, - 1936 y Thiadens, 1936a para la provincia de Las Villas; Guillarry, 1937 para la provincia de Camagüey y, Vermunt, 1937 para la provincia de Pinar del Río), que hacen una revisión de los fósiles conocidos anteriormente y describen nuevos tales. Los trabajos de estos investigadores son unos de los más aprovechados en el estudio de los rudistas de la región Antillana y América Central por parte de muchos autores, basándose en éstos, al discutir los asuntos sobre la edad de unos u otros fósiles y asociaciones de rudistas. Estas publicaciones no pueden suministrar datos suficientemente seguros sobre la edad de los rudistas, ni sobre sus asociaciones, porque en una lista general hacia la "formación Habana" han sido dados todos los fósiles.

Después de las investigaciones de los geólogos holandeses, -- hasta el momento no hay trabajos descriptivos sobre los rudistas del Cretácico de Cuba o tales que traten su posición estratigráfica y edad, con excepción de los trabajos de Chubb (1956) y A. de la Torre (1960). En 1956 Chubb, uno de los mejores conocedores de la -- fauna rudista Antillana, encuentra, sobre la base de sus observaciones



en Jamaica y los datos publicados sobre los rudistas de las localidades cubanas, que en la región Antillana pueden diferenciarse tres niveles de rudistas: 1.-Fauna rudista más antigua - fauna con *Tepoyacia*, tiene edad conomaniano-turoniana y ha sido establecida sólo en Cuba (provincia de Las Villas); 2.-Fauna con *Barrettia*, con edad turoniana superior hasta coniasiana y probablemente llega hasta campaniana; 3.-Fauna con *Titanosarcolites*, con edad maestrichtiana. En su monografía de 1971 el mismo autor hace una corrección en la edad de la fauna con *Barrettia* y acepta, que los representantes de este género en Jamaica tienen edad campaniana.

En 1960 A.de la Torre igualmente por datos publicados, sin estudios de campo, publica notas críticas con respecto a las asociaciones faunísticas de rudistas establecidas por Chubb. Las notas críticas se reducen a esto, que A.de la Torre niega la independencia de la denominada fauna con *Barrettia* y afirma que los representantes de los géneros *Barrettia* y *Titanosarcolites* se encuentran juntos; sin apoyar esta afirmación con datos seguros. A.de la Torre propone la hipótesis que en Cuba existen igualmente tres grupos faunísticos de rudistas, respectivamente capas con rudistas, a saber: 1.-Fauna con *Tepoyacia*, con edad conomaniano-turoniana. El comprende este grupo en el mismo sentido que Chubb, sin ningún tipo de modificaciones y complementos; 2.-Fauna con *Durania* y *Vaccinites*. Establecida sólo en una localidad - Loma Yucatán, al norte de Camagüey. El acepta su edad como probable campaniano superior. Argumentos sobre esta edad, prácticamente no se dan; 3.-Fauna con *Titanosarcolites*. "Esta es la fauna de rudistas contenida en las capas de la formación Habana de los distintos autores, con edad maestrichtiana". En la lista de esta fauna éste incluye casi todos los rudistas crotácicos superiores establecidos en Cuba hasta aquellos entonces, sin éstos de la Loma Yucatán. No se dan ningunos datos complementarios sobre las asociaciones fósiles reales de rudistas-

on las distintas localidades, ni ningún tipo de datos estratigráficos que apoyen esta afirmación.

El artículo de discusión de A. de la Torre demuestra sólo --- cuán inseguros, incompletos e inexactos son los datos publicados sobre la posición de los rudistas en el perfil del Cretácico superior de Cuba.

En su artículo sobre ostreas gigantes Shol & Kaufmann --- (1964) dan también una pequeña lista de rudistas: *Bournonia cancellata*, *Plagiptychus jamaicensis*, *Titansarcolites giganteus*, *Præbarrettia sparsilata*, *Parastroma sanchozi*, *P. gutarti*, *Antillo carpina anulata* y *A. cuadrangularia*, establecidos junto con la -- descrita por ellos *Arctostrea aguilonae*.

El último trabajo sobre los rudistas de Cuba apareció en -- 1975 sobre algunos rudistas de la provincia de Pinar del Río (D. -- Lupa).

Las bivalvias restantes que abundan en las sedimentaciones - cretácicas de Cuba, están débilmente estudiadas y se describen o mencionan en número limitado de publicaciones. Lambert (1931), al tratar algunas equinidas de Cuba informa sobre *Inoceramus* (*Actinoceramus*) aff. *fibrosa* y *Ostrea*. En la Geología de Cuba (Furrázola-Bermúdez, 1964, pág. 58). En 1925 Raymond describe nueva ostrea de Cuba, bajo el nombre de *Ostrea adkinsi*. Las investigaciones - de Shol & Kaufmann (1964) demostraron que se trata de la <sup>ya</sup> conocida *Arctostrea aguilonae* (Böse) del Cretácico de México. En el artículo de los últimos autores se dice que, *Arctostrea aguilonae* ha sido encontrada en cinco depósitos de Cuba (tres de ellos en Las Villas) y que se acompaña por otras bivalvias como *Exogira costata*, *Northoa*, *Idonearca*, *Alectryonia* y varios tipos de rudistas (véase más arriba).

Los gastropodos fósiles del Cretácico de Cuba igualmente no-

han sido estudiados y en las publicaciones se encuentran datos muy escasos.

Douvilló (1926) describe, en la descripción de los rudistas de Cuba, también un ejemplar de *Nerinea* cf. *Requieni*, no confirmado en las investigaciones posteriores. En 1938 Knipscher describe cuatro tipos de *Nerinea* de distintos depósitos. Uno de los tipos descritos posteriormente es determinado por Woodring (1952) como un tipo nuevo. Fr. de Albear menciona también sobre el hallazgo de *Actaeonella* y *Nerinea* de algunas localidades del Cretácico superior de la provincia de Camagüey.

Cefalópodos. Ammonites y aptychus del Cretácico inferior de Cuba son hace tiempo conocidos de las llamadas Aptychi Limestones de la provincia de Pinar del Río y las partes septentrionales de Las Villas y Camagüey. Su estudio está estrechamente ligado con el estudio de la fauna ammonítica jurásica y ha habido muchas confusiones con respecto a la edad de las capas que la contienen. Estos ammonites y aptychus provienen de los sedimentos de otras zonas estructuro-faciales. Aquí se hará sólo una revisión de los conocimientos sobre la fauna ammonítica de los sedimentos del Cretácico de la zona de Zaza (las partes meridionales de la isla). La primera comunicación sobre hallazgos de ammonites en la región tratada, la hace Carlos de la Terro (1892), el cual informa sobre la localización de un ammonito de Baños de Bija (cerca de Cruces) en la provincia de Las Villas. En estos baños afloran sedimentos vulcanogénicos de la formación Tobas y areniscas del maestrichtiano (formación San Pedro). Lo más probable es que el ammonite provenga de estas últimas. Thiadens (1937), que hace el primer mapa de la parte meridional de Las Villas, escribe que no puede determinar exactamente el lugar de este hallazgo y no toma actitud hacia el mismo. --- Cuál es el destino de este ammonite, se desconoce.

Los primeros ammonites de los depósitos vulcanógeno-sedimentarios

del Cretácico en la zona de Zaza se informan por M.G. Ruten ---- (1936b). Esto encuentra en tres localidades de la parte meridional de Las Villas (sus localidades L 535, L 619 y M 604), gran cantidad de ammonitos, determinados orientadamente por Jaworsky. Se mencionan: *Peroniceras cocchini*, *Peroniceras ex aff. pricarina* <sup>t</sup>*tus*, *Peroniceras cf. cf. czornigi*, *Peroniceras sp.*, *Austoniceras-dibloyi*, *Pachydiscus cf. colligatus*, *Barroisiceras sp.*, *Crioceras sp.*

Estos ammonitos se mencionan por todos los autores que tratan por una u otra razón el Cretácico de Cuba, como prueba de que la edad de los depósitos vulcanógeno-sedimentarios llega hasta el cenomaniense (véase Imlay, 1944b y Bermúdez & R. Hallestoter, 1959, - Furrázola-Bermúdez et al., 1964). Las calizas en que han sido encontrados los ammonitos, se intercalan entre los sedimentos vulcanogénicos. Estas mismas calizas, en las localidades de las cuales han sido encontrados los ammonitos, posteriormente fueron separados (Bronnimann & Pardo, 1954) como formación Gómez y su edad, demostrada con microfósiles, como cenomaniense. Una parte de los microfósiles cenomanienses descritos por Ayala-Castaños (1962), -- provienen de estas calizas.

En nuestras investigaciones, visitamos los depósitos de M.G. Ruten (1936b) y, también encontramos ammonitos. Estas son formas albianas y cenomanienses (véase la descripción del miembro Gómez de la formación Tobas). Probablemente los ejemplares de M.G. Ruten han sido mal conservados, lo cual ha causado que Jaworsky haga determinaciones erróneas.

En la Geología de Cuba (Furrázola-Bermúdez et al., 1964), en la parte turoniano-campaniana está escrito que, además de los otros fósiles, hay también hallazgos de *Pachydiscus cf. colligatus*. Del texto no está claro, en qué depósito ha sido encontrado y cuál es

el autor que lo ha comunicado.

Para concluir la revista de la fauna ammonítica del Cretácico de la zona de Zaza, debemos mencionar que en las colecciones del Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba, se conserva un ejemplar del género *Pachidiscus* (Nº IG-3326). Según la etiqueta este ammonite proviene de la finca Simpatía, provincia de Las Villas, y ha sido coleccionado por Mario Sánchez-Roig.

Los restos de vertebrados fósiles en los sedimentos cretácicos de Cuba no son muchos. Estos son principalmente dientes, escamas o esqueletos de peces. No conocemos ni un solo trabajo donde éstos sean objeto de investigación.

Quisiéramos concluir la breve revista de las publicaciones existentes sobre el Cretácico de la zona de Zaza, solidarizándonos con la idea de Bermúdez (1963, pág.18) que, "la información que existe en las publicaciones sobre el Cretácico superior cubano, es est muy dispersa y aunque la fauna de este período en Cuba es muy bien conocida, no se ha hecho aún un trabajo de conjunto, que abarque el estudio analítico, completo y satisfactorio, sobre la complicada estratigrafía de este importante período geológico que está tan bien representado en Cuba".

Los sedimentos cretácicos de la zona de Zaza tienen una amplia distribución y, a diferencia de las partes septentrionales de la provincia (las zonas de Placetas, Camajuaní y Remedios), est tán desarrollados en facies diversificadas. Predominan las facies vulcanógeno-sedimentarias y terrígenicas, mientras que los carbonáticos están relativamente menos representados.

El complejo de sedimentos, grueso varios miles de metros con edad cretácica en la zona de Zaza puede dividirse en gran cantidad

de unidades litoestratigráficas que siguen una sobre otra o se intercalan lateralmente (véase anexo 5).

En dirección vertical en el perfil del Cretácico de la zona de Zaza se condicionan tres grupos de formaciones, diferentes por su litología y edad.

La parte <sup>más</sup> inferior del perfil del Cretácico abarca la mayor parte de los depósitos vulcanógeno-sedimentarios en la provincia. Independientemente de su enorme potencia (más de 6000 m), éstos no pueden dividirse en unidades litoestratigráficas independientes del rango de formación y por ello, los tratamos como una formación: formación Tobas, en la cual han sido separados varios miembros - Provincial, Gómez, Diego, Guas. La edad de estos depósitos (formación Tobas) abarca una parte del Cretácico inferior y los pisos inferiores del Cretácico superior (hasta el Turoniano inferior inclusive).

El segundo grupo de formaciones está separado del primero -- con discordancia regional o hiatus. Debido a la gran diversidad litológica, en este grupo se separan gran cantidad de unidades -- (formaciones y miembros) litoestratigráficas. Estas son: las formaciones Palmarito, Hilario, Maguoy, Salvador, la formación Felipe con el miembro Pelao, la formación Cotorro, la formación Arriño con el miembro Mascas, la formación Jarao, la formación Minería, la formación Carlota. Los depósitos de este grupo de formaciones tienen edad santoniana demostrada o supuesta. X r.

El tercer grupo de formaciones se dispone con discordancia angular sobre los sedimentos subyacentes y tiene edad maestrichtiana. La distribución de estos sedimentos está estrechamente ligada con la del Paleógeno en las cuencas de Santo Domingo, de Cifuentes y Cabaiguán. A este grupo pertenecen las formaciones ---- Guanaja, Esperanza y Monos en la cuenca de Santo Domingo, las ---

formaciones San Pedro y Cantabria con miembro Carolina en la cuenca de Cienfuegos, las formaciones Isabel y Lebrija en la cuenca de Cabaiguán.

## Cretácico inferior - Turoniano inferior

### Formación Tobas

1. Nombre y antecodentes. Los potentes depósitos volcánogeno sedimentarios que afloran en el territorio de Cuba, fueron separados por primera vez en una unidad litoestratigráfica independiente por los geólogos holandeses M.G. Rutten (1936b) y Thiadens --- (1937a) en la provincia de Las Villas; Gillarry (1937) en la provincia de Camagüey, Vermunt (1937) en Pinar del Río. Los geólogos Bermúdez (en Bermúdez & Hoffstetter, 1959, pág. 103) y Butterlin (1956, pág. 36), atribuyen la denominación de la formación a Thiadens (1937a). En realidad, la denominación de la formación ha sido determinada de común acuerdo entre los cuatro geólogos holandeses - M.G. Rutten, Thiadens, Guillarry y Vermunt que trabajaron en Cuba en el año 1933, publicando más tarde (1936-1937) los resultados de sus trabajos. Respecto a la denominación de la formación, el geólogo Hoffstetter (en Bermúdez & Hoffstetter, 1959, pág. 103) mantiene esa misma opinión. El primer autor/<sup>que</sup> saca el nombre a la luz, es el geólogo M.G. Rutten (1936b, pág. 5,7-10) - "Tuff series". Asimismo lo han admitido Vermunt (1937) y Guillarry (1937).

Thiadens (1937a, pág. 11) es el primer autor que hace uso del nombre "Tuff formation", al referirse a esos sedimentos que los otros tres autores holandeses mencionan bajo la denominación "Tuff series". Posteriormente Imay (1944b), Butterlein (1956) y Bermúdez & Hoffstetter (1959) optaron por la denominación de "Tuff formation".

El nombre de la formación procede de la variedad litológica-

que prevalece en ésta y no de algún homónimo geográfico. Como este nombre ha adquirido una amplia publicidad en la bibliografía geológica, consideramos inoportuno cambiarlo por otro en el presente informe. En el mapa geológico y en el presente informe mantenemos la denominación de "Formación Tobas" que propusieran los geólogos holandeses.

Las primeras informaciones detalladas sobre la formación Tobas en Las Villas aparecen en los trabajos de M.G. Rutten (1936b) y Thiadens (1937a). Este último (1937a, pág. 17) introduce por primera vez el término de "Provincial limestone" a los efectos de determinar una parte de las calizas intercaladas en esta formación. A estos autores se deben también las primeras informaciones sobre los restos de fósiles en dicha formación, no solamente en lo que respecta a la provincia de Las Villas, sino también a todo el territorio de Cuba. En el año 1936, Thiadens (1936a) publica su trabajo sobre la determinación de las Rudistas en "Provincial limestone". Este trabajo sigue siendo hasta la actualidad el único, dedicado a este grupo de fósiles del Cretácico inferior de Cuba. Los primeros, y únicos hasta la fecha de nuestras exploraciones, hallazgos de ammonitas en la formación Tobas, son los reportados por M.G. Rutten (1936b) y las determinaciones preliminares de Yaworsky. Lamentablemente las inexactas determinaciones preliminares de Yaworsky han inducido a considerarse que en esta formación participan también sedimentos del Cenomaniano inferior. En el año 1938, Knipscher publica las determinaciones de varios *Nerinea* de Cuba, entre las cuales, dos de "Provincial limestone" de la formación Tobas (*N. Plagiptychus forojuensis* Parona y *N. cf. gigantea* d'Hombr.).

Los geólogos de las compañías norteamericanas petroleras que trabajaron en Cuba hasta el año 1959, intentaron una división más



detallada de la "Tuff series", o sea, de la "Tuff formation" (de M.G. Rutten y Thaidens) de Las Villas, subdiviéndolas en numerosas unidades litoestratigráficas independientes - formaciones o cuerpos intrusivos. En sus informes no publicados aparecen los nombres que a continuación ofrecemos en orden alfabético: Alicia formación, Agabama formation, Aguacate formation, Barro formation, Bruja formación, Bayate formation, Cristóbal formation, Cumbre formation, Cabaiguan tuff, Casanova formation, Corozo formation, Escambray formation, Fomento vulcanites, Fortuna formación, Gabro BW formation, Gabro G formation, Gómez formation, Hatillo formation, Huevero formation, Yagüeyes formation, Matagua formation, Obregon formation, Potrerillo formation, Relámpago formation, Saltadero formation, - Satasa formation, Seibabo formation, Serrucho formation, Tobas y porfiritas no diferenciadas, Tuinicú group, Venega formation, Vijaca formation, Zurrupandilla diabase. Resúmenes someros de la litología de la mayor parte de estas formaciones, con indicaciones concernientes a sus localidades típicas junto con la supuesta edad, se pueden encontrar en el informe inédito de Pardo & Bronnimann (1954) y también en el informe de Hatten et al. (1958). Muchos de estos nombres han encontrado lugar en la fig. 19 de la Geología de Cuba (Furrazola-Bermúdez et al., 1964). Los nombres de ocho de estas unidades aparecen en el trabajo de Ayala-Castañares (1962) quien se apoya en los informes inéditos de Bronnimann, -- Norton, Hatten y otros autores. En cuanto a la validez de estos nombres es correcta la opinión de Bermúdez (1963) de que éstos son "indefinidos". Respecto a los numerosos nombres propuestos, al entrar a descubrir la formación, haremos comentarios sobre las posibilidades de su separación.

La formación Tobas presenta cierta diversidad litológica, que permite la separación de algunas unidades litológicas. En esa

sentido en primer lugar se sitúan los paquetes de calizas, ciertas rocas volcánicas específicas, etc. Sin embargo, no toda la formación puede ser dividida acertadamente en unidades litoestratigráficas independientes que presenten además, los rasgos indispensables para ser definidas como formaciones. En el mejor de los casos, algunas variedades litológicas específicas de la formación Tobas podrían examinarse como miembros de la formación.

En presencia de secciones normales, inalteradas por motivos tectónicos, en la formación Tobas se distinguen, con relativo acierto, dos partes: Inferior y Superior. La Parte Inferior está constituida por piroclastas, silicitas, radiolaritas y muchas rocas volcánicas. La Parte Superior ostenta una <sup>litológica</sup>diversidad <sup>relativa</sup>mente mayor. Aparecen calizas que se observan en casi toda la provincia, constituyendo un límite seguro entre la Parte Inferior y Superior de la formación. Suprayacentes a las rocas anteriormente mencionadas reaparecen piroclastitas, coladas de lava y, a veces, calizas y margas. En los casos en que por uno u otro motivo faltan los miembros calcáreos de la base de la Parte Superior, resulta imposible diferenciar las piroclastitas y vulcanitas de la Parte Inferior de las de la Parte Superior. Debido a la mayor diversidad que presenta la Parte Superior de la formación, se pueden separar, con mayor o menor acierto, unas cuantas unidades litoestratigráficas a rango de miembros. Los materiales constitutivos de la formación Tobas en la provincia, colindan al sur con los granitoides de Manicaragua que los cortan y alteran. Estas rocas alteradas se han examinado en el capítulo separado, dedicado a los granitoides de Manicaragua.

En el pasado, una parte de los materiales de la formación Tobas, la que aparece alrededor de los cuerpos ultrabásicos, ha sido separada como gabro, interpretándose como un diferenciado del magma ultrabásico, o bien como una intrusión independiente. Los

autores del nombre de la formación, con razón incluyen estas rocas en el volumen de la formación (M.G. Rutten, 1936b; el mapa geológico). Nuestras exploraciones probaron que en este caso, no se puede hablar de cuerpos de gabro independientes, sino de vulcanitas alteradas de la formación Tobas.

La formación Tobas se propaga ampliamente en la provincia de Las Villas; sin embargo, son muy pocos los lugares donde se puedan observar perfiles completos en su potencia total.

2. Localidad típica. Los autores de la formación Tobas no determinan su localidad típica. Es imposible señalar tan sólo una localidad donde se pueda observar la sección de la formación en su totalidad y cabal diversidad, razón por la cual, al proceder a la descripción de la formación, se irán señalando las localidades típicas de las distintas partes de la formación, sus miembros o sus variedades litológicas específicas.

3. Límites de la formación. El límite inferior de la formación no se observa en la provincia de Las Villas y, en <sup>la</sup> medida que se puede hacer juicio a través de la bibliografía existente, ese límite no se observa en ninguna parte del territorio de Cuba. En el extremo meridional de la provincia de Las Villas, las partes inferiores del perfil aflorado de la formación Tobas limitan, mediante un contacto intrusivo con los granitoides de Maniwaragua; en la parte central de la provincia limitan con las rocas ultrabásicas, mediante un contacto tectónico. Los datos del sondeo Jatibonico, 78, en el cual a una profundidad de 3 145 m subyacentes a las tobas de la formación Tobas, se han establecido rocas ultrabásicas (serpentinizadas), pueden tener otra interpretación y no considerarlas como substrato de la formación Tobas. Las conjeturas de ciertos autores de que la formación Tobas yace concordante o discordantemente sobre las calizas que contienen aptychus (Bermúdez & Hoffstetter, -

1959, pág. 103), no se confirman. Tampoco se confirma la información de M.C. Rutton (1936b) respecto a una supuesta asociación estrecha o interferencia con "Aptychi formation", en dirección lateral. Por todas partes los contactos de la formación Tobas y las calizas jurásico-cretácicas del sur (antigua "Aptychi formation") de las zonas de Placetas y Camajuaní, son tectónicos; en los extremos de la zona de Zaza, donde está desarrollada la formación Tobas, no afloran las calizas de "Aptychi formation".

El límite superior de la formación es claro: es erosivo. En distintas partes de la formación Tobas se cubren transgresiva o discordantemente por diferentes formaciones del Senoniano, formaciones que anteriormente aparecían reunidas bajo la denominación de "formación Habana". No obstante la aparición de formaciones vulcanógeno-sedimentarias suprayacentes a la formación Tobas, no resulta difícil su separación, debido a que éstas difieren considerablemente. Por regla general, las formaciones suprayacentes empiezan con conglomerados de areniscas en los que se intercalan calizas con rudistas y orbitoides.

4. Descripción de la formación Tobas. En los depósitos volcánicos y vulcanógeno-sedimentarios de unos cuantos miles de metros de espesor de la formación Tobas, se pueden delimitar, en rasgos generales, dos partes desiguales en cuanto a su volumen: Inferior, donde prevalecen las piroclastitas y las lavas, y Superior, de relativamente mayor diversidad litológica (calizas, margas, piroclastitas, lavas):

4. 1. Parte Inferior de la formación Tobas. Bajo el concepto de "Parte Inferior de la formación Tobas" consideramos aquella parte del perfil de la formación que se encuentra subyacente a los miembros de calizas que se intercalan en la formación y que, al parecer, ocupan igual situación estratigráfica. Estos miembros-

constituyen una clave de referencia confiable para la división de la formación en dos partes; Inferior y Superior, lo que, por otra parte, nos permite cartografiarlas por separado.

Han sido desacertados los intentos de dividir esta parte de la sección de la formación en unidades ostratigráficas independientes.

Precisamente a esta parte de la formación se refieren los nombres que a continuación señalamos y que fueron mencionados por -- los autores Pardo & Brönnimann (1954): Alicia formation, probable Bayato formation; probable Corojo formation; Cumbre formation; Yagüeyos formation; Matagua formation; Obregon formation; Relampago formation. En el informe de Brönnimann & Macauloy (1955) se agregan aún los nombres de las formaciones Potrerillo, Satasa y Biaja ca para la parte oriental de la provincia. En el año 1958 los autores Hatten et al., proponen los nombres de "Zarapandilla diabasa", "Fomento vulcanites" y "Cabaiguan Tuff".

Todos los nombres de formaciones anteriormente señalados se refieren a vulcanitas y tobas de distintos afloramientos. Estos carecen de los suficientes rasgos característicos que los diferencian unos de los otros. Tampoco tienen límites claramente expresados y no constituyen cuerpos geológicos conformados de manera que se puedan cartografiar por separado. Por lo tanto, los nombres de formaciones anteriormente mencionados han de eliminarse y sacarse fuera de su uso.

Debido a su enorme espesor y a las estructuras tectónicas favorables, la Parte Inferior de la formación Tobas aflora en vastas áreas en la región al sur de Santa Clara.

En general, el perfil de la Parte Inferior de la formación es uniforme. Las principales variedades rocosas son diferentes por sus particularidades estructurales y de textura, tobas y tobo-brachas, mantos de lavas y cuerpos subvolcánicos subconcoruantes.---

La cantidad de éstos últimos en las distintas partes de la provincia varía en límites amplios. En menor cantidad se encuentran silicitas y areniscas vulcanoclásticas.

Toba-brechas y tobas. Son las variedades rocosas más divulgadas, que forman las partes inferiores de la formación Tobas.

Tobabrechas. Las tobabrechas están formadas de fragmentos de distintas dimensiones con un tamaño de 1-2 cm a 50-60 cm, ligadas con cemento de composición tobácea. Están frecuentemente fuertemente alteradas, la matriz más débil se ha alterado y por el terreno se localizan fragmentos de tobabrecha desintegrada. En las investigaciones microscópicas de la composición de los fragmentos de las tobabrechas se establecen fragmentos de: andesitas amigdaloides piroxénicas (S 13c, S 13, K 1509a, K 1509b, K 1510, G 131); andesitas (P 1104); andesitas alteradas (K 1509c); andesitobasaltos (K 1492); andesitas hialoides (G 131); andesitas microlíticas (G 131); raramente tobas (S 13a, S 27a) y tufitas (S 13b) y exclusivamente rara vez, fragmentos de calizas (K 466). La matriz de las brechas está formada de tobas andesíticas litocristalinas-vitroclásticas. Sólo en el valle del Río Caunao, al oeste de Potrillo (K 1515, K 1516) el cemento de las brechas es calcáreo de tipo poroso o de contacto con litoclastos andesíticos y cristallitos de andesina y piroxeno. Las tobabrechas habitualmente tienen una textura masiva, sin estratificaciones. Estas forman paquetes pequeños o grandes entre las tobas.

Tobas. Las tobas son de color gris verdoso a azul verdosas; al alterarse tienen un color cremoso gris, cremoso o más frecuentemente marrón. Están bien estratificadas en estratos con un espesor desde varios centímetros a varios metros. Se observa también una gran variedad, con respecto a su composición granulométrica, -- de tobas cineríticas de granos pequeños a tobas pséfíticas de granos gruesos con transiciones a tobabrechas. Por su composición --

las tobas son mediobásicas (andesíticas). Se encuentran todas las variedades de tobas cristalovitroclásticas, cristaloclasticas y litocristaloclasticas y litoclasticas y cineríticas. Las tobas -- cristalovitroclásticas y cristaloclasticas son de granos pequeños, compactas, bien estratificadas en estratos más finos, de estructura aleuropelítica. Las tobas litocristaloclasticas son de estructura psamítica y psefítica y forman estratos gruesos (hasta varios metros).

Los litoclastos están representados por andesita (RC 436, - B 121, B 119, RC 491a), raramente por andesitobasalto (B 175) e hialobasalto (B 175).

Entre los litoclastos andesíticos se diferencian andesitas porfiríticas, afíricas, microlíticas y amigdaloides. A veces en las tobas hay también fragmentos de vidrio volcánico, completamente zeolitizado, convertido en masa microgranular (S 47b) o zeolitizado y arcilloso (S 58b). Los cristaloclastos son de plagioclasa. -- La matriz es microgranular a cristocristalina; fuertemente alterada, más frecuentemente cloritizada. En su composición se diferencian además calcita, cericita, biotita secundaria y epidota.

A menudo las tobas, especialmente las variedades cristalovitroclásticas de granos pequeños, están fuertemente silicificados.

Las tobas cristalolitoclasticas calcáreas (K 1581) se encuentran en la parte superior del perfil de esta parte de la formación en la región a 6 km al noroeste de Baez.

Tufitas y silicitas. Las tufitas participan también en el perfil de la formación Tobas. Están representadas las tobas litocristaloclasticas calcáreas (K 1512) y tufitas (G 111, G 114), con una masa cloritizada y fuertemente arcillosa, microgranular.

Las areniscas vulcanoclasticas en la Parte Inferior de la formación Tobas (S 47a, S 58c) están formadas de fragmentos de --

andesitas, muy rara vez por rocas arcillosas, un poco de cristales plagioclásicos y cemento polimineral - arcilloso, caloítico, y zeolítico.

Las silicitas tienen una distribución relativamente grande en el perfil. Son de color verdoso, azul verdes, gris oscuras a negras. Estas son compactas, duras con fractura conchoidal o irregular. Están formadas de cuarzo y calcedonia, que forman la masa microgranular y más o menos minerales arcillosos microclásticos. A veces se observan capas microscópicas, enriquecidas en minerales arcillosos y más ricos en calcedonia (S 18). Algunas de las silicitas están formadas en su mayor parte por radiolarios (K 532, -- RC 387, etc.) y cemento arcilloso calcedónico. Los radiolarios están amentonados en distintas capas finas y, en otras capas predomina el cemento. En esencia, estas rocas son silicitas cuarzo-calcedónicas-radiolaritas. En algunos casos, por ejemplo en K 522, - bajo el microscopio se observan sólo la masa microgranular de cuarzo y calcedonia y un poco de minerales arcillosos microescamosos. En las silicitas raramente se observan restos de organismos (radiolarios), a través de cuyas paredes "penetran" pequeños cristales calcedónicos y cuarzosos, lo cual habla a favor de una recristalización de la composición primaria de las silicitas.

En algunas silicitas cuarzo-calcedónicas (radiolaritos), además de radiolarios, se observan espículas de Silicispongia y otras. Los vacíos de algunos organismos están rellenos con glauconita (RC 387). En la masa microgranular básica que une a los restos de organismos, hay muchos fragmentos pequeños de plagioclasa (oligoclasa-andesina).

Las silicitas son unas de las rocas características para la Parte Inferior de la formación Tobas. Se observan en casi todo el corte y se alternan con las tobas. Una pequeña parte del perfil -



de la formación Tobas, enriquecida en silicita en la región del Río Zaza, al oeste del poblado Potrerillo, ha sido separada por Wassal (en Bronnimann & Pardo, 1954) como "formación Viajaca".

Diabasas, porfiritas diabásicas, porfiritas diabásicas espiliticas, diabasas espiliticas, espilitas.

Diabasas. Estas rocas se encuentran en forma de cuerpos pequeños o grandes, incluidos concordantemente entre las piroclásticas.

Las diabasas (K 1469, K 1459) están formadas de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, biotita, cuarzo, mineral metálico, apatito. La plagioclasa está en cristales idiomórficos en placas y, más raramente, en cristales más grandes porfiróidicos. Por composición es andosina a labrador, arcillosa, seritizada, más raramente clara, agrietada o con desarrollo a partir de láminas selectivamente de un mineral fémico (?). En los intersticios entre los cristales -- plagioclásticos observamos piroxeno monoclinico y minerales secundarios. El anfíbol es de tipo uralítico, y la biotita está en escañas y agregados irregulares, metasomática, a menudo desarrollada por granos minerales. El cuarzo es secundario. La estructura es diabásica con elementos de porfirica.

Porfiritas diabásicas. Estas rocas están más ampliamente divulgadas, igualmente se encuentran en forma de cuerpos (G 676, G 704, etc.) entre los sedimentos piroclásticos. Están estrechamente asociadas con las porfiritas diabásicas espiliticas. Los minerales porfiricos son la <sup>plagi</sup>plagioclasa y el piroxeno. La plagioclasa es andosina a labrador, seritizada, saussuritizada, carbonatizada, raramente cloritizada por las láminas (G 704). A partir del piroxeno (K 222) se desarrollan pseudomorfosis parciales o completas de calcita, más raramente hay productos variables de clorita y calcita (RC 418a) y uralita (RC 474, D 110).

En la matriz de los pórfiros diabásicos participan microlitos plagioclásicos y piroxénicos, granos de minerales metálicos, clorita secundaria, epidota, cuarzo y calcita. Los microlitos plagioclásicos son prismáticos alargados (G 704) y más claros que los fenocristales. En algunas porfiritas diabásicas (K 457) hay un poco de pórfiros de feldespato potásico. Al norte de Fomeno (E 196) las porfiritas diabásicas están intensamente cuarcificadas. La estructura de las porfiritas diabásicas es porfírica y diabásica (a veces relíctico-diabásica) para la matriz, raramente variolítica (D 110):

Porfiritas diabásicas espiliticas. Estas rocas están ampliamente desarrolladas. Las mismas contienen fenocristales de plagioclasa albitizada y piroxeno monoclinico (K 492, G 711, G 712, G 718, G 744, N 744, M 740, RC 567, RC 568, RC 448, B 173). En distintos casos (G 877, G 880) se observan fenocristales de anfíbol uraltítico. Son frecuentes las disseminaciones aisladas de feldespato potásico (K 492, K 1443, G 705, G 712, G 744). Los fenocristales de la plagioclasa y el feldespato potásico están habitualmente arcillosos. En la matriz se diferencian los minerales de la generación porfírica, cuarzo, mineral metálico, (cobre) clorita, raramente anfíboles. Las estructuras son porfírica y diabásica, más raramente variolítica (G 711, G 712, N 731, N 744, K 1443), condicionada por la existencia de esferulitas albiticas. Las últimas rocas pueden caracterizarse como porfiritas diabásicas variolíticas, espiliticas.

Diabasas espiliticas. Estas rocas están formadas de albita, clorita, cuarzo, mineral metálico, apatito, más raramente epidota y biotita (K 1422, M 229, G 724, G 741, G 655, N 743). Algunas de ellas contienen también piroxeno monoclinico (G 655, G 741), muy débilmente cloritizado (G 655). Prácticamente las rocas muestran en su estructura transiciones de espilitas (K 1422) hacia rocas -

espilíticas con oestructura diabásica. A veces están intensamente-cuarcificadas, con albita relicta; convertidas en cuarcitas secundarias (K 1423). En las diabasas variolíticas espilíticas (N 727) la albita forma plaquitas finas, o microfenocristales tabulares, irregulares más grandes. Muy frecuentes para la roca son las formaciones albiticas esferolíticas - masas radialfibrosas de mazos-oscobillas de albita acicular fina. Están representadas esferolitas grandes o agregados bifurcados en abanico del final de las plaquitas albiticas. En algunos sectores la roca es variolita y, en lugares, tiene oestructura diabásica.

Espilitas. Las espilitas (G 18, G 47, G 60, G 61) están formadas de plaquitas albiticas casi iguales en dimensiones, pero -- muestran transiciones hacia las respectivas porfiritas (G 18, G 61). Muy a menudo las plaquitas albiticas están hendidas en sus extremos (G 61). El vidrio volcánico a veces está plenamente cloritizado (G 47, G 61), o convertido en clorita, epidota y calcita (G 18). Contiene graaos metálicos y amigdaloides, rellenos de cuarzo, -- clorita y calcita, clorita y cuarzo, clorita y calcita, cuarzo y zeolitas. Las vetillas son de calcita, cuarzo y epidota. Las estructuras son espilítica, amigdaloides y opointersegmental.

Pórfidos traquíticos. Las rocas se caracterizan por tener un color cremoso a cremoso herrumbroso de la matriz finamente cristalina y cristales beige a rosados del feldespatos. Raramente están representados los pórfidos traquíticos con un color gris verdoso- (N 728, K 1425).

Los pórfidos traquíticos contienen cristales de feldespatos potásico variables en tamaño, que alcanzan un largo hasta 5 mm -- (M 255), idiomórficos, arcillosos en diferente grado. La plagioclase, es de composición albitica y está en cristales tabulares -- más largos y más claros, que forman con frecuencia intersticiones rellenas por la matriz. El piroxeno monoclinico está incluido -

raramente (K 1426) en granos de dimensiones pequeñas a medias, re nomórficos con respecto a la plagioclasa. Raramente se encuentran anfíbol primario (M 914, K 1426), alterado parcialmente en biotita y polvo metálico (M 914). Esporádicamente se encuentran cristales biotíticos con un color intensamente marrón a negro por el alto contenido de polvo metálico (M 914).

Especialmente características para los pórfidos traquíticos es el desarrollo de formaciones albíticas esferolíticas y mirmoquíticas. Frecuentemente al final de las plaquitas albíticas están formadas masas radialfibrosas de agujas albíticas y mirmoquíticas. En algunas de las esferolitas o alrededor de ellas hay cierta ferritización o mineral biotítico secundario. Más raramente (M 914) las esferolitas crecen también a partir de cristales idiomórficos de feldespato potásico. El mineral biotítico mal individualizado complementa la composición de las rocas. La biotita, desmenuada por la plagioclasa y el piroxeno, se observa en K 1426. En las rocas están presentes cuarzo y clorita como minerales secundarios, y raramente (K 1426), el cuarzo es primario, pero no supera en cantidad un 5 %. Hay también apatito metasomático en los cristales tabulares alargados.

Los pórfidos traquíticos por su situación geológica, estructuras y, en sumo grado, por su composición mineral, muestran una similitud con las rocas diabásicas y diabásicas oспilíticas más arriba descritas. El feldespato potásico, caracterizado como pórfiros aislados en las rocas diabásicas y diabásicas oспilíticas, aumenta su cantidad en la generación porfírica de los pórfidos traquíticos. Más probablemente, el feldespato potásico es un mineral primario. Sin embargo, no está excluida la posibilidad que sea un producto metasomático de las rocas de composición diabásica. En los pórfidos traquíticos se diferencian las siguientes estructuras: variolítica, esferolítica, diabásica, porfírica y micrográfica.

en los sectores mirmeguiticos.

Gabrodiabasas y porfiritas gabrodiabásicas. En el complejo rocoso de la Parte Inferior de la formación Tobas están incluidas, en pequeñas cantidades, gabrodiabasas y porfiritas gabrodiabásicas estratificadas.

Las gabrodiabasas (G 881) contienen plagioclasa de composición andesina-labrador, piroxeno monoclinico, anfíbol tipo uralítico, cuarzo, mineral metálico, clorita. Más raramente (G 706, -- N 679) hay feldespatos potásicos. A veces (G 913) la plagioclasa es saussuritizada, con composición criptolaminar y, en los granos metálicos están desarrollados agregados biotíticos en escamillas pequeñas. La estructura es gabrodiabásica. Como facies extrema de las gabrodiabasas (G 881) están desarrolladas las porfiritas gabrodiabásicas (G 881a).

Las porfiritas gabrodiabásicas están formadas de pórfidos de plagioclasa de composición labrador-andesina y un poco de piroxeno (K 1263, RC 415, G 881a) o sólo de plagioclasa (RC 572<sup>I</sup>). A partir de la plagioclasa están desarrolladas sericita y epidota selectivamente en las partes centrales de los cristales o en uno de los sistemas de las macas polieintéticas (K 1263). A veces (G 881a) por la plagioclasa están desarrolladas pseudomorfosis de clorita y calcita. En las porfiritas gabrodiabásicas uralitizadas por la plagioclasa se ha desarrollado poco de anfíbol. Raramente (G 881a) por el piroxeno monoclinico se ha desarrollado clorita. En la matriz de las rocas se diferencian plagioclasa, piroxeno, granos metálicos, titanita, apatito, clorita, cuarzo (RC 415) o sólo microlitos plagioclásicos o piroxénicos (K 1263, RC 5721). Raramente (G 881a) en la matriz se observa vidrio cloritizado y criptocristalino con microlitos de plagioclasa, piroxeno, cristallitos, granos metálicos, granos aislados de cuarzo, bastante clorita

y carbonato por los microporos y en la matriz. La estructura es porfírica, gabrodiabásica para la matriz.

Porfiritas gabrodiabásicas estratificadas en la Parte Inferior de la formación Tobos se localizan también en G 45, G 85, G 762, G 764, G 766, etc.

Andesitas, traquiandesitas, porfiritas andesíticas, lavobrecas andesíticas, hialobasaltos y basaltos. Los mantos andesíticos estratificados en el complejo de la Parte Inferior de la formación Tobas, se localizan en varios lugares en la provincia. Están representados por andesitas piroxénicas y más raramente, andesitas anfibólicas.

Las andesitas (M 252, K 1427, K 392) tienen pórfiros de plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa es de composición labrador, fresca, incluyendo granos piroxénicos poiquilíticamente. Entre los fenocristales piroxénicos se diferencian piroxeno monoclinico (M 252) o piroxeno monoclinico y rómico (K 392, K 1427). Los minerales de la generación porfítica no han sido afectados por los procesos de alteración. En la matriz de la roca están incluidos microlitos plagioclásicos, granos pequeños piroxénicos y de minerales metálicos y vidrio volcánico. Los microlitos plagioclásicos por su composición son albíticos a oligoclásicos, penetrados en la cristalización simultánea por la matriz a ambos extremos parcial o completamente (M 252, K 1427). El vidrio volcánico es irregular, marrón a gris marrón, con índice de refracción más bajo que el del bálsamo canadiense. La estructura de las rocas es porfírica e hialopelítica para la matriz. En algunos casos sólo las andesitas han sido afectadas por procesos de alteración. En K 480 el piroxeno está parcial o plenamente cloritizado. La alteración por las grietas del piroxeno en clorita se observa en las andesitas en D 28, en las cuales por la plagioclasa en sus partes ----

centrales o por sectores están desarrollados clorita y minerales arcillosos.

En las andesitas anfibólicas (K 448) los pórfiros están representados por plagioclase de composición andesina y anfíbol opaco, con pseudomorfosis parciales o totales de mineral metálico.

Las traquiandesitas están representadas de manera completamente esporádica. Conjuntamente con los fenocristales de la plagioclase y el piroxeno, las traquiandesitas (RC 785) contienen también pórfiros de feldespato potásico. El feldespato potásico incluye poiquilíticamente piroxeno. La matriz es criptocristalina con micro litos plagioclásicos muy pequeños, granos pequesísimos de minerales metálicos y cuarzo secundario, y clorita en los microporos de la roca. La estructura es porfírica.

Las perfiritas andesíticas con fenocristales de plagioclase y piroxeno están más escasamente presentadas. La plagioclase varía en su composición en dependencia de la intensidad de los procesos de albitización de la andesina (RC 422a) a través de oligoclase-andesina (RC 427), oligoclase-albita (RC 425) hasta albita (RC 422, D 27). En la plagioclase están desarrolladas sericita y clorita (RC 422a), clorita (D 27), calcita y minerales arcillosos (G 49). El piroxeno de la generación porfírica (D 27) en sus partes centrales está intensamente cloritizado, a veces intensamente carbonatizado (G 49) o sustituido por epidota (G 59). Raramente la matriz está plenamente cristalizada (RC 422), formada por plagioclase, mineral metálico y minerales secundarios - cuarzo, epidota y clorita. Más frecuentemente en ella hay vidrio volcánico - criptocristalino o vidrio básico marrón (RC 427). La estructura es porfírica.

Las lavobrechas andesíticas son verde oscuras a verde negras y gris violetas, duras, con pedazos que alcanzan hasta 30-40 cm -

en diámetro y, en algunos casos, (K 1808) también hasta 1 m. Entre las lavobrechas (G 15) se observan coladas andesíticas (G 14, G 16). A veces (G 119) las lavobrechas tienen una textura en manto bien expresada. Los fragmentos de lava tienen pórfiros de plagioclasa y piroxeno monoclinico (S 22, K 1808). La plagioclasa es la brador, débilmente argilizada o cloritizada, predominando significativamente en cantidad sobre el piroxeno. A veces (K 1808) los cristales piroxénicos más grandes están alterados totalmente en clorita y carbonato. La matriz es de microlitos plagioclásicos, probablemente andesíticos, con estructura fluidal (S 22), o con un poco de vidrio volcánico, granos pequeños de minerales metálicos y clorita (K 1808). El cemento de las lavobrechas es de composición andesítica. Las lavobrechas andesíticas (RC 430) contienen fragmentos de rocas volcánicas microlíticas afíricas o porfíricas, fragmentos de rocas volcánicas albitizadas (?), cuarzoificadas o zeolitizadas con vidrio volcánico fuertemente cloritizado. El cemento de las lavobrechas está formado por plagioclasa porfírica arcillosa y saussuritizada, microlitos piroxénicos y vidrio volcánico parcialmente cloritizado. La estructura es brechosa y porfírica, y criptocristalina para la matriz. Las investigaciones microscópicas demuestran una composición andesítica de los aglomerados de la lavobrecha también en G 15.

Los hialobasaltos y los basaltos están incluidos muy raramente en la Parte Inferior de la formación Tobas.

Los hialobasaltos (RC 278b, RC 290) tienen matriz hialínica-intransparente, probablemente por la existencia de polvo hematítico fino. Se diferencian microlitos plagioclásicos pequeños. En la matriz abundan burbujas llenas de calcita, más raramente de opodota. Hay pórfiros de plagioclasa que está totalmente albitizada y de piroxeno relíctico, sustituido por calcita. En la plagioclasa hay inclusiones de la masa hialínica. La estructura es hialínica,



porfírica, y la textura alveolar.

Los basaltos (RC 530) están formados por pórfiros de plagioclasa básica y piroxeno. La plagioclasa está débilmente sericitizada. Los cristales de piroxeno están casi plenamente sustituidos por clorita, serpentina (?) y, a veces, carbonato. Alrededor de los fenocristales se observa una envoltura compacta marrón de vidrio volcánico, que más tarde está descolorada débilmente y, parcialmente recristalizada - se observan cristales de piroxeno. El vidrio está parcialmente cloritizado. La estructura es porfírica con matriz variolítico-hialina.

Las variedades rocosas más arriba descritas, alternan unas con otras. Naturalmente en dirección horizontal y vertical se observan diferencias, expresadas en la predominación de una u otra variedad.

En la región de los poblados Palmira, San Fernando de Camarones, Petrorillo y al este hasta la carretera de Santa Clara - Manicaragua, predominan las piroclastitas, tobabrechas, tobas andesíticas diferentes por composición granulométrica, relativamente pocas silicitas y cuerpos de rocas magnéticas - andesitas, diabasas, gabrodiabasas. Un corte muy bueno de las piroclastitas puede observarse en Mal Tiempo, por el Camino de Las Glorias (fig. 32, perfil A-B). Por este camino a lo largo de cerca de 6 km (de Mal Tiempo a Río Caunao), casi ininterrumpidamente afloran tobas y tobabrechas y una fina colada andesítica. Las tobas (K 1509) están formadas por litoclastos y cristaloclastos, unidos por una masa finamente granular de la misma composición y calcita micro- a medio cristalina. Los litoclastos son principalmente de dimensiones de gravillas, representados por distintos tipos de andesitas: porfíricas (pórfiros de plagioclasa) a afíricas, microlíticas o amigdaloidicas. Los cristaloclastos son casi exclusivamente de andesina. La estructura es litocristaloclastica, psamitogravillosa. --

Entre la composición de los fragmentos de las tobas se encuentran fragmentos de andesitas amigdaloides piroxénicas (K 1509a, - K 1508b) y andesitas alteradas (K 1509o). En las andesitas amigdaloides piroxénicas, la plagioclasa de la generación porfírica es labrador, no alterada, con gran riqueza de formas entrecrecidas. El piroxeno porfírico es idiomórfico, no alterado. La matriz contiene microlitos plagioclásicos y piroxénicos y mucho mineral metálico. Se observa gran cantidad de amígdalas, formadas por franjas concéntricas de calcita, clorita y cuarzo, calcita y cuarzo y cuarzo y clorita.

Al sur del corte mencionado y del Río Caunno, hasta los granitoides de Manicaragua, la Parte Inferior de la formación Tobas está cortada por gran número de fallas y no puede hacerse un perfil relativamente exacto. Aquí la facies principal son las tobas y las tobas con relativamente pocos cuerpos de diabasas, porfiritas diabásicas y andesitas. Merecen señalarse las brechas cristaloglúclásticas calcáreas (K 1515, K 1516). Están formadas de un 60-70% de componente piroclástico con dimensiones psamíticas y gravillocas, cementadas con calcita de granos medios a grandes, que forma un cemento de tipo de contacto. Están representados trocitos de andesitas, muy a menudo con vidrio volcánico arcilloso, y cristaloclastos de plagioclasa (andesina) y piroxeno. La estructura es pseudo-psamítica y porosa de contacto. Al norte de la falla grande, las rocas volcánicas están muy fuertemente alteradas. Son porfiritas diabásicas espiliticas, cuarcificadas, argilizadas y sericitizadas.

Al noreste del poblado Potrerillo, por el terraplén de Potrerillo a San Juan de los Yeros, se observa igualmente un corte bien aflorado de la Parte Inferior de la formación Tobas (fig. 32, perfil C-D). Al principio del corte, en el poblado Potrerillo y -

al noreste del mismo, en una distancia de alrededor de 3 km (= es  
pesor alrededor de 2 000 m) casi ininterrumpidamente afloran toba  
brechas de fragmentos pequeños en alternación con tobas psamíticas  
y psefíticas bien estratificadas. Sigue un cuerpo de porfiritas -  
gabrodiabásicas, intercalado concordantemente entre las piroclasti  
tas. Las porfiritas gabrodiabásicas tienen agrietamiento esférico  
característico y al erosionarse, se descomponen en esferas grandes  
hasta 1-2 m.

Los minerales porfíricos de las porfiritas gabrodiabásicas -  
(K 1263) predominan considerablemente sobre la matriz. Estos es-  
tán representados en su mayor parte por plagioclasa y menos piro-  
xeno. La plagioclasa es andesina-labrador, está alterada por seri-  
cita y epidota selectivamente en la parte central de los crista-  
les o en uno de los sistemas de maclas polisintéticas. La matriz-  
es holocristalina y formada por cristales plagioclásicos y piroxé-  
nicos considerablemente más pequeños en dimensiones y más xenomór-  
ficos. La estructura es porfírica gabrodiabásica. El espesor del-  
cuerpo gabrodiabásico es de alrededor de 140 m y se sigue a lo --  
largo de más de 2 km. Sobre el cuerpo gabrodiabásico, en un inter-  
valo de 750 m (= espesor alrededor de 350 m), yacen casi ininte---  
rrumpidamente tobabrechas con raras intercalaciones de tobas psam-  
íticas y psefíticas. Sobre este paquete de piroclastitas se encuen-  
tra nuevamente un cuerpo de rocas gabrodiabásicas con un espesor-  
de alrededor de 300 m, completamente iguales a las de K 1263. ---  
Aquí se observa muy bien el contacto inferior del cuerpo. Esto es  
plenamente concordante a la estratificación de las tobas subyacen-  
tes. No hay ninguna huella de influencia de contacto. Sobre el --  
cuerpo gabrodiabásico, junto a las calizas del miembro Provincial-  
(K 1519), hay afloramientos parciales de piroclastitas (tobabrechas  
y tobas) y varias coladas finas de rocas volcánicas.

Un corte similar se observa también por el camino de Jorebada

hacia el central Osvaldo Herrera (ex Pastora). Bo Jorobada al norte (K 703, K 702, K 701, fig. 32 - perfil E-F), afloran casi ininterrumpidamente tobabrechas con intercalaciones de tobas y raramente silicitas. En la parte superior del corte, muy cerca de las calizas suprayacentes del miembro Provincial, se observan dos coladas andesíticas. Al este de este perfil, las andesitas afloran bien en K 696 (en el pie occidental de la Loma Cantarilla). Estas son andesitas piroxénicas, con pórfiros de augita y plagioclasa - argilizada (andesina). Su matriz es microlítica, plagioclásica y augítica, un poco de vidrio volcánico desvitrificado y granos secundarios de cuarzo de dimensiones pequeñas. El corte al sur de Jorobada por el camino hacia el Jíbaro es distinto (fig. 32, perfil G-H). Por este camino se localizan las partes más inferiores del corte de la formación. Al sur, las partes más bajas de la formación contactan con los granitoides de Manicaragua y están alteradas. Además, están cortadas por cuerpos y diques de rocas ácidas.

Al norte, es decir más arriba por el corte, las capas se hundon monoclinamente hacia el norte y afloran bien. En el perfil - , aquí también, predominan piroclastitas con intercalaciones de silicitas y varias coladas de rocas volcánicas. Las rocas de la colada más superior (B 118) son andesitas amigdaloides. Las masas - glomeroporfíricas de plagioclasa casi completamente silicificada, están dentro de una masa vítrea negra con escasos microlitos de plagioclasa y amígalas, rellenas de carbonato, plagioclasa, clorita, biotita, carbonato, cuarzo y anfíbol. Las dimensiones de las amígalas son diferentes de 0.05-0.5 mm. La estructura de las rocas es porfírica, amigdaloidica.

Sobre esta colada, junto al entronque del Callejón del No---vie, afloran nuevamente piroclastitas y, en el propio entronque - tobabrechas de fragmentos grandes. Los diferentes fragmentos son-

de un tamaño de 5-10 cm a 40-60 cm, redondeados, algunos con fracturas concéntricas. La matriz predomina en cantidad y está representada por tobas psamíticas a psefíticas de composición andesítica.

Al este de los últimos dos perfiles, junto a la carretera de Santa Clara-Manicaragua, el perfil de la formación es el mismo. Por la carretera Santa Clara-Manicaragua entre la Loma Zambumbia al sur y la Loma Pico Alto al norte y al este, hacia el poblado María Rodríguez (fig. 32, perfiles K-L, M-N), Minnas Bajas y por el valle del Río Agabama, las partes más inferiores de la formación están cortadas por una gran cantidad de cuerpos y diques de rocas subintrusivas y subvolcánicas de composición ácida, que forman la Loma Zambumbia y las alturas situadas más al este.

En medio de la zona de distribución de las rocas subvolcánicas y subintrusivas de composición ácida, existen muchos relietos de los materiales de la formación Tobas, en la mayoría de los casos fuertemente alterados por procesos hidrotermales.

Al norte, es decir en las partes más superiores del perfil, se encuentra un intervalo, en el cual predominan las piroclastitas con intercalaciones de silicitas, tufitas silicíticas (G 114), tufitas (G 111) y tobas de cenizas (G 83). En la tufita silicítica (G 114) y la tufita (G 111) se observan partículas de cuarzo y plagioclasa con dimensiones hasta 0.01 mm en una masa fuertemente argilizada con escamillas cloríticas y sericíticas, polvo mineral metálico, hidroóxidos férricos. Hay abundancia de radiolarios que están carbonatizados y silicificados. La estructura es aleuropelítica. Las rocas tienen una textura paralela, condicionada por la disposición paralela de las formaciones carbonáticas. En las tobas de cenizas (G 83) se encuentran también formaciones esféricas, más probablemente de radiolarios, formados por cuarzo.

La parte del perfil de la formación Tobas en la región descrita ha sido señalada por los geólogos norteamericanos (en Bronni--mann & Pardo, 1954) como "Relampago formation".

Sobre el paquete con predominación de tobas sigue un paquete con un espesor de alrededor de 500 m en el poblado María Rodrí--guez, en el cual predominan las rocas volcánicas. Estas son ande--sititas piroxénicas (RC 418), porfiritas diabásicas (K 238 y RC 442) y porfiritas diabásicas espilíticas (RC 441). Sobre éstas sigue --nuevamente un paquete de tobas (K 236 - K 37), con un espesor de --alrededor de 350-450 m (fig. 32, perfil M-N). En el perfil señala--do sobre las tufitas yacen nuevamente porfiritas diabásicas y so--bre ellas, junto a las calizas del miembro Provincial, no hay ---afloramientos. X

En el corte por la carretera Santa Clara-Manicaragua (fig. 32 perfil K-L) no se observan paquetes de rocas volcánicas, probable--mente debido a la falta de afloramientos. Sólo al sur de Matagua, entre las tobabrechas, se encuentra un cuerpo en forma de sill de porfiritas gabrodiabásicas (G 85), que son interesantes como mate--rial decorativo.

Al norte del poblado Matagua no hay afloramientos. -----  
En la parte norte del mismo pueblo (K 221) <sup>aglomerados y tobas</sup> afloran tobas bien es--tratificadas, y sobre ellas porfiritas diabásicas fuertemente al--teradas (D 111).

Después de un intervalo de alrededor de 1 km (=espesor alre--dedor de 400 m) al pie de la Loma Pico Alto a 70 m debajo de las calizas del miembro Provincial, se localizan porfiritas diabási--cas (K 222). En la generación porfírica de la roca se observan la--brador y piroxeno. Por el piroxeno se ha desarrollado caloita y --hay una pseudomorfosis calcítica<sup>s</sup> completa. En la matriz se dife--rencian microlitos plagioclásicos, clorita, calcita, cuarzo. La --estructura es diabásica.

Hasta aquí fueron descritos algunos cortes de la Parte Inferior de la formación al sur y al suroeste de la dislocación longitudinal Seibabo-Provincial. Al norte de la línea mencionada la Parte Inferior de la formación Tobas aflora bien en el costado septentrional del sinclinal de Seibabo, inmediatamente al sur de las ultrabasitas. Por razones tectónicas aquí el perfil está fuertemente reducido. Los componentes fundamentales son piroclastitas, rocas volcánicas y silicitas. Un perfil bien aflorado se observa por el Callejón de las Vegas Nuevas, a unos 5-6 km al sur-suroeste de Santa Clara (fig. 32, perfil I-J). Inmediatamente al sur de las serpentinitas, es decir en la parte aflorada más inferior del corte (los estratos en este corte son verticales), afloran alrededor de 200 m de tobas fuertemente desmenuzadas, brechadas, en lugares convertidas en milonitas; tobas de granos gruesos y medios, algunas fuertemente silicizadas; tobabrechas y silicitas. Sigue un cuerpo en forma de estrato, incluido concordantemente entre las piroclastitas de porfiritas diabásicas espilíticas (K 1336). En la generación porfírica están representados plagioclasa y muy poco piroxeno, anfíbol y feldespatos potásico. La matriz de la roca está formada por plagioclasa, menos anfíbol y, raramente, se observan cuarzo y mineral metálico. La estructura es porfírica y diabásica.

Sobre ellas se encuentran 130 m de alternación de tobabrechas, tobas y silicitas, y más arriba nuevamente porfiritas diabásicas espilíticas (K 1337). A diferencia de las porfiritas diabásicas espilíticas en K 1336, aquí tienen una matriz microgranular compacta y grandes pórfiros de plagioclasa (hasta 3-4 mm). Se diferencian pórfiros principalmente de plagioclasa y poco piroxeno y anfíbol. La plagioclasa es albita. El anfíbol es uralita. La matriz está completamente recristalizada y existen microlitos plagioclásicos y anfibólicos y mineral metálico. La estructura es --

porfírica y diabásica.

Después de 15 m de malos afloramientos de tobas, se encuentran alrededor de 10 m de rocas oscuras a negras (K 1338) con muchas amígdalas, rellenas de calcita y zeolitas. Estas son porfiritas diabásicas espilíticas. Los fenocristales de la plagioclasa están en pequeñas cantidades, cortoprismáticos, con estructura entrecrecida por la ley albitica y con macclas combinadas. La matriz es holocristalina, formada por piroxeno y plagioclasa. Se observan amígdalas, rellenas de cuarzo y calcita. No está claro si esto es una colada entro las tobas o un dique.

Al sur siguen tobahrechas de fragmentos pequeños a medios, con textura masiva. Están formadas por fragmentos de rocas volcánicas y cemento tobáceo. Nuevamente siguen 50 m de porfiritas diabásicas espilíticas. Sobre éstas en un intervalo de alrededor de 300 m casi ininterrumpidamente, afloran tobas psamíticas y psamíticas en alternación con tobas de granos pequeños. Sin contacto inmediato sobre estas piroclastitas se encuentran las calizas del miembro Gómez (K 1339).

Una parte del corte más arriba descrito, ha sido señalado como "Obrogen formation".

Del perfil descrito al este, siempre en el costado del sinclinal de Seibabo (véase fig. 32), la parte Inferior de la formación Tobas se observa como una franja ininterrumpida entre las serpentinitas de Santa Clara al norte y la franja de calizas del miembro Gómez al sur. En todas partes está representada por tobahrechas, diferentes tobas y silicitas con diferente cantidad de cuerpos de rocas ígneas (diabásicas, porfiritas diabásicas y andesitas). En el contriclinal oriental del sinclinal de Seibabo, en la región al norte de Bóez y al oeste y noroeste de Guaracabullo, en la Parte Inferior de la formación Tobas, aparecen también cuerpos



de pórfidos traquíticos (K 1432, M 255, K 1423, K 1386-87, M 232), descritos detalladamente más arriba.

Al sur de la mina Descanso, del sur al norte, es decir de abajo hacia arriba, se observa el siguiente perfil (véase anexo 7- y fig. 32, perfil S-T). El límite de la formación Tobas y las serpentinitas es tectónico. Al sur de las serpentinitas, a una distancia de alrededor de 600 m (=espesor alrededor de 400-500 m), hay afloramientos parciales (K 1422) de tobas y rocas microgranulares verdes oscuras fuertemente alteradas (K 1422). Estas son -- diabasas espilíticas, formadas por cristales laminares de albita, cuarzo, clorita y menos epidota.

Siguen alrededor de 10-15 m de rocas magnéticas gris claras de granos pequeños a medios. Estas forman una pequeña cresta alargada al este del camino de Mina Descanso a Guaraobulla (K 1425). Visiblemente están incluidas concordantemente entre los sedimentos piroclásticos. Las investigaciones microscópicas mostraron -- que son pórfiros traquíticos.

Al sur sigue un intervalo de alrededor de 350 m (=espesor de unos 250 m), en el cual no hay afloramientos. Sin embargo, se observan fragmentos de tobas fuertemente alteradas. Al este de la línea del perfil (cerca del camino de Guaraobulla hacia la Mina -- Descanso, K 1424), afloran tobabrechas de fragmentos pequeños -- fuertemente alterados hidrotermalmente en alternación con tobas -- políticas y psamíticas. En la espilita fuertemente cuarcificada, -- convertida en cuarcita secundaria, se observan relictos de albita de láminas largas y mucho cuarzo en la matriz, en nidos y por vetillas, así como escamillas cloríticas sueltas.

Sobre el intervalo sin afloramientos nuevamente se encuentran alrededor de 30 m de rocas ígneas granulares, casi plenamente cristalinas, que no se diferencian de los pórfiros traquíticos que

se encuentran más abajo en el corte. Sobre éstas afloran alrededor de 140 m de rocas volcánicas de color oscuro a negro. Estas tienen una matriz compacta y un poco de pórfiros de plagioclasa. No se diferencian de las andesitas que se encuentran en las partes superiores del perfil (K 1427). En la parte superior de este cuerpo magmático yacen nuevamente rocas granulares, casi completamente cristalinas de color gris - pórfiros traquíticos (K 1426). Los pórfiros traquíticos de K 1426 continúan al oeste y se localizan en M 231.

Sobre los pórfiros<sup>d</sup> traquíticos siguen tobas psamíticas y polí<sup>f</sup> ticas con intercalaciones de tobabrechas. Sobre ellas se extiende nuevamente una colada de lava de andesita<sup>h</sup> hiperstheno-augítica de color oscuro a negro con matriz compacta, vítrea y muchos pórfiros de plagioclasa (labrador). Los pórfiros de los minerales piroxénicos no han sido alterados. En la matriz se observan microlitos de plagioclasa, vidrio volcánico y muchos esqueletos cristalinos, -- probablemente de piroxeno y anfíbol. El vidrio volcánico es gris-marrón, no alterado, con índice de refracción menor que el del -- bálsamo canadiense. La estructura es porfírica, hialopelítica.

Hacia arriba sigue un intervalo de 350 m (=espesor alrededor de 250 m), en el cual hay afloramientos parciales de tobas. Nuevamente se encuentra una colada de andesitas (K 1428, K 1429). El espesor es de alrededor de 100 m. Aflora muy bien en el camino de Guarcabulla a la Mina Descanso y, al oeste, (K 1429, K 1428), se sigue a una distancia de más de 2 km. Las andesitas no se diferencian de las de la colada anterior. Son oscuras a negras, con una matriz muy compacta, vítrea y pórfiros de plagioclasa y mineral fé<sup>l</sup> mico. En las andesitas hay muchas geodas, rellenas de oncoedonia y cuarzo. Además, se encuentran acumulaciones de pedernal verde oscuro (K 1429).

Al suroeste de K 1428 en dirección a K 1444 (véase el anexo-7) sigue un intervalo de alrededor de 1.5 km (=espesor alrededor de 1 000 m), en el cual hay afloramientos parciales de tobas psamíticas a pelíticas, con intercalaciones de tobabrechas y silicitas.

En K 1444 afloran rocas volcánicas, gris oscuras a negras con matriz vítrea y pórfiros pequeños de plagioclasa. El espesor de la colada es de alrededor de 70-80 m. El contacto inferior de las andesitas está bien aflorado y puede verse que es concordante a la estratificación de las tobas macrogranulares que se encuentran debajo, que buzcan con  $40^{\circ}$  al suroeste. Sobre las andesitas sigue un intervalo de 350 m sin afloramientos. Sigue nuevamente una colada delgada (alrededor de 10 m) de lava (K 1443) de porfiritas diabásicas espilíticas con pórfiros muy grandes (hasta 1 cm) de piroxeno, fuertemente argilizado y plagioclasa albitizada y más raramente feldespato potásico arcilloso. En la matriz hay plagioclasa, -píroxeno, clorita, cuarzo, mineral metálico, esferulitas albiti-cas. La estructura es porfírica, diabásica y variolítica.

Sobre las porfiritas diabásicas espilíticas se encuentran --nuevamente tobas (de color gris verde) pelíticas y psamíticas con intercalaciones de tobabrechas. Sobre ellas, en K 1442, sigue nuevamente una colada de lava (alrededor de 50-60 m). A diferencia -de las anteriores, aquí <sup>f</sup> las rocas volcánicas son de matriz vítrea y un poco de pórfiros pequeños. Al sur de esta colada, junto a --las calizas del miembro Gómez (en K 1441), hay sólo un afloramiento parcial de tobas. Aquí la parte más superior del perfil de la Parte Inferior de la formación Tobas no aflora debido a la existencia de una gran falla que complica el centriclinal oriental del sinclinal de Seibabo.

Al este y oeste del perfil descrito (en K 1430, K 1432, M -255, M 254, M 232) entre los materiales de la Parte Inferior de--

Estas rocas se siguen como una franja estrecha al oeste, por más de 4 km.

A unos 2.5 km al oeste de la parte descrita del perfil de la Parte Inferior de la formación Tobas, puede observarse la continuación del perfil. En el desvío de los caminos en la localidad - Palo Prieto, afloran rocas volcánicas, probablemente andesitas -- con pórfiros gruesos de plagioclasa y mineral fémico y matriz compacta. Sobre ellos siguen (fig. 32, perfil O-P):

15 m - tobas psamíticas y pséfíticas con espesor de las capas de 0.50-1.00 m en alternación con tobas pelíticas. Se hunden con  $70^{\circ}$  al norte-noroeste ( $340^{\circ}$ );

50 m - andesita hiperstheno-augítica (K 392), de color oscuro a negro, con matriz compacta y pórfiros grandes de plagioclasa (labrador o andesita<sup>n</sup>), muy fresca, que incluye poiquilíticamente granos piroxénicos y pórfiros de piroxeno rómbico y monoclinico. La matriz contiene muchos microlitos finos de los minerales de la generación porfírica, vidrio volcánico marrón <sup>al</sup>invasado y granos de mineral metálico. La estructura es porfírica e hialopelítica. Las dos coladas andesíticas más arriba descritas no se observan en los perfiles anteriores;

3 m - tobas;

120 m - afloramientos aislados de tobabrechas;

45 m - andesitas. Al esto se observan sin interrupción hasta K 1436, lo cual hace posible el alargamiento de ambos perfiles;

140 m - sin afloramientos;

- 30 m - rocas volcánicas con matriz vítrea (K 1451). Contienen muchas geodas, rollenas de ágata y calcedonia y acumulaciones de pedernal verde. Al este se siguen a alrededor de 2 km. En K 1439, en esta colada, hay muchos geodas de ágata y calcedonia y pedernal verde;
- 350 m - afloramientos parciales de tobas y tobabrechas;
- 120 m - rocas volcánicas. En la parte inferior las rocas son masivas con matriz vítrea y relativamente pocos pór-firos. En la parte superior del cuerpo tienen textura brechosa y están fuertemente disgregadas. Probablemente pasan en lavobrecha;
- 150 m - afloramientos parciales de tobabrechas de fragmentos pequeños, tobas y estratos aislados de areniscas calcáreas vulcanoclásticas;
- cobertura: alternación de calizas y margas del miembro Gómez.

Al este de Guaracabulla-Báez-Pomonte, es decir al este de la gran zona de dislocación Báez-Pomonte, la Parte Inferior de la -- formación Tobas aflora en áreas inmensas. Debido a las estructuras tectónicas favorables en esta parte de la provincia, aquí afloran las partes más inferiores, accesibles para la observación, de la formación Tobas.

En esta área, los materiales de la formación Tobas forman un amplio anticlinal que permite que sean observados más de 6 000 m del perfil de la Parte Inferior de la formación.

La facies fundamental de la Parte Inferior de la formación Tobas son los sedimentos piroclásticos y relativamente pocas rocas magnéticas.

Perfiles muy bien aflorados en estos lugares se observan por

la formación Tobas, se establecen varios cuerpos más de pórfiros-traquíticos, incluidos subconcordantemente entre las piroclásticas. El cuerpo en M 255, K 1432 tiene un ancho de 100-200 m y un largo de alrededor de 800 m.

En el costado meridional del sinclinal de Seibabo, la parte más superior de la formación Tobas, aflora bien al noroeste del poblado Biez (fig. 32, perfiles O-P y Q-R). Al oeste de Biez por el Camino Real de Fomento y Trinidad afloran ampliamente tobabrechas, tobas y silicitas. A 1 km al oeste de Biez en Arroyo de Biez (K 1473) se observan muy bien las tobabrechas y las tobas de la Parte Inferior de la formación Tobas. Las tobabrechas (K 1473) son de fragmentos pequeños (tamaño de los fragmentos de 1-2 cm). En los fragmentos se observan cristales de plagioclasa básica, frecuentemente desmenuzados y cristales de piroxeno monoclinico. Hay fragmentos completamente cloritizados de vidrio volcánico, burbujoso, fibroso. Está manifestada la carbonatización. En K 1470 las tobas son cristaloclasticas, fuertemente alteradas.

Hacia arriba en el perfil siguen (fig. 32, perfil Q-R):

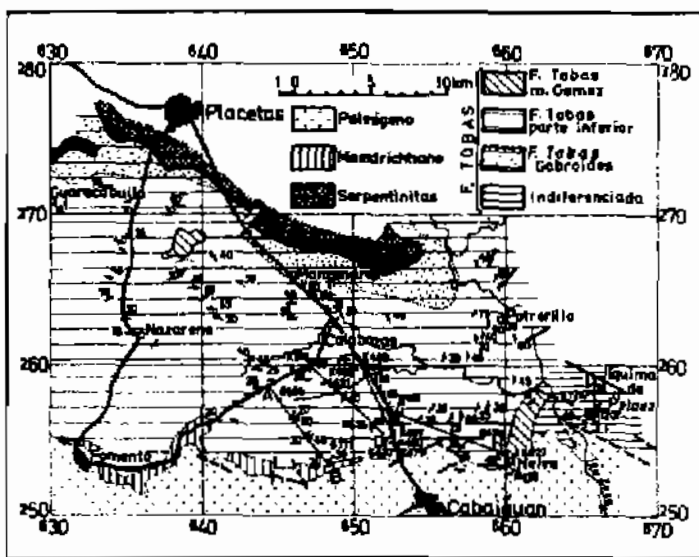
- 40 m - andesitas oscuras a negras con matriz vítrea. En lugares hay sectores formados sólo por vidrio volcánico;
- 140 m - tobas y tobabrechas iguales a las de la base del perfil;
- 150 m - rocas volcánicas oscuras a negras con matriz compacta y un poco de pórfiros de plagioclasa y mineral félico. En éstos se observan muchas amígdalas. Contienen muchas goodas con calcedonia y acumulaciones de pedernal verde (iguales a las de K 1429);
- 300 m - afloramientos parciales y muchos fragmentos de tobas;
- 20 m - rocas volcánicas, con matriz vítrea y pórfiros de --

el Camino de Fomento a Calabazar, Camino de la Carretera y Carretera Central, entre Manzanares y Cabaiguán. Aprovechando los afloramientos en estos caminos, intentaremos esbozar, en líneas generales, el perfil de la Parte Inferior de la formación Tobas (fig. 33):

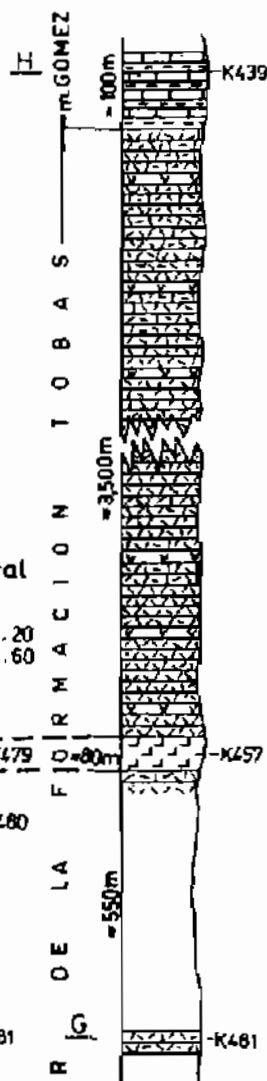
1. Por el Camino de la Carretera, las partes más inferiores de la formación Tobas que están en el núcleo anticlinal, afloran a alrededor de 1 km al sur del entronque de dicho camino con el Camino de Fomento a Calabazar (en G 655 y G 656). Estas son diabasas espilíticas, formadas por plagioclasas, piroxeno, cuarzo, clorita y mineral metálico. La clorita está desarrollada por el piroxeno, parcialmente por la plagioclasa, o junto con el cuarzo en microporos de la roca. La plagioclasa es albita. La estructura de las rocas es diabásica. Estas afloran por el camino por una distancia de alrededor de 2 km.

2. Sobre las diabasas espilíticas (G 656) en el costado meridional de la anticlinal sigue un intervalo de alrededor de 1.5 km, (espesor de alrededor de 500 m), en el cual aflora una alternación de tobas laminares grises con tobas beige de conizas, con silicitas (intervalo G 657 - G 710), y más raramente con tobabrechas. Entre las tobas y las silicitas se observan coladas estratificadas de poca potencia de porfiritas diabásicas variolíticas espilíticas.

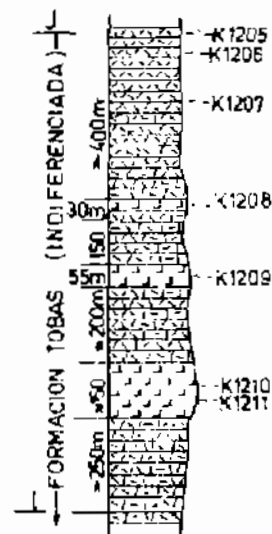
El mismo paquete de piroclastitas aflora muy bien también en el costado septentrional del anticlinal, por el Camino de Fortuna a Calabazar. Debido a que este camino cruza las capas bajo un ángulo muy pequeño, estos materiales afloran a una distancia de más de 6-7 km (K 510 - 24). Esta es una serie piroclástica de tobas aglomeradas, aglomerados, tufitas e intercalaciones de silicitas. En algunos lugares (K 512, K 514) las rocas están fuertemente --



Coordenadas:  
G-y= 257.00; x= 652.25  
H-y= 254.15; x= 660.15



**Serventia Violeta**  
Coordenadas:  
J-y= 258.70; x= 665.65  
I-y= 257.15; x= 665.65



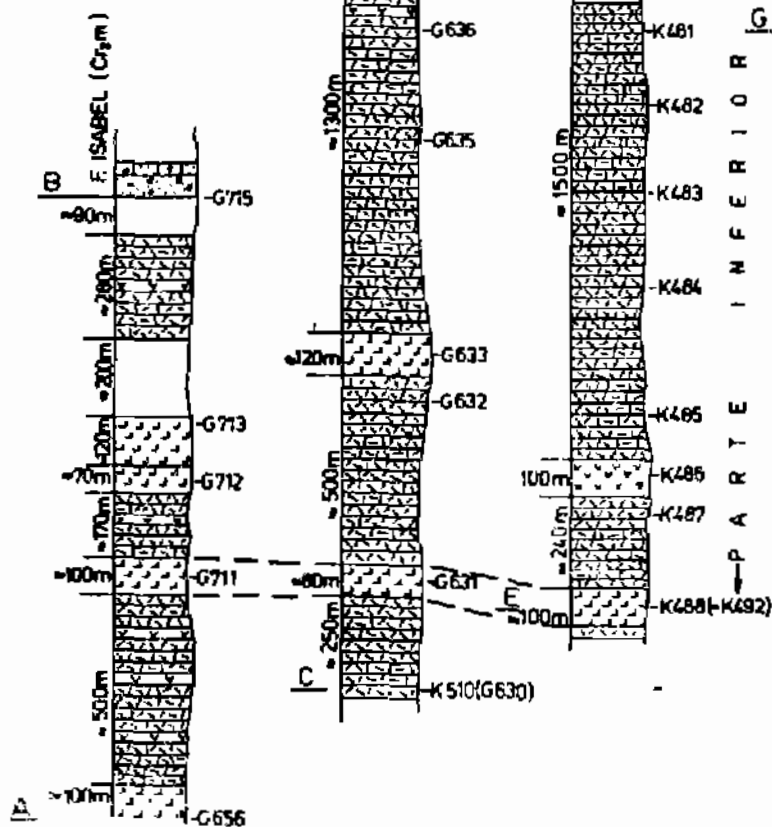
### Carretera Central

Coordenadas:  
E-y= 259.90; x= 650.20  
F-y= 255.05; x= 652.60

Coordenadas:  
C-y= 259.90; x= 647.07  
D-y= 255.35; x= 652.10

### Camino de la Carretera

Coordenadas:  
A-y= 257.65; x= 645.10  
B-y= 253.35; x= 648.45



- Colizas arenosas y conglomerados
- Piroclastos de composición media con escasos y pequeños colados de lavas
- Diabasas, porfiritas diabásicas, diabásas espiíticas, porfiritas diabásicas espiíticas
- Andesitas
- Alternación de colizas y margos
- Sin afloramiento

Fig. 33 Columnas estratigráficas de la Formación Tobas (en la región de Placetas - Cabaiguan)



tectonizadas y convertidas casi íntegramente en brecha tectónica. La composición litológica sustancial son las tobas aglomeradas, a veces (K 519) fuertemente cloritizadas. La estructura es litoclástica. Al sur de K 519 aumenta la cantidad de las silicitas. Estas son gris azuladas a gris verdosas en la superficie alteradas. Estas son silicitas cuarzo-calcedónicas. Además de la masa microgranular de cuarzo y calcedonia, contienen pequeña cantidad de minerales arcillosos microescamosos. Se observan relietos de organismos sobre los cuales crecen cristales calcedónicos y cuarzosos.

3. Sobre las piroclastitas en el costado meridional del anticlinal, yacen alrededor de 100 m de porfiritas diabásicas variolíticas espilíticas (G 711).

Sobre estas rocas siguen alrededor de 170 m de piroclastitas después de lo cual nuevamente afloran porfiritas diabásicas variolíticas espilíticas (G 712). En la generación porfírica están representados plagioclasa de composición albita y un poco de feldspato potásico, probablemente producto metasomático de la plagioclasa. En la matriz predominan los microlitos albiticos, largos, claros, que llegan a microfenocristales, penetrados en sus dos extremos por la matriz. Se observan también osforolitas albiticas, vetillas cloríticas, cuarzo de granos pequeños y mineral metálico. La estructura es porfírica, ofítica, variolítica.

Después de éstas, a una distancia de 300 m (espesor alrededor de 120 m) continúan porfiritas diabásicas espilíticas con piroxeno y cloritización parcial por la plagioclasa (G 713).

En la parte superior nuevamente se encuentran (alrededor de 200 m) porfiritas diabásicas variolíticas espilíticas.

Hacia arriba en el perfil sigue una alternación de 200 m de tobas y silicitas (entre G 714 y G 715).

Por el Camino de la Carretera, el perfil termina con alrededor de 90 m de porfiritas diabásicas espilíticas, sobre las cuales se encuentran los conglomerados de la formación Isabel.

4. Las porfiritas diabásicas variolíticas espilíticas de G 711 se siguen al noroeste y afloran nuevamente en G 631 en el camino de Manzanares a Punta de Diamante, lo cual permite añadir el perfil por el Camino de la Carretera.

5. Sobre las porfiritas diabásicas variolíticas espilíticas de G 631 al sur siguen alrededor de 500 m de alternación de piroclastitas y silicitas.

6. Alrededor de 120 de porfiritas diabásicas gris verdosas (G 633).

7. Intervalo de 3.8 km donde casi ininterrumpidamente afloran tobas con intercalaciones de silicitas (G 635 - 37). El mismo intervalo aflora mucho mejor por la Carretera Central (K 485-81). Esta es una alternación ininterrumpida de piroclastitas principalmente tobas con aglomerados. Las tobas (K 481) están fuertemente alteradas (zoolitizadas y argilitizadas), vitroclásticas.

8. Siguen alrededor de 150 m de andositas piroxénicas (K 480) afloradas muy bien en la cantera al norte de Punta de Diamante, así como al sur de G 637. Las rocas están muy fuertemente tectónicas.

9. Alrededor de 60 m, sin afloramientos, pero evidentemente las rocas son las piroclastitas.

10. Alrededor de 80 m de porfiritas diabásicas con fenocristales aislados de feldespatos potásicos, probablemente de origen metamórfico.

11. Sobre las vulcanitas del intervalo anterior, al este de los primeros afloramientos de las calizas del miembro Gómez, en

el poblado Neiva, a una distancia de alrededor de 7 km (=espesor-alrededor de 3 600 m), casi ininterrumpidamente afloran una alteración de tobas de aglomerado, tobas de granos pequeños y silicítas y muy raramente coladas oscuras de lavas. Los estratos tienen dirección norte-sur, o próximas a éstas. Al norte de la línea del perfil estos materiales afloran ampliamente por el camino de Punta de Diamante para Potrerillo (K 458 - K 65, K 436, K 532, K 2145-55, M 847). En los alrededores de K 464 y M 847 las tobas están muy alteradas hidrotermalmente - cuarcificadas y anfibolitizadas.

Las silicítas (K 532) son cuarzo-calcedónicas, formadas de radiolarios y cemento. Los restos orgánicos son esféricos con superficies lisas, raramente con retoños. Están formados de cuarzo o --- cuarzo y calcedonia. El cemento está compuesto por minerales arcillosos y calcedonia, en lugares, tiene estructura orientada. La estructura es organogénica.

Más arriba fue dada la distribución y hecha una breve descripción de la Parte Inferior de la formación Tobas en la regional sur de Santa Clara y la región de Fomento-Placetas-Cabaiguán. Hacia la Parte Inferior de la formación Tobas pertenecen también la mayor parte de los materiales que han sido mostrados en el mapa geológico como la formación Tobas No dividida y que serán examinados más abajo.

El espesor de la Parte Inferior de la formación Tobas es muy grande. Sin embargo, su cálculo exacto es difícil. Tomando en consideración el hecho de que en el sector de Fomento-Placetas-Cabaiguán los materiales de la formación Tobas forman una estructura anticlinal, realizamos un intento para calcular el espesor de esta parte de la formación (véase fig. 33). Los espesores calculados de los distintos intervalos los hemos disminuido con un coeficiente de 0.5-0.7, admitiendo, que debido a pequeñas fallas, es posible el aumento de los espesores observados. Tomando en consideración-

estas admisiones de una eventual exageración, los espesores calculados y sus correcciones, se obtiene un espesor de alrededor de 6 800 m. Este espesor debe tratarse como el más mínimo posible.--- Teniendo en cuenta también las partes no afloradas de la forma--- ción, debe aceptarse que el espesor de la Parte Inferior de la -- formación Tobas no es menor de 10 000 m.

La edad de la Parte Inferior de la formación Tobas se determi<sup>na</sup> na con respecto a sus partes superiores, demostradas con fósiles. Los miembros de la formación Tobas más antiguos, demostrados con fósiles, son los miembros Provincial y Gómez. Las partes más infe<sup>riores</sup> riores de estos miembros tienen edad Albiano superior. Por consi<sup>guiente</sup> guiente, la Parte Inferior de la formación Tobas es más antigua -- que la Superior - Albiano. En la Parte Inferior de la formación, -- además de Radiolaria<sup>4)</sup> , no han sido determinados otros fósiles.

Sin duda, la Parte Inferior de la formación Tobas tiene edad cretácica inferior. Sin embargo, por los datos existentes, no se puede dar una respuesta exacta si las sedimentaciones de esta Par<sup>te</sup> te de la formación han sido formadas durante todo el Cretácico in<sup>ferior</sup> ferior o no.

#### 4.2. Parte Superior de la formación Tobas

Más arriba fue señalado que en la Parte Superior de la forma<sup>ción</sup> ción hay una mayor variedad litológica. Conjuntamente con las vul<sup>canitas</sup> canitas y las piroclastitas, aquí se encuentran en gran cantidad -- calizas y margas, lo cual permite la separación de algunas unida<sup>des</sup> des estratigráficas con el rango de miembros. Las rocas volcáni<sup>cas</sup> cas y las piroclastitas de la Parte Superior de la formación, son similares a las de la Parte Inferior y cuando faltan los miembros calcáreos, la separación y el mapeo de ambas partes de la formación Tobas, son muy difíciles o imposibles. --- La determinación de la fauna radiolaria no se ha hecho hasta el momento por ningún autor, pero aun que haya sido realizada, sería difícil obtener datos exactos sobre la edad.

## 4.2.1. Miembro Guaos

1. Nombre y antecedentes. El homónimo geográfico de este miembro es el pueblo Los Guaos, situado a 15 km al este de Cienfuegos. Con este nombre denominamos las calizas piroclásticas y vulcanitas que afloran en las cercanías del referido pueblo, y en la región de Ariza, al norte de Cienfuegos. Las calizas que afloran al sur del pueblo Ariza por el camino de Cienfuegos a Rodas, han sido conocidas por Thiudens (1937a), habiéndolas referido a "Provincial-limestone" (su localidad V 68).

Las calizas en la región de Los Guaos, aparecen cartografiadas con bastante detalles en el mapa de Hill (1958) y denominadas también "Provincial limestone". Dichas calizas tienen semejanzas con algunas de las del miembro Provincial. Además, éstas aparecen en distintos niveles, entre los cuales existen sedimentos piroclásticos y vulcanitas.

Consideramos útil dividir estas partes del corte de la formación Tobas como miembro de esta formación, otorgándole el nombre de miembro Guaos.

2. Distribución. Los materiales del miembro Guaos afloran en dos lugares separados en la parte suroeste de la provincia.

El primero es en la región del pueblo Guaos, al oeste, al sur y al sureste del mismo. En este lugar, las calizas de ese miembro afloran en forma de estrechas franjas desplazadas por numerosas fallas, o bien en forma de pequeñas manchas entre los depósitos vulcanígeno-sedimentarios (fig. 34).

La segunda localidad es la que se encuentra al norte de Cienfuegos, en la región de los pueblos Ariza y Limones, al oeste y al suroeste de la carretera de Cienfuegos para Abreus (fig. 35).

3. Litología y localidad típica. Aunque ocupan el segundo lugar



por su cantidad, las calizas son el elemento <sup>✓</sup>constitutivo más sobresaliente del miembro, ya que afloran perfectamente bien formando elevaciones de distintos tamaños. El otro elemento son los depósitos piroclásticos y las vulcanitas. Generalmente aparecen formando las partes inferiores entre las elevaciones de calizas, y sus afloramientos no son buenos.

Las calizas son de color gris oscuro a negro y gris a gris claro. Están cruzadas por numerosas venas de calcita finas y gruesas. La potencia de las capas varía desde 1 a 2 m hasta 0.20 a 0.10 m.

Las calizas de capas gruesas son detríticas, presentando los fragmentos distintas dimensiones. Estos están constituidos por partes de organismos, o por individuos enteros de rudistas, corales, ostras, <sup>✓</sup>gastropodos, equínidos, algas, etc. En la región al sur de Limones (K 1617) y al sur del pueblo Ariza (N 566 y D 34), se observan fragmentos particularmente grandes, conteniendo individuos completos de rudistas.

Las investigaciones microscópicas de las calizas detríticas - D 1, D 3, D 5, S 1) prueban que el detritus ocupa hasta el 70-80% de la composición de la roca (D 3 y D 5), representado por fragmentos grandes de macroorganismos y algas. La mayor parte del detritus está recristalizado. En algunas muestras (D 1), además del detritus, se observan nódulos constituidos de calcita criptocristalina mezclada con minerales arcillosos. Generalmente, las impurezas terrígenas están en cantidades subordinadas distribuidas no uniformemente. Están representadas por fragmentos (redondeados o angulosos) de roca volcánica (D 1). Sus dimensiones alcanzan ocasionalmente hasta 2-3 mm. El cemento de la roca está representado por calcita microgranular.

Las calizas de capas delgadas (D 6) son comúnmente microgranulares

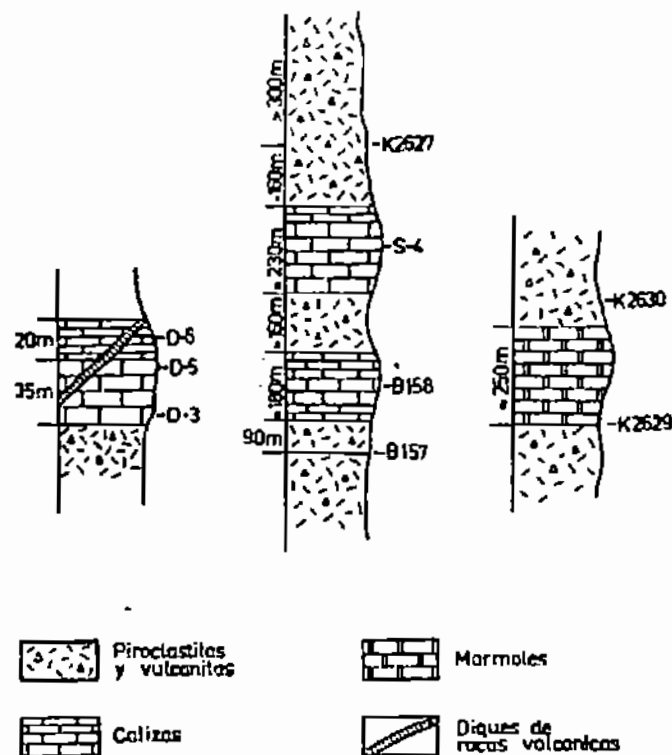
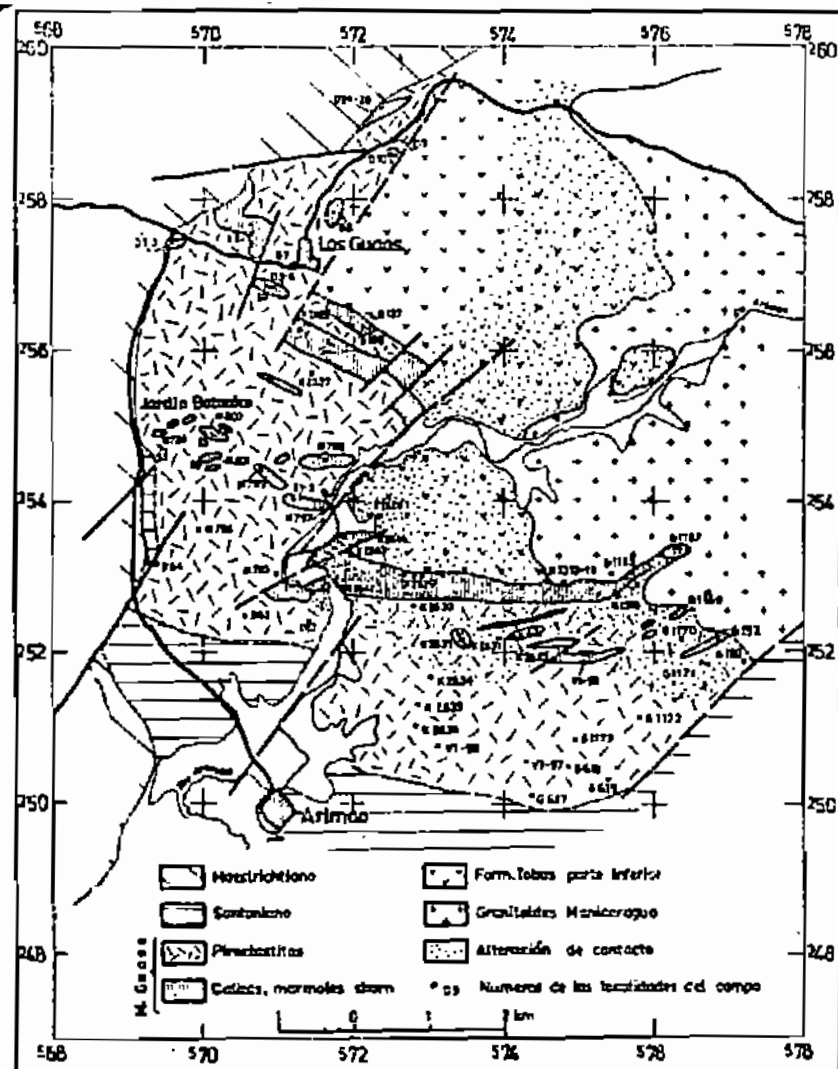


Fig.34 Mapa de la distribución del Miembro Guaos y sus columnas estratigráficas esquemáticas en el área de los Guaos, SE de Cienfuegos



Están constituidas por calcita microgranular criptocristalina, encontrándose la calcita opacada por los minerales arcillosos y materias orgánicas de color negro. Los restos orgánicos son principalmente foraminíferos pequeños (de 0.01 a 0.02 mm), recrystalizados. Raras veces se observan restos de animales vertebrados. La estructura es microgranular a criptocristalina.

Las calizas forman paquetes de un espesor de hasta 250 m dentro de los depósitos piroclásticos.

Los depósitos piroclásticos están representados por tobas con fragmentos de distintos tamaños. Cuando son microgranulares están estratificadas en capas de distinto espesor, donde las variedades de grano más fino alternan con las de grano grueso. Sin embargo, -- la mayor parte de las piroclastitas están representadas por brechas tobáceas con fragmentos grandes, cuyas dimensiones varían de 0.50 a 1 m. En ciertos lugares (K 1824), en la composición de las brechas tobáceas, aparecen bloques de calizas detríticas que alcanzan un tamaño de 2 a 3 m y que no difieren de las calizas anteriormente descritas.

Las rocas volcánicas tienen poca participación en el perfil. En la región de Guanos se encuentran intensamente alteradas (alteración por contacto), resultando difícil determinar su composición primaria. La muestra D 62 fue clasificada como diabasa uralitizada.

En la región de Guanos, además de las vulcanitas también las piroclastitas y las calizas se encuentran intensamente alteradas por los granitoides de Manicaragua. En la mayoría de las veces, las calizas están convertidas en mármoles y en skarn.

La descripción de varios perfiles darán una idea más completa de la estructura de esta unidad.

Perfil en la cantera de la localidad Dolores, a unos 500 m al suroeste del pueblo Los Guanos (D 3-6). Aquí, desde abajo hacia ---

arriba (del norte al sur) se observa el perfil siguiente:

1. En la base de la sección (al inicio de la cantera) afloran tobas de grano grueso y fino;
2. Sobre las tobas afloran normalmente calizas gris oscuras - de estratos gruesos, cortadas por numerosas venas de calcita. Su contacto con las tobas subyacentes es accidentado, - buzando con una inclinación de  $30^{\circ}$  en dirección sur-suroes- to. De la muestra D 3 tomada en la base del corte, se hace evidente que las calizas están constituidas de detritus de microorganismos (alcanzan un 70%), soldadas con cemento -- calcítico, recrystalizado. En la roca aparecen con mucha - frecuencia nidos de forma irregular rollenos de calcedonia que a veces forma esferolitos. La estructura es de micro- a macrogranular. Denominación: caliza detrítica parcial- - mente recrystalizada.

En la parte superior del perfil (muestra D 5) el material- detrítico ocupa el 80% aproximadamente, aparecen tam- - bién nódulos de calcita criptocrystalina. Estructura: nodu- lar detrítica.

Las calizas detríticas de estratos gruesos afloran en unos 40 m (=35 m de espesor aproximadamente);

3. Suprayacentes a las calizas de estratos gruesos se observa la transición a caliza detrítica de estratos delgados (0.10- 0.25 m) de color gris oscuro a negro. Esta es de microgranu- lar a criptocrystalina con fractura concoidal. Se encuentra cruzada por numerosas venas calcíticas que mantienen dis- - tintas direcciones. Está constituida (D 6) por calcita mi- crogranular o criptocrystalina. Esta última se encuentra - opacada por minerales arcillosos y materia orgánica de co- lor negro. Se observa una distribución ostratiforme fina de

la materia orgánica negra. Contienen restos orgánicos: pequeños foraminíferos (0.1-0.2 mm), están recristalizados. Son raros los restos de organismos esqueléticos. Espesor: unos 30 m;

4. El recubrimiento de las calizas no está aflorado. Las calizas de esta cantera están atravesadas por varios diques de aspecto microdiorítico. Un perfil semejante se observa en la cantera de la localidad Caldera (S 1-3), a 3 km al sur de Los Guacos. En las calizas detríticas de estratos gruesos aparecen fragmentos/<sup>terrestres</sup> angulosos o redondeados de rocas volcánicas (de a 2-3 cm).

Perfil a 1 km al suroeste de Los Guacos (B 157, B 158, S 4, -- K 2626, K 627). Desde abajo hacia arriba (del norte al sur), tiene el aspecto siguiente:

1. En B 157 en el camino, afloran tobas estratiformes psamíticas que buzan con una inclinación de  $65^{\circ}$  al suroeste ( $220^{\circ}$ );
2. Al sur de B 157, por la ladera en un intervalo de unos 200 m (espesor de unos 90 m), no hay afloramientos;
3. La loma está constituida por calizas recristalizadas, de color gris verdoso, cruzadas por numerosas venas calcíticas. En la base las calizas presentan una textura masiva, mientras que a medida que se observa hacia la parte superior, paulatinamente va apareciendo una estratificación de capas finas. Buzan al suroeste con una inclinación de  $65^{\circ}$  y un rumbo de  $220^{\circ}$ . Su espesor es de 180 m aproximadamente. Las calizas forman una pequeña loma al sur, por el camino de Los Guacos para las canteras de arena del Río Arimao;
4. En un intervalo de unos 200 m que coincide con la parte baja del relieve, no hay afloramientos, pero es evidente que

las rocas son tobáceas (=espesor 160 m aproximadamente);

5. Elevación constituida por calizas. En la base son de capas gruesas, detríticas y organógenas, mientras que en la parte superior son de capas de menor espesor (0.20-0.30 m), de color gris oscuro a negro, microgranulares. En la parte superior del perfil se observan margas aleuríticas de color gris oscuro o amarillento. Espesor: 230 m aproximadamente;
6. Suprayacentes a las calizas se encuentran tobas macro- a microgranulares bien estratificadas y pequeñas coladas de rocas volcánicas intensamente alteradas (K 2627). Al sur y al suroeste afloran tobas y rocas volcánicas, entre las que aparecen de nuevo calizas iguales a las que hemos descrito anteriormente.

Perfil a 1.5 km al oeste de Limones (fig. 35).

1. Por el tramo abandonado del camino de Limones para Abreus afloran bloques grandes bien cementados de tobabrecha, constituida por fragmentos de andesitas y cemento de material piroclástico macrogranular (K 1818). Están cruzados por numerosas venas zeolíticas;
2. Sin el contacto natural de estas brechas, afloran calizas detríticas de color gris claro. En la superficie meteorizada se observan fragmentos o individuos enteros de rudistas y gasterópodos (Merinea) en menores cantidades. Gradualmente hacia arriba, van apareciendo calizas fragmentarias en capas gruesas que contienen muchos granos terrígenos de rocas volcánicas. Paulatinamente hacia arriba, las calizas se hacen de grano más fino y en capas de menor espesor (0.05-0.20 m). Este paquete de calizas se observa muy bien en K 1817, donde tiene un espesor de 60 m aproximadamente, mientras que al este se va reduciendo hasta 10 m. La

prolongación de esta franja son las calizas detríticas en forma de grandes bloques en Limones, al sur de la carretera (D 40);

3. En un intervalo de unos 300 m no hay afloramientos, pero evidentemente las rocas son tobas (al juzgar por los fragmentos que aparecen en la capa vegetal). Espesor: unos 200 m;
4. Unos 300-350 m (=200-240 m de espesor) de calizas detríticas de grano grueso y fino que forman una pequeña loma --- (K 1821);
5. Sin contacto natural, sobre las calizas aparecen tobas en alternación con margas (K 1821). Sin duda alguna, estos materiales son de la Parte Superior de la formación Tpbas; litológicamente tienen gran semejanza con el miembro Soiba de la región al sur de Santa Clara.

Perfil del miembro Guanos, al sur del pueblecito Ariza (fig.35).

Al sur del pueblecito Ariza y al oeste de la carretera Cienfuegos-Rodas, aflora perfectamente la sección casi completa de este miembro:

1. En la base afloran calizas detríticas de estratos gruesos y textura masiva. Contienen en abundancia fragmentos de rudistas, gasterópodos, etc. Estas calizas organógenas afloran bien en la loma El Motor, a 2 km al sur de Ariza (D 34); En la parte superior del paquete, las calizas se tornan microgranulares, apareciendo también intercalaciones margosas entre los estratos calcáreos. La parte más superior aflora muy bien por la carretera Cienfuegos-Rodas, a 1.5 km al sur de Ariza (D 37). Las calizas de la parte más baja del perfil del miembro Guanos, en este lugar se observan --

como una franja estrecha dislocada por varias fallas transversales, a partir de Ariza hasta el Callejón de San Ignacio, donde forman las elevaciones al oeste de la carretera. El espesor del paquete calcáreo es de aproximadamente 150 m;

2. Intervalo de unos 900 m (= espesor de unos 500 m), donde se presentan afloramientos aislados (M 693) de tobas y tobabrechas intensamente meteorizadas;
3. Unos 50 m de calizas (M 689) ostríticas, de grano grueso y fino. Constituyen una serie entera de lomitas dentro del relieve llano de estos parajes;
4. Intervalo de unos 400 m (= una potencia de unos 200 m), donde no hay afloramientos. Al juzgar por los fragmentos que hay en la capa vegetal, se puede suponer que lo forman sedimentos piroclásticos;
5. Franjas de calizas de unos 200 m de ancho (= un espesor de 100 m aproximadamente), donde afloran nuevamente calizas (M 690-92). Estas son de color gris a gris crema, con menor frecuencia son de color gris oscuro, microgranulares. Con estas calizas termina la sección del miembro Guao;
6. Suprayacentes a las calizas anteriormente mencionadas, sin contacto natural, continúa una alternación de tobas bien estratificadas y margas a calizas arcillosas.

Perfil del miembro Guao en la localidad San Ignacio, a 750 m al sur del Callejón de San Ignacio (K 1854). Por el camino vecinal que se separa del Callejón de San Ignacio, a 1.5 km al oeste de la carretera Cienfuegos-Rodas y sigue para la cantera de la localidad San Ignacio, desde abajo hacia arriba, tiene el siguiente aspecto: (fig. 35):

1. Unos 85 m de calizas (K 1854). En la base del perfil son

de color gris oscuro a gris azulado, microgranulares a microdetriticas, cruzadas por venas calcificas que alcanzan un espesor de hasta 10 cm. En la parte superior de la seccion gradualmente pasan a calizas microgranulares de estratos delgados;

2. Suprayacente a las calizas, sin contacto natural, sigue -- una alternación de tobas y márgas, que afloran bien en la cantera de la localidad San Ignacio. Las márgas son de color gris oscuro a negro, las cuales al meteorizarse, adquieren un color marrón claro a amarillo paja. Son de estratificación delgada, de textura bandada, producto de la alternación de estratos finos (de 1-2 mm), de color claro y oscuro. Contienen escamas de pescado en abundancia. No se detectaron otros fósiles. Los estratos presentan una potencia de 0.05 a 0.20 m. Las tobas son de grano grueso, -- constituidas de fragmentos de vidrio volcánico, rocas volcánicas y raras veces de fragmentos de calizas. Los fragmentos alcanzan hasta 2 cm de dimensión. El espesor de los estratos de las tobas microgranulares oscila entre 1 m a metro y medio. Con menos frecuencia se intercalan tobas de granulometría fina, de color gris azulado a verdoso. Aparecen en forma de capas de poco espesor (0.5-0.10 m) o de mayor espesor (hasta 1 m). Los materiales aflorados en esta cantera guardan gran semejanza con los del miembro Seibabo (K 116) que afloran en las inmediaciones del central azucarero Osvaldo Herrera (antiguo Pastora).

En este perfil, solamente las calizas pertenecen al miembro -- Guasos y probablemente correspondan al paquete de calizas superior de la seccion anterior.

4. Fauna y edad. Las calizas del miembro Guasos, mayormente --

las de la base de la sección, están constituidas en su totalidad - de restos orgánicos (principalmente de fragmentos y raramente, individuos enteros). Predominan rudistas, gasterópodos, corales y --- equinoideos. En los casos donde han aparecido individuos enteros, los mismos se encuentran adheridos de tal manera a la roca que es difícil despegarlos.

Thiaden (1936b y 1937a) describe las calizas que afloran al sur del pueblcito Ariza (su localidad V-68) como Caprimuloides -- perfecta Palmer.

Las calizas del miembro Guaos, mayormente las de la base del perfil son iguales a las de la base del miembro Provincial, que afloran en las lomas Rioja, al sur de Camarones y al este de la región, al sur de Santa Clara. Las partes superiores del miembro --- Guaos y el miembro Provincial son diferentes. Esta diferencia se expresa en el hecho de que en el miembro Guaos faltan las alternaciones de calizas microgranulares a criptocristalinas con margas y muy rica en fauna de ammonitas. En el miembro Guaos predominan las calizas detríticas y microgranulares, casi sin intercalaciones de margas y muchos sedimentos piroclásticos. Tomándose en consideración que la fauna de rudistas de la base del miembro Guaos y la de la base del miembro Provincial son iguales y además, la situación estratigráfica del miembro Guaos (subyacente a una alternación de margas y tobas muy semejantes al miembro Seibabo que yace normalmente sobre el miembro Provincial), se puede decir con gran probabilidad que los sedimentos del miembro Guaos tienen una edad albiana<sup>a</sup> superior-cenomaniana<sup>a</sup>.

#### 4.2.2. Miembro Provincial

1. Nombre y antecedentes. Este nombre fue utilizado por primera vez por Thiaden (1937a, pág. 17) "Provincial Limestone", al referirse a una parte de las calizas intercaladas entre la formación



Tobas, en la región del pueblo Provincial.

Posteriormente los geólogos de las compañías norteamericanas, al referirse a estas mismas calizas, utilizan otros nombres: "Formation Cristóbal", y "Formation Casanova". Los datos concernientes a estas formaciones fueron resumidos por Bronnimann & Pardo (1954). Los geólogos norteamericanos denominan "formación Cristóbal" las porciones inferiores del complejo calcáreo que se extiende en la región al sur de Santa Clara, nombrando "formación Casanova" la parte superior del mencionado complejo. Los nombres de estas dos formaciones se encuentran en la Tabla 19 de la Geología de Cuba (Furrazola-Bermúdez et al., 1964), sin mencionarse en el texto.

Ayala-Castañares (1962), alogiando a Bronnimann, hace uso del nombre "formación Casanova", pero sin hacer la descripción de esta unidad, por lo que Bermúdez con razón en el año 1963 categorizó la formación Casanova como "nombre no definido".

Los nombres "formación Casanova" y "formación Cristóbal" aparecen como sinónimos del nombre "Provincial Limestone" de Thiadens (1937a). Los dos primeros nombres han de ser puestos fuera de uso, conservando el nombre Provincial, y más aún cuando éste último aparece en la bibliografía de Cuba y la región del Caribe (Imray, --- 1944b; R.H. Palmer, 1945; Bermúdez & Hofstetter, 1959). Nosotros consideramos que esta unidad tiene rango de miembro de la formación Tobas.

2. Localidad típica y litología. Thiadens (1937a) no señala con exactitud la localidad típica, pero al juzgar por el texto y su mapa geológico, se puede afirmar con seguridad que al referirse a "Provincial Limestone", el autor ha tenido en cuenta los afloramientos de la Sierra María Rodríguez, al sur del pueblo Provincial.

Bronnimann & Pardo (1954) señalan el ostratotipo de la "formación Cristóbal" en la elevación situada al este de la carretera

de Santa Clara a Manicaragua, a 3 km al norte de Matagua. El de la "formación Casanova" se señala por la misma carretera, a 2 km al sur de Seibabo. Partiendo de las localidades señaladas es obvio que al hablar de "formación Cristóbal" se tienen en cuenta las calizas de la base del miembro Provincial, considerándose su parte superior como "formación Casanova". Por la carretera de Santa Clara a Manicaragua afloran los sedimentos del miembro Provincial, pero el perfil está intensamente accidentado por el tectonismo, por lo cual esta sección no se puede recomendar para localidad típica.

Las secciones más representativas son las que se observan en la cresta y las laderas nortes de la Sierra María Rodríguez, y también al sur y al sureste del pueblo Provincial (fig. 36). En estas secciones se observa el perfil completo de esta unidad no obstante la discontinuidad de los afloramientos. Precisamente éstos son los perfiles que proponemos para la localidad típica del miembro Provincial. Estos coinciden con los lugares que ha tenido en cuenta Thiadens al utilizar el nombre "Provincial Limestone".

Participan en la composición del miembro Provincial distintos tipos de calizas, conglomerados, margas, tobas y rocas volcánicas, prevaleciendo las calizas en alternación con margas y conglomerados calcáreos. Las tobas y las rocas volcánicas juegan un papel subordinado.

La litología y la secuencia de las distintas variedades litológicas se establecerán al proceder a la descripción de las secciones de la localidad típica.

Descripción de la sección establecida por el camino del pueblo María Rodríguez a Provincial (fig. 36, perfil J-K):

El contacto natural con la Parte Inferior de la formación Tobas no está aflorado.

1. Cerca de 100 m de alternaciones de calizas detríticas y margas. La alternación presenta un carácter flyschóide. -- Las margas son de color gris oscuro a negro, constituidas por calcita microgranular íntimamente mezclada con minerales arcillosos microlaminares, conteniendo foraminíferos y restos recristalizados de otros organismos, entre los cuales aparecen fragmentos de vertebrados. Las cámaras de los foraminíferos se encuentran rellenas de pirita. El color negro se debe a las materias orgánicas y al hidróxido férrico, finamente dispersos. Las margas son arcillosas, de estructura pelítica microgranular, jugando un papel como segundo elemento en los ritmos. El primer elemento de la alternación con carácter flyschóide está representado por calizas detríticas microgranulares con aspecto de crenis-- mas (K 233). Son de color gris oscuro apareciendo en capas finas horizontales (0.02-0.50 m). Están constituidas mayormente por detritus orgánico, foraminíferos, cuarzo en menores cantidades, granos de plagioclasa, clorita, y fragmentos de rocas intensamente alteradas. Los restos orgánicos aparecen con frecuencia alargados y orientados según la estratificación. También aparecen fragmentos finos de vertebrados. El tamaño de los granos es del orden alaurítico-psamítico fino. El cemento es de calcita macrogranular a grano fino. La roca contiene granos de yeso de forma irregular (hasta 0.15 mm).

En esta alternación se intercalan, a intervalos de 4-5 m, capas de gran espesor (hasta 5 m) de calizas detríticas macrogranulares. Estas últimas están constituidas por detritus orgánico, granos terrígenos y cemento. Por su composición son semejantes a las anteriores, sólo que aquí el detritus orgánico es mayor. Los fragmentos terrígenos son de

plagioclase, andesitas (carbonatizadas y cloritizadas), biotita y fragmentos de caliza. Su dimensión es peanítica - gruesa. La matriz es calcárea, micro- a finogranular, producto de la recristalización débil.

Al encuentro del intervalo de la alternación flyschoido, - al este de la sección descrita, la cresta de la Sierra - María Rodríguez está constituida sólo por calizas frag- - mentarias detríticas gruesas, en capas de buen espesor -- que serán descritas en una de las próximas secciones. Aquí falta una parte del perfil, probablemente por causas tectónicas. Es posible que la alternación anteriormente des- crita ocupe la base del miembro Provincial;

2. Unos 150 m sin afloramientos;
3. 15 m de alternación de calizas y margas. Las calizas pre-  
sentan color gris oscuro a gris azulado cuando la superfi  
cie es fresca, y blanquecino a blanco, cuando se trata de  
material meteorizado. Algunas capas presentan estratifica  
ción delgada horizontal, mientras que otras son masivas. -  
La superficie inferior de la capa está bien expresada, -  
mientras que la superior es imprecisa, y las capas de ca-  
lizas pasan con transición gradual a las margas supraya-  
centos. El espesor de las capas es de 0.05 a 0.20 m. Las  
calizas son arcillosas. La calcita es el principal mine-  
ral formador de la roca (K 218), constituyendo los restos  
de microorganismos que alcanzan el 30% de la composición  
de la roca. Los restos orgánicos son principalmente fora-  
miníferos. La matriz de la roca está constituida por cal-  
cita microgranular con mezclas de minerales arcillosos. -  
A veces las calizas contienen partículas finas de detri-  
tus vegetal carbonoso (K 218), orientado según la estratifica  
ción.

Las calizas de esta parte de la sección contienen granos de yeso autógeno de dimensiones de 0.4 a 1 mm. La estructura de las calizas es microgranular, en partes organogénica. Pueden denominarse calizas arcillosas microgranulares. Las calizas contienen ammonites en abundancia (K 218, K 230). Las margas son de color gris oscuro a gris, gris verdoso o amarillento. Son arcillosas pasando a arcillas calcáreas. El espesor de las margas es de 0.20 a 1.50 m. En esta alternación se intercalan capas de 2 a 3 m de espesor de calizas detríticas fragmentarias con muchos fragmentos de rocas efusivas (andesitas), algo de cuarzo y otras impurezas terrígenas. El principal elemento constitutivo son los fragmentos orgánicos de forma redondeada, constituidos por calcita microgranular o monocristalina (K 321). Junto a éstas se observan formaciones semejantes a pseudoolitas. Las mismas están formadas de calcita micro- a finogranular que en la periferia de las formaciones aparece opacada por minerales arcillosos. El cemento es microgranular. Se observan formaciones de yeso semejantes a concreciones de forma ovalada de 0.5 a 1.6 mm. Las calizas se encuentran ligeramente dolomitizadas;

4. Aproximadamente 50 m. En la cresta y al norte de la misma afloran conglomerados calcáreos. En la composición de los conglomerados se encuentran fragmentos principalmente de caliza arrecifal (con rudistas o corales); calizas organogénicas constituidas casi totalmente por gasterópodos (Norinea). Aparecen fragmentos de rocas volcánicas en cantidades menores. La matriz de las rocas está constituida por calizas detríticas fragmentarias gruesas, donde se observan fragmentos de calizas o de rocas volcánicas. La matriz se encuentra intensamente meteorizada pudiéndose ---

observar solamente los fragmentos del conglomerado (calizas y rocas volcánicas), tanto en la cresta como al lado del camino. Estos conglomerados forman la cresta, cerca de la cual se encuentra la casa San Pablo;

5. 7 m de alternación de calizas arcillosas de estratificación delgada y margas. En la parte superior de este paquete se encontraron numerosos ammonites (K 802) entre los cuales la especie *Oxytropidoceras*;
6. Intervalo de 225 m (= espesor de unos 150 m), donde no hay afloramientos;
7. Intervalo de 125 m (= espesor de unos 80 m), donde reaflo-  
ran conglomerados calcáreos de fragmentos grandes (K 217, K 216). Su composición es análoga a los conglomerados anteriormente descritos. Los fragmentos son de calizas recristalizadas de color gris oscuro; calizas arrecifales formadas por rudistas o corales; calizas gris oscuras formadas por gasterópodos grandes (*Nerinea* y otros); fragmentos de rocas volcánicas, magnéticas y tobas. Los fragmentos alcanzan una dimensión hasta 0.50 m. La matriz (el cemento) predomina sobre los fragmentos. Por lo general, se encuentra intensamente meteorizada doléznable, por lo cual con mucha frecuencia en el terreno se observan sólo fragmentos aislados de conglomerado. El cemento se puede observar perfectamente bien en la parte superior de este paquete. Está constituido por calizas detríticas fragmentarias gruesas, con muchos fragmentos de rocas volcánicas y tobas. Los fragmentos de caliza son de restos orgánicos o de calizas organogénicas. Los pedazos de rocas efusivas se encuentran bien redondeados. El cemento es de calcita microgranular.

De los fragmentos de este conglomerado proceden los rudistas enunoiados por Thiadons (1936b, localidad L 328): - *Tepeyacia corrugata*, *Caprinoloides* sp. y "*Sabina*" sp.;

8. 50 m sin afloramientos;
9. 50 m de alternaciones de calizas de estratificación delgada y margas. En las calizas aparecen ammonites en abundancia (K 214 y K 215);
10. Unos 10 m de tobas intensamente meteorizadas;
11. Unos 100 m sin afloramientos;
12. Unos 180 m de alternaciones de calizas y margas. Las calizas son distintas variedades: calizas arcillosas foraminíferas, calizas microgranulares foraminíferas, calizas foraminíferas y calizas detríticas;

Las calizas arcillosas son de color gris a gris paloma; cuando están meteorizadas son blanquecinas. Generalmente presentan estratificación horizontal fina y buena <sup>folia</sup>explicación, conteniendo foraminíferos pequeños en abundancia que a veces constituyen el 50% de la roca.

Las calizas microgranulares generalmente presentan una textura masiva, fractura <sup>folia</sup>conocoidal y exploración mala. Aparecen moteadas en tonos de gris claro e gris oscuro. La superficie meteorizada presenta un color blanquecino crema. Están constituidas por calcita microgranular, uniformemente mezclada con algo de minerales arcillosos, conteniendo foraminíferos en abundancia, distribuidos no uniformemente en la roca (K 213a), variando la cantidad entre el 15-20 al 90%, y distribuidos en capas irregulares. Algunos de los foraminíferos se encuentran rellenos de pirita. Ocasionalmente aparecen granos idiomórficos de plagioclase, media por su composición, agrupados en ----

pequeños manojos de 1.5 a 10 mm de dimensiones.

Las calizas detríticas (K 213b) están constituidas por detritus orgánico, algo de foraminíferos y granos terrígenos de plagioclasa y fragmentos de rocas volcánicas. El tamaño de los granos es de 0.5 a 1 mm. Generalmente estas calizas se representan en capas finas horizontales, donde con frecuencia se observa una estratificación gradual. No son frecuentes los jeroglíficos por la cara inferior de los estratos. Las calizas son ricas en ammonites, prevaleciendo la especie *Turrilites* y *Acanthoceras*.

El perfil del miembro Provincial termina con este paquete.

Descripción del perfil del miembro Provincial ubicado en la Sierra María Rodríguez a 6 km al este del anterior (fig. 36, perfil N-0):

1. Aproximadamente 140 m de calizas detríticas pseudoolíticas (K 820), de color gris claro, de granulometría fina a media, constituidas mayormente por detritus orgánico y cemento. Los fragmentos detríticos están redondeados, y alrededor de ellas con frecuencia se observa una cubierta irregular o regular calcítica. Esta última es microgranular, careciendo de estructura concéntrica. Sólo en casos aislados se observan inicios de formación concéntrica, lo que se debe a la distribución concéntrica de los minerales arcillosos. El cemento ocupa un 25% aproximadamente, encontrándose uniformemente distribuido, y está compuesto de calcita microgranular. Las calizas contienen material terrígeno en distintas cantidades (fragmentos de rocas volcánicas y tobas). En muchas capas, es frecuente la estratificación gradual; los 0.10-0.40 m inferiores de la capa están constituidos por calizas detríticas granulares,



mientras que los 10-15 cm superiores de la misma capa están constituidos por calizas compactas microgranulares. Este paquete de capas forma la cresta de la Sierra María Rodríguez;

2. Unos 60 m de conglomerados calcáreos de bloques grandes, con cemento de calizas detrítico-arenosas, fragmentarias-gruesas. Los bloques de conglomerado son de calizas orgánicas de color gris (constituidas por rudistas, corales, gasterópodos, hidrozoos, equínidos, etc.), calizas arenosas de fragmentos gruesos (de 1-2 cm), fragmentos de rocas volcánicas (andesitas) y tobas. El tamaño de los bloques es de 1 a 1.5 m. Los afloramientos no son continuos. En la parte superior de este paquete se observan intercalaciones de un espesor de 2 a 3 m de calizas arcillosas microgranulares de estratificación fina en alternación con margas. Las calizas de estas intercalaciones contienen ammonites (K 818). Las muestras K 819 y K 817 proceden de los bloques de estos conglomerados;
3. Unos 35 m de afloramientos malos en alternación de calizas foraminífericas, microgranulares y de estratificación delgada y margas. Las calizas son abundantes en restos de ammonites (K 816). En la sección delgada, el Dr. de la Torre determinó: *Hedbergella* sp. trocoidea, *Hedbergella* spp., *Clavihedbergella simplex*, *Ticinella roberti* (?), *Globigerinoidea* ind., Radiolarios (*Conosphaera* sp., *Plustrella* (?) sp.);
4. Unos 100 m de cresta de la lomita están cubiertos de grandes bloques de calizas zoogéneas (K 815), constituidas por rudistas, corales, hidrozoos, gasterópodos (*Nerinea* y *Actaeonella*), bloques redondeados de rocas volcánicas y -

tobas. Sin duda alguna, este intervalo está formado por los conglomerados calcáreos de bloques grandes, por analogía con el intervalo 7 del perfil anterior (en muestras K 216, K 217);

5. Suprayacente a esos conglomerados, con un contacto impreciso, comienza una alternación de calizas microgranulares de estratificación fina y margas. Afloran durante 50 m -- aproximadamente, después sigue un intervalo sin afloramientos para reaparecer por el camino de Provincial a Minas - Bajas, donde aflora una alternación de calizas arcillosas de color gris oscuro y margas intensamente meteorizadas, de color amarillento (K 821);
6. Intervalo de unos 90 m (=espesor de 75 m aproximadamente), sin afloramientos;
7. Unos 35 m de rocas volcánicas, intensamente meteorizadas. Sin embargo, estas rocas se observan muy bien aguas arriba del curso del Arroyo Blanco (K 822). Se trata de las rocas de color gris oscuro con visos verdosos con pórfiros de plagioclasa y mineral fémico. La plagioclasa está albitizada, argilizada y sericitizada. El mineral fémico es el piroxeno monoclinico. Entre los intersticios de los fenocristales de plagioclasa se observa piroxeno y matriz constituida por plagioclasa, cuarzo y clorita. La estructura es porfírica y diabásica. Se llama porfirita espilitica;
8. Unos 35 m sin afloramientos;
9. 60 m de alternaciones de calizas y margas.  
Las calizas se presentan en varios tipos:  
a) calizas moteadas en tonalidades gris claras en capas -- de 0.10-0.20 m, de fractura concoidal, sin <sup>foli</sup>expresión-

(K 814a). Están constituidas por calcita microgranular mezclada con cantidades ínfimas de minerales finamente dispersos. Contienen foraminíferos pequeños recristalizados en abundancia que ocupan hasta el 25% de la roca. Algunos ejemplares están rellenos de pirita;

- b) calizas estratificadas de color gris paloma (K 814b).-  
Sus características microscópicas son semejantes a las anteriormente mencionadas. Estas calizas también están constituidas por calcita microgranular con mezclas de minerales arcillosos (un 5%). Los foraminíferos están recristalizados y algunos rellenos de pirita. El espesor de las capas es de 0.02 a 0.10 m;
- c) calizas de color blanquecino a crema, compactas, aporcelanadas, de fractura concoidal. Sin estratificación. El espesor de las capas es de 0.5 a 0.15 m. Están constituidas por calcita microgranular y algo de detritus-orgánico de hasta 0.03 mm y escasos restos de microorganismos (K 814d);
- d) calizas de estratificación fina, de color gris oscuro- (K 357 y K 814c), de textura bandada, alternando con estratos delgados (hasta 1 mm), de tonalidad más oscura o más clara. Están constituidas por calcita microgranular con impurezas irregulares de materia orgánica negra y minerales arcillosos. Estos últimos son microlaminaros, orientados según la estratificación. Los restos de microorganismos son mayormente de foraminíferos recristalizados que componen aproximadamente el 35% de la roca. Mantienen la orientación de la estratificación. En capas finas aisladas casi falta la materia orgánica negra, lo cual condiciona la textura bandada;

e) calizas de color gris claro, frescas, detrítico-arenosas, granulares, zacaroides (K 814c). Están constituidas por detritus orgánico, cuyos granos son de 0.1 a 1 mm, encontrándose también granos de plagioclasa y rocas volcánicas. Las impurezas terrígenas ocupan hasta el 10% de la roca. Los granos detríticos y terrígenos están unidos con cemento calcítico microgranular. El espesor de las capas es de 0.10 hasta 0.30-0.50 m.

Las margas son de color gris oscuro, sin estratificación, con intemperización esférica. Su espesor es de 0.50 a 1 m.

En ciertas capas calcáreas, particularmente en las de estratificación fina y textura bandeada, abundan los ammonites, escamas o esqueletos de peces. De los ammonites se determinaron en la muestra K 357 los siguientes: *Acanthoceras cunningtoni* Scharpe, *Turrilitis* (*Turrilites*) cf. *diller*, *Murphy & Roda*, *Ostlingoceras aff. davisense* Young.

En las capas de margas, mediante lavado, en K 813 se determinaron: *Rotalipora greenhornensis* y *Acanthoceras cunningtoni*; en secciones delgadas el Dr. de la Torre determinó: *Hordbergella brithonensis*, *Hordbergella trochidea*, *Ticinella roberti*.

La alternación anteriormente descrita concluye el perfil del miembro Provincial.

De los dos perfiles descritos de este miembro, es evidente que el perfil de esta unidad de la Sierra María Rodríguez, en líneas generales, representa el siguiente aspecto:

1. En la base aparece una alternación de margas y calizas detríticas, más o menos, arenosas;

2. Suprayacente a esta alternación yacon, en capas gruesas - (de 1 a 2 m), calizas detríticas, fragmentarias o calizas detríticas pseudoolíticas.

Precisamente estas calizas han sido denominadas "formación" Cristóbal por los geólogos de las compañías norteamericanas petroleras (Brannimann & Pardo, 1954);

3. Un paquete de conglomerado calcáreo de espesor variable. Los fragmentos de dicho conglomerado son principalmente de calizas zoogénicas, y en cantidades menores de rocas volcánicas. De la caliza de los fragmentos del conglomerado procede la fauna de rudistas y gasterópodos descritos por Thiadens (1936b) y Knipschor (1938). Entre los conglomerados calcáreos de esta parte del perfil se intercalan paquetes de alternaciones de calizas microgranulares y margas, que tienen diferente espesor;

4. Un paquete de alternaciones de calizas de capas de color oscuro, microgranulares y margas;

5. Un paquete de tobas y rocas efusivas;

6. Un paquete de alternaciones de calizas de estratificación fina (calizas arcillosas; calizas foraminíferas microgranulares; calizas aporcelanadas; calizas detríticas) y margas;

El estratotipo de la "formación Casanova" de los geólogos de las compañías petroleras norteamericanas se refiere precisamente a este paquete, que es la capa superior del miembro Provincial.

El espesor de esta unidad en los dos perfiles descritos es alrededor de 800 m el primero, y de 750 m, el segundo. En las otras localidades de la formación se observan también espesores semejantes. Evidentemente, debido a causas tectónicas, el espesor es menor.

3. Distribución. El afloramiento más occidental del miembro Provincial es el que se encuentra en las lomas Rieja, vecinas al

pueblo Camarones (fig. 37). En este lugar las calizas de Provincial forman un sinclinal, complicado por una falla en el flanco -- norte. El perfil del miembro Provincial en este lugar es como a continuación sigue:

1. En la base de la socción yacen calizas detríticas zoogénicas, en capas de buen espesor. Son de color gris a gris - crema. Están constituidas por fragmentos o individuos enteros de organismos, entre los cuales se distinguen, a -- simple vista, rudistas, gasterópodos (Norinea y otros), -- equínidos, corales, hidrozooos, algas, etc. (D 29). El estudio microscópico muestra que el detritus orgánico constituye alrededor del 70% de la roca y está unido con cemento microgranular de calcita. El espesor de esta parte del perfil, que en realidad es la más inferior, es de --- unos 20-25 m;
2. Gradualmente hacia arriba en el perfil comienza una alteración de calizas y margas. Las calizas son de varios tipos:
  - a) calizas en capas de buen espesor (de 1 a 2 m), semejantes a calizas detríticas conglomeradas. Están constituidas por detritus orgánico de 1-2 cm, el cual ocupa alrededor del 30% de la composición de la roca (K 799). Se trata de pequeños fragmentos redondeados y semiredondeados de organismos sustituidos por calcita parcial o totalmente recristalizada. También aparecen fragmentos aislados de vertebrados. El componente terrígeno es es caso, estando representado por granos psamíticos de cuarzo. El cemento que representa aproximadamente el 20%, es microgranular y recristalizado. En muchas capas se observa una estratificación gradual y jeroglíficos por

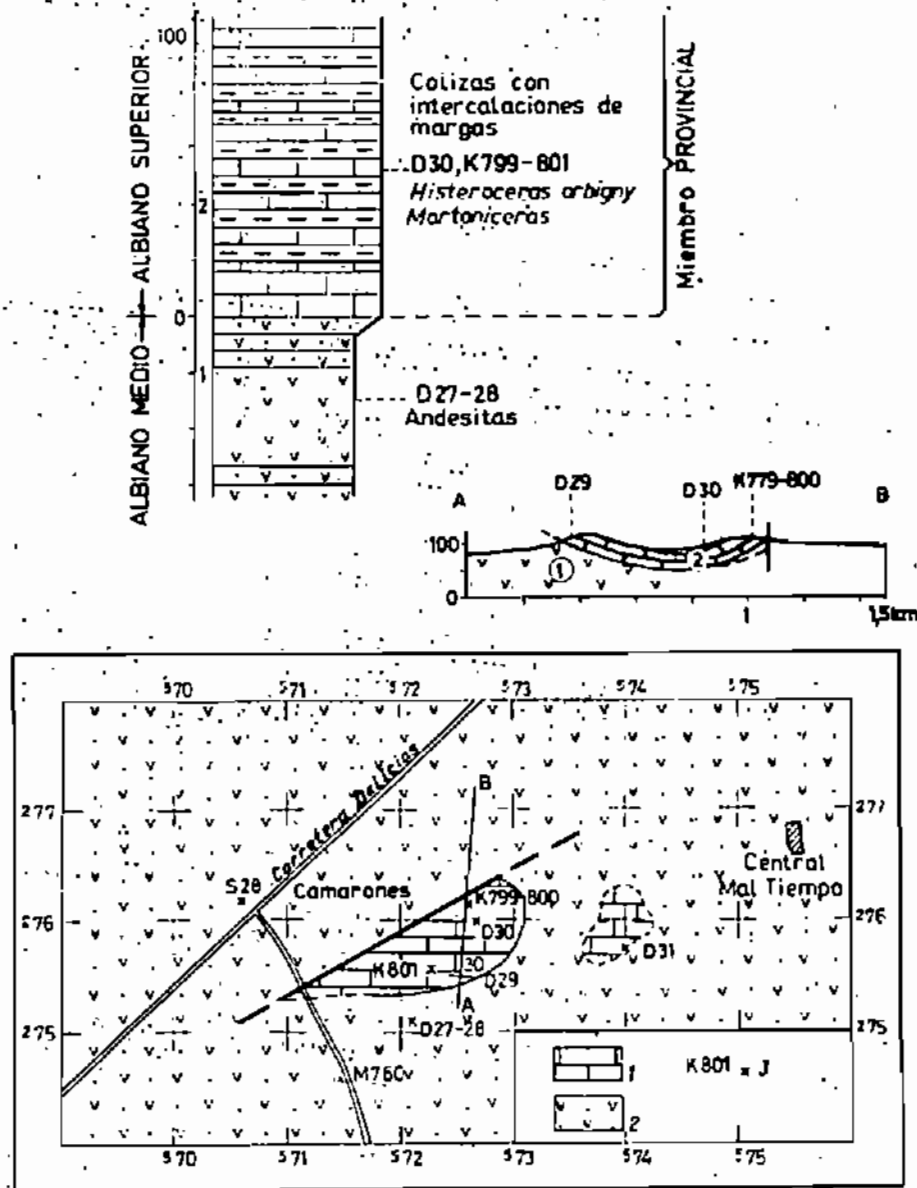


Fig. 37

Mapa de la distribución del Miembro Provincial al SO de Cruces, lugar Rioja. 1. Miembro Provincial; 2. Formación Tobías (parte inferior); 3. Puntos de documentación.

las superficies inferiores de las mismas;

- b) el otro tipo de calizas son de color gris crema en las superficies frescas y de color crema, cuando están meteorizadas. Son de granulometría fina, compactas hasta aporcelanadas. Están constituidas por calcita microgranular y foraminíferos pequeños y algo de minerales arcillosos. El espesor de las capas es menor que el que presentan las calizas detríticas macrogranulares (de 0.05 a 0.20 m). Estas calizas aparecen en capas independientes o ya con conjuntamente con las calizas detríticas en una misma capa. En estos casos las partes inferiores de las capas están constituidas por calizas detríticas macrofragmentarias, mientras que las partes superiores, de caliza microgranular hasta aporcelanada.

Las calizas alternan con margas de color gris azulado. La potencia de esta parte de la sección es de unos 50 m.

Las calizas y, mayormente las variedades microgranulares, contienen ammonites en cantidades abundantes (K 800, K 801, D 30). La *Coelcomana* ramosa procede de las calizas que forman la base del perfil, enunciado por Thiadens (1936b, localidad L 58 y L 59).

Los depósitos del miembro Provincial afloran en una franja continua en la región al sur de Santa Clara (anexo 7, fig. 36). Al oeste, esta franja llega hasta las partes meridionales de San Juan de las Yeras, donde cubren discordantemente los sedimentos del Maastrichtiano. Al este, la franja se extiende hasta el valle del Río Agabama, donde termina por la dislocación transversal de Biez-Fomento.

En los afloramientos más occidentales al sur de San Juan de-



Las Yeras la sección de este miembro se observa perfectamente por el Camino Paloma ( en los puntos K 714 y K 715) y también al oeste en K 1547. En la base del miembro Provincial aparecen calizas detríticas macrofragmentarias de estratificación gradual en alternación con margas arcillosas de color gris azulado; encontrándose las margas y las calizas en una proporción de 1:1. Gradualmente hacia arriba las calizas detríticas se van extinguiendo, cediendo lugar a las calizas microgranulares de estratificación fina, alternando también con margas. A causa de afloramientos desfavorables y alternaciones tectónicas, las partes superiores de la sección no se observan bien. Sin embargo, está claro que las partes superiores de la sección están constituidas mayormente por alternaciones de margas y calizas.

Al este del Camino de la Paloma, los sedimentos del miembro Provincial se observan muy bien por el Callejón Potrerillo a Santa Clara. Excelentes afloramientos se observan por el camino anteriormente mencionado, en la bifurcación del camino por el extremo oeste de la Loma Cantabria. Se trata de una alternación de margas y calizas. Entre éstas últimas prevalecen las calizas detríticas de estratificación gradual, y también calizas de granulometría fina hasta aporcelanadas (K 695).

Al sur de la bifurcación anteriormente mencionada, por el camino que conduce a Jerobada (K 696, K 699), los materiales del miembro Provincial hacen contacto a través de una falla transversal con las vulcanitas de la Parte Inferior de la formación Tobas, y el camino se mantiene casi por la zona fallada.

La Loma Cantabria, al sur del central azucarero Osvaldo Herrera (antiguo Pastora), está constituida por las calizas del miembro Provincial (véase fig. 36, perfil B-C). Las partes superiores de la loma están formadas por calizas de estratos gruesos-

medio- a macrogranulares, con algunas intercalaciones de margas, características para las partes inferiores del perfil del miembro Provincial, mientras que en las partes bajas de las faldas septentrionales de la loma (K 693), aflora una alternación flyschoides de calizas y margas, típicas para las partes superiores del perfil de este miembro.

Al este de la Loma Cantabria, la faja de materiales del miembro Provincial se puede observar sin interrupciones hacia el este, y cruza la carretera Santa Clara-Manicaragua en la Loma Pico-Alto. Sobre los sedimentos de este miembro se ha edificado un nuevo pueblo - Yaya -, situado al norte de Matagua.

En la Loma Pico Alto, aflora muy bien la parte más baja del miembro Provincial. Las calizas de la parte inferior forman las cornisas por la pendiente sur de la Loma (K 223, K 225). La superficie fresca de la caliza presenta un color gris azulado y, blanquecino grisáceo cuando está meteorizada. Están constituidas por detritus orgánico, ocasionalmente por individuos enteros de rudistas, equínidos y otros. Los estudios de estas calizas al microscopio (K 224 y K 225) demuestran que la calcita es el mineral constituyente principal, ya que el detritus, los nódulos (K 224) y el cemento están compuestos por ella. Los nódulos y el detritus representan aproximadamente el 85% de la composición de la roca. Tienen un tamaño de cerca de 1 mm. El detritus lo forman partículas de organismos, entre los cuales aparecen algas, siendo escasos los foraminíferos. Los nódulos se encuentran intensamente oscurecidos por minerales arcillosos. Sin embargo, algunos de ellos presentan una estructuración imprecisa, muy similar a la organógena, por lo que se puede suponer que son también detritus. El detritus está recristalizado. Algunos restos orgánicos están parcialmente silicificados - cuarzo y calcodonita.

En la roca las impurezas terrígenas ocupan alrededor del 5% de su composición (K 225), representados por fragmentos de rocas efusivas intensamente arcillosas; fragmentos de calizas con detritus, ocasionalmente escamillas de clorita, plagioclasa carbonatizada y cuarzo. Los granos terrígenos son macropsamíticos y redondeados.

El cemento es criptocristalino, recristalizado en sectores aislados. La estructura de la roca es nodular detrítica y para el cemento, criptocristalina.

Las calizas aparecen en capas gruesas (0.50 a 2.00 m). En las cornisas de las partes superiores de la loma, entre las capas de calizas, no se observan las intercalaciones arcilloso-margosas. Sin embargo, por la ladera oeste se observan intercalaciones de calizas arenosas en capas delgadas y margas de color gris oscuro, de manera que el perfil no difiere del de la Sierra María Rodríguez.

El estratotipo de la "formación Cristóbal" señalado por los geólogos de las compañías petroleras norteamericanas, coincide con los afloramientos de las partes inferiores del miembro Provincial, por la carretera a lo largo de la ladera occidental de la Loma Pico Alto. La pendiente norte de la Loma Pico Alto está formada por alternaciones de calizas de estratificación delgada y margas, típicas para las partes medias y superiores del miembro Provincial. En el relieve bajo y llano, al norte de la Loma Pico Alto, por la carretera y por sus costados, aparecen afloramientos parciales de la alternación de calizas y margas. A 1,200 m al norte del límite inferior del miembro Provincial, en un pequeño valle en forma de "V", al este de la carretera (K 227), afloran tobos fragmentarias gruesas a brechas tobáceas, sobre las cuales yace una alternación de unos 10-15 m de areniscas calcáreas volcánoclasticas (tufitas), margas y capas aisladas de calizas de estratificación fina. Suprayacentes se encuentran unos 140 m de ---

alternación de calizas y margas semejantes a las que aparecen en la parte superior del perfil del miembro Provincial, en las secciones descritas de la localidad típica. Debido a una falla normal - con desplazamiento horizontal, este paquete de calizas y margas - situado al oeste de la carretera, ha sido desplazado a unos 300--400 m al norte. El estratotipo de la "formación Casanova" coincide en este lugar con el de la parte más superior del miembro Provincial.

Al este de la carretera de Santa Clara a Manicaragua (la Loma Pico Alto), los sedimentos del miembro Provincial se observan como una franja amplia que forma la cresta y la ladera norte de la Sierra María Rodríguez, cruza el Río Agabama al noreste de Minas Bajas, llegando hacia el este cerca del camino que enlaza los pueblos Biez y Agabama. En el extremo oeste, la franja del miembro Provincial dobla en dirección al sur, llegando los afloramientos hasta el Río Agabama, al oeste del pueblo Agabama. Los afloramientos de calizas del miembro Provincial del extremo más sureste, son los que se encuentran a unos 6 km al sur de Fomento.

La terminación de la franja del miembro Provincial al este - y su cambio de dirección hacia el sureste, se encuentra en relación directa con la dislocación transversal Biez-Fomento.

La facies de los depósitos es igual a la de la localidad típica. Sólo se puede decir que al sur de la Loma Biez, por el camino de Minas Bajas a Biez, las calizas del miembro Provincial están cortadas por cuerpos intrusivos gabrodiabásicos, los cuales han formado skarn en las calizas (K 364, K 1479, K 1484). En este lugar, debido a la presencia de fallas longitudinales, el perfil del miembro Provincial se duplica.

4. Fauna y edad. Al describir la litología, se ha repetido - que las calizas del miembro Provincial están constituidas por ---

détritus orgánico (las variedades microgranulares) o bien por foraminíferos (las variedades microgranulares).

Durante el lavado de las margas (K 814) de la parte más superior del perfil, se estableció *Rotalipora greenhornensis* (Morrow), en secciones delgadas de las calizas, también de la parte mencionada del perfil, en la muestra K 357 se determinaron: *Hedbergella brittonensis* H. *trocoidea* y *Ticinella roberti*.

En las calizas microgranulares de la parte media del perfil (muestra K 816) en secciones delgadas, se determinaron: *Hedbergella* cf. *trocoidea*; *Hedbergella* sp.; *Ticinella roberti*(?); *Clavibergella simplex* junto con Globigerinoides indeterminables, y radiolarios (*Cenosphaera* sp. *Flustrella* (?) sp.

Las calizas del miembro Provincial, particularmente las de estratificación delgada y microgranulares, contienen una abundancia extraordinaria de ammonites, lográndose reunir unos cuantos centenares de diferentes lugares. Lamentablemente, por falta de tiempo o insuficiente bibliografía, el estudio de la mayor parte de esta rica fauna ammonítica fue relegado para las próximas investigaciones. En la fauna de ammonites prevalecen los representantes de la familia *Braucoceratidae* - los géneros *Hysterocheras*, *Prohysterocheras*, *Mortoniceras* y *Oxytropidoceras*. Además, aparecen numerosos representantes de la familia de las *Turrilitidae* (los géneros *Ostingoceras*, *Mariella*, *Turrilitos*); el género *Stoliczkaia*, el género *Acanthoceras*, etc. La mayoría de estas especies tienen distribución vertical - Albiano superior y Cenomaniano.

La presencia de representantes del género del Albiano medio (*Oxytropidoceras*) en la parte inferior del perfil junto con representantes del Albiano superior (*Mortoniceras* y otras), nos da fundamentos para suponer que el límite entre el piso Albiano medio y superior casi coincide con la parte inferior del miembro Provincial.

Los representantes de los géneros *Acanthoceras* (*Acanthoceras cunningtoni*) y *Turrillites* (K 357, etc.), abundan en la parte más superior del perfil del miembro Provincial. A partir de los datos existentes se puede aceptar con seguridad que el miembro Provincial es de edad Albiano superior y Cenomaniano. Esta edad es confirmada por la microfauna.

Al determinar la edad del miembro Provincial no se tomaron en cuenta los rudistas, los gasterópodos, los equínidos y los orbitolinas que se encuentran abundantemente en los conglomerados calcáreos.

Thiaden (1936b, 1937a) anunció la presencia de rudistas en distintas localidades (L 58, L 59, L 328, A 236, M 656): *Coelocoma ramosa*, *Tepeyacia corrugata*, *Caprinuloides perfecta*, *Caprinuloides* sp. Nosotros hemos visitado esas localidades teniendo la oportunidad de ver que todos los fósiles se encuentran en los fragmentos de las calizas, los conglomerados o en las calizas detríticas macrofragmentarias.

Algunos de los fragmentos que constituyen los conglomerados están compuestos solamente por colonias de corales o Hydrozoos, de los cuales se determinaron (K 217, K 808): los corales *Ellamophylla tamachaffana* (Wells) y *Enallhelia occidentalis* Wells (K 808) y los hydrozoos *Stomatopora venezuelensis* Wells.

De los gasterópodos los representantes de la especie *Nerinea* se encuentran en masa. Ya Knipscher (1938) determinó la *Nerinea foro-Julienensis* Parona. Nosotros encontramos las mismas especies en numerosas localidades (K 217, K 330, K 353, K 808, K 815, K 817, K 819, K 1412, K 1477, K 1482, K 1545). La mayoría de nuestros ejemplares los hemos determinado con ciertas reservas como *Nerinea foro-Julienensis*.

En la localidad K 330, en el lugar denominado Baga, a unos

4.5 km al noroeste del pueblo Alabama, se encontró un ejemplar de *Stereocidaris* cf. *hudsouthensis*.

En el cemento de los conglomerados calcáreos en algunos lugares (K 216, K 356 y K 808) aparecieron orbitolinas.

La edad de los rudistas fue discutida minuciosamente por Guillelmy (1937), el cual mantuvo el criterio que se trata de edad Albiano superior-medio.

La especie *Nerinea forajuliensis* es una especie europea, y se le considera cenomaniense.

La especie *Stereocidaris hudsouthensis* es conocida como Washita group (Albiano-Cenomaniense inferior).

La fauna bentónica (rudistas, corales, gasterópodos, equinidos, orbitolinas, etc.), aparecen en los fragmentos calcáreos de conglomerados calcáreos o en las calizas macrofragmentarias. No cabe duda que la fauna autóctona característica del miembro Provincial, son los ammonites y los foraminíferos que aparecen en las calizas microgranulares y en las margas. Los rudistas, corales y otros fósiles bentónicos son ajenos al medio de aguas profundas, donde se han ido sedimentando las margas y las calizas microgranulares. En todo caso, su presencia en el miembro Provincial ha de explicarse con la redeposición, donde existen dos posibilidades: en el primer caso, ha de suponerse que los fragmentos calcáreos que contienen esos fósiles son más antiguos que las margas y las calizas microgranulares que contienen la fauna planctónica - foraminíferos y ammonites. Sin embargo, el análisis de la edad de la fauna bentónica probó que ésta es igual o cercana a la de la fauna planctónica. Lo más probable es que durante la sedimentación de las margas y las calizas microgranulares en las regiones relativamente más profundas del mar albiano-cenomaniense y en las partes de aguas de poca profundidad, cerca de las orillas de la misma --

cuenca, existieron condiciones para la formación de facies arreci-  
fales con corales rudistas, gasterópodos, equínidos, etc.

En determinados momentos del desarrollo de la cuenca, el ---  
equilibrio ha sido alterado y los sedimentos de la zona costera -  
han sido arrastrados en forma de corrientes turbias hacia las zo-  
nas de mayor profundidad, donde se han ido redepositando entro --  
alternaciones de margas y calizas microgranulares. En ese senti-  
do, los paquetes de conglomerados caóticos de bloques grandes que  
se encuentran en el miembro Provincial, se podrían examinar como-  
formaciones olistostrómicas.

Los materiales constituyentes de las capas de calizas detrí-  
ticas también se han formado en las zonas litorales, luego de lo-  
cual, en forma de torrentes turbulentos, se han ido resedimentan-  
do en las regiones más profundas de la cuenca. Esto lo testimonian\*  
los jeroglíficos que aparecen por las superficies inferiores de -  
las capas de calizas, la estratificación gradual de las mismas y-  
otros rasgos.

#### 4.2.3. Miembro Gómez

1. Nombre y antecedentes. Según Bronnimann & Pardo (1954), el  
autor del nombre de esta unidad litoestratigráfica es Vassal. El-  
homónimo geográfico no se señala, probablemente es el nombre de -  
la localidad (la hacienda), donde se encuentra la localidad típi-  
ca. Este nombre se menciona también por Ayala-Castañares (1962), -  
que se basa en el informe no publicado de Bronnimann. Con razón -  
Bermúdez (1964) señala este nombre como no identificado. El nom-  
bre de formación Gómez es utilizado por Bronnimann & Pardo (1954)\*  
para las calizas y las margas que se encuentran debajo de las vul-  
canitas del miembro Bruja en el costado septentrional del sincli-  
nal de Soibabo..

Los mismos sedimentos de la región del poblado Máximo han sido



llamados en ese tiempo por Truitt (en Bronnimann & Pardo, 1954) - "formación Aguacate". Correctamente Ayala-Castañeros (1962) señala que este nombre no es válido, debido a que no responde a muchos artículos del Código sobre la nomenclatura estratigráfica. - Bermúdez (1964) determina el nombre de "formación Aguacate" como no identificado.

En algunos párrafos en el catálogo de las formaciones de Bronnimann & Pardo (1954) (tenemos en consideración la observación en la descripción de la denominada por ellos formación Diego), puede suponerse que para las calizas y las margas, las cuales no se diferencian de las descritas como formación Gómez en la región de Falcón, ha sido utilizado el nombre de "formación Manahanabo". Sin embargo, éste último no se encuentra en el catálogo mencionado o en trabajos más tardíos.

En las partes más orientales de la provincia de Las Villas la alternación de calizas y margas de la formación Tobas es señalada como "formación Sorrucho" (Hatten et al., 1958), que se menciona más tarde también por Ayala-Castañeros (1962).

En el trabajo de Seiglie & Ayala-Castañeros (1963, pág. 18) se implanta el nombre de "capas de calizas de Neiva", dándose la siguiente característica litológica: "capas finas de calizas interestratificadas con lutitas". La localidad típica se señala por el camino de Guayos hacia Neiva, a 500 m de la muestra Pt 246-60 y a 1.6 km de la muestra Pt 247-60, antes de Neiva.

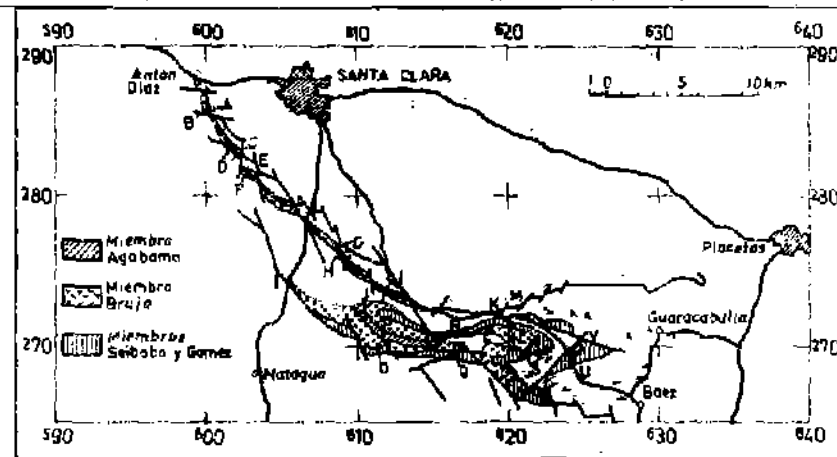
A 500 m al sur de Neiva (muestra Pt 246-60) afloran calizas y margas del miembro Gómez y la característica litológica dada para las denominadas "capas de calizas de Neiva", responde a los materiales del miembro Gómez. La segunda localidad (muestra Pt 247-60), a 1.6 km al sur de Neiva, se encuentra entre conglomerados palagénicos, en los cuales hay grandes bloques de calizas cretácicas.

Sin duda alguna, el *Pseudorbitoides pardoi* determinado en esta muestra, proviene de los bloques de calizas cretácicas superiores - en el conglomerado paleogénico. De lo anteriormente dicho está -- claro que, con el nombre de "capas de calizas de Neiva" han sido denominados los sedimentos albiiano-cenomanianos del miembro Gómez y los bloques calcáreos de los conglomerados paleogénicos. Este nombre debe sacarse de uso.

Las calizas del miembro Gómez en realidad se mencionan por primera vez por M.G. Rutten (1936b), sin ser denominadas. Estas son las calizas que, según él, se estratifican en la formación Tobas (1936a, pág. 7, pág. 35-36), y en su mapa geológico están señaladas como "Turoniano-Emscherian Limestones" (sus depósitos L 535, L 619 y M 604).

+ De los varios nombres utilizados para esta unidad, nosotros proponemos que se conserve el nombre Gómez y que los demás sean sacados de uso, como sinónimos. Preferimos el nombre Gómez debido a que en la localidad típica señalada, en realidad hay buenos afloramientos, accesibles para su observación y que dan una buena idea sobre la situación litológica y estratificada de esta unidad ostratigráfica.

2. Litología: M.G. Rutten (1936b), que por primera vez señala estas calizas, las describe junto con las llamadas "Aptychi Limestones". Bronnimann & Pardo (1954) dan la siguiente característica breve de la formación Gómez: "Dm shaly limestones interbedded with dk. gy or weathering fragmental limestones and marl and shale". La "formación Aguncate" separada por Truitt, los mismos autores la caracterizan de la forma siguiente: "Dull white, thin bedded - irregular laminated dense, argillaceous limestone and interbedded marls". Estas dos características iguales en esencia reflejan en líneas más generales las particularidades litológicas de este



Del flanco Norte del sinclinal

Coordenadas:  
K-y=271.55; x=615.30  
L-y=270.60; x=619.06

Del flanco Sur del sinclinal

Coordenadas:  
M-y=271.50; x=620.00  
N-y=270.60; x=620.05

Coordenadas:  
O-y=269.40; x=611.90  
P-y=270.80; x=611.70

Del flanco Norte del Sinclinal

Coordenadas:  
Callejón del Salado C-y=282.95; x=602.45  
D-y=282.55; x=602.25

Coordenadas:  
E-y=281.95; x=602.80  
F-y=281.60; x=602.75

Coordenadas:  
G-y=278.20; x=609.15  
H-y=276.07; x=608.65

Coordenadas:  
J-y=273.80; x=611.95  
I-y=273.30; x=611.75

Coordenadas:  
Q-y=268.90; x=617.00  
R-y=269.55; x=617.05

Coordenadas:  
S-y=268.95; x=621.75  
T-y=269.80; x=621.60

Coordenadas:  
U-y=268.50; x=624.20  
V-y=269.35; x=624.10

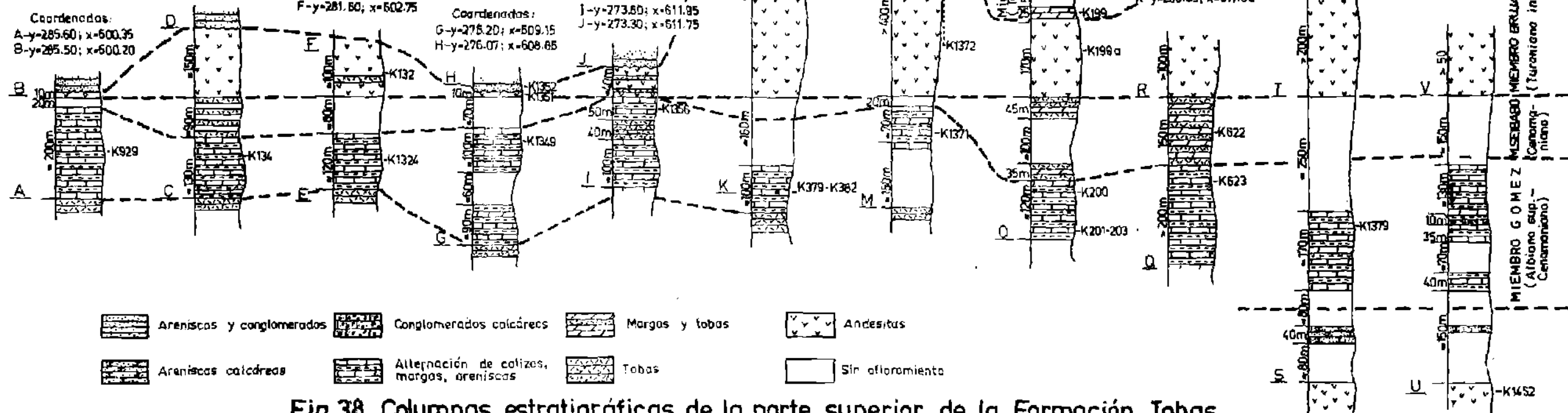


Fig 38 Columnas estratigráficas de la parte superior de la Formación Tobas en el sinclinal de Seibabo

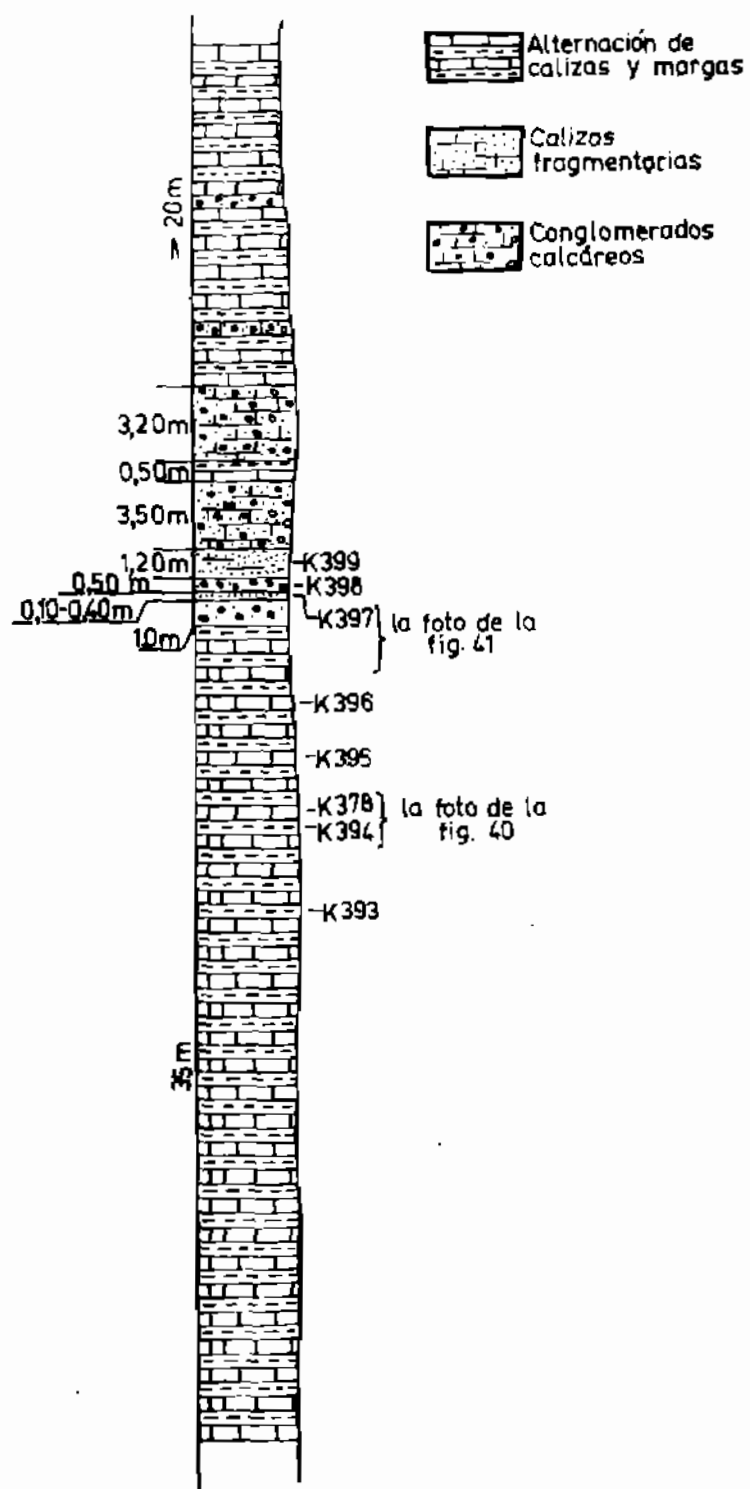


Fig.39 Columna estratigráfica de la parte media del Miembro Gomez, localidad Las Nueces

miembro.

La facies fundamental del miembro Gómez es la alteración de calizas y margas (fig. 40, 41, 43) con escasas intercalaciones de areniscas y conglomerados calcáreos (fig. 41, 42). Relativamente escasas son las intercalaciones de estratos de tobas. Las calizas son de color gris claro, gris blancuzco, cremoso, crema-blancuzco y, más raramente, gris oscuro. En las superficies alteradas son de color gris blancuzco o amarillento cremoso. Las calizas de algunos estratos tienen textura masiva con fractura --- irregular a concoidal. En otros estratos son de láminas finas, - en franjas, debido a la alternación de capas de diferente coloración (hasta 1-2 mm), y tienen una <sup>Felt</sup>expresión muy buena.

Las calizas son de granos pequeños a criptocristalinos, más raramente son de granos medios a gruesos. Las calizas detríticas o las calizas detríticas arenosas son de granos medios a gruesos. Las variedades de granos pequeños están formadas de calcita microcristalina, un poco de minerales arcillosos, muchos foraminíferos pequeños (habitualmente más del 50% de la roca), un poco de radiarios. Casi no contienen componente terrígeno.

Las calizas detríticas están formadas de fragmentos de diferente tamaño de organismos y distinta cantidad de granos terrígenos (andesitas, plagioclasa, raramente cuarzo), unidos con cemento calcáreo microcristalino.

En muchos de los estratos calcáreos se observa una estratificación gradual, expresada en que las partes inferiores de los estratos están formadas de caliza detrítica de granos gruesos o pequeños (o caliza detrítica arenosa), que hacia arriba paulatinamente pasan a caliza microcristalina. En los casos de estratificación gradual, las superficies inferiores de los estratos son -

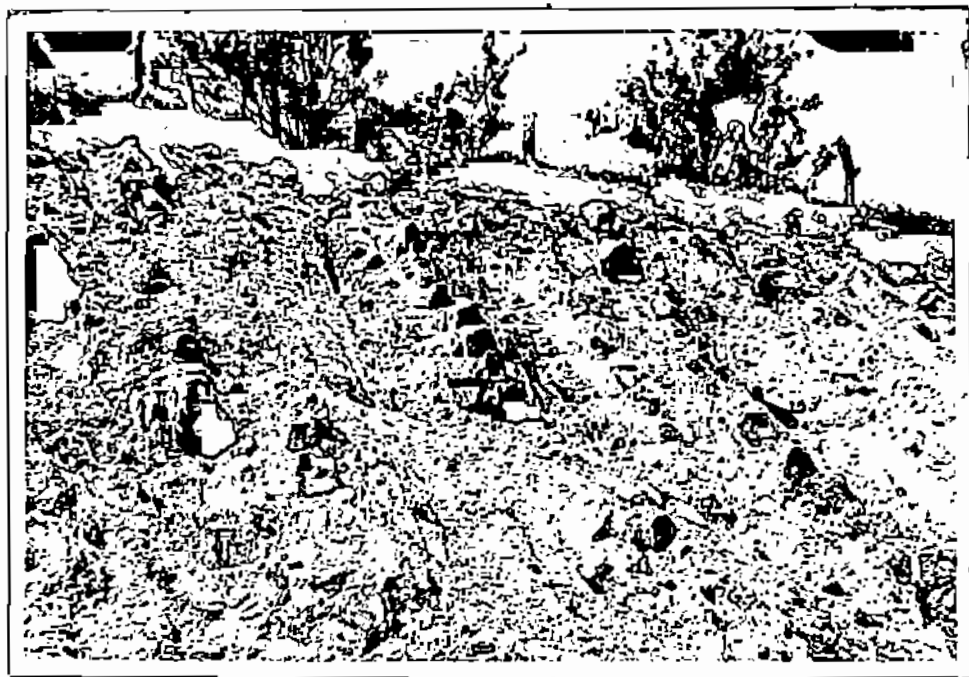


Fig. 40

Alternación de calizas y margas del Miembro Gomez. Camino Real de Fomento y Trinidad, lugar Las Nueces (K378; coords:  $y=269,00/x=623,95$ ). Foto: Il. Kantchev.

bruscas y en ellas hay jeroglifos (turboglifos)etc), y las superiores son imprecisas y las calizas pasan paulatinamente a las margas que se encuentran por encima (fig. 44).

El espesor de los estratos calcáreos es pequeño - 0.02 - 0.20 m.

Las margas son grises y gris verdosas. La cantidad del componente calcáreo varía en límites amplios y se observan todas -- las transiciones de margas calcáreas a margas arcillosas y arcillas calcáreas. El espesor de los estratos de las margas es de - 0.01 a 0.50-1.00 m.

La alternación ininterrumpida de margas y calizas que tie-- non a veces una estratificación graduada, le da al corte del --- miembro Gómez un aspecto flyschoides.

Las areniscas se presentan bajo la forma de estratos con un espesor de 0.50-1.00 m y están formadas por los productos de rocas volcánicas destruidas, tobas y detritus de organismos, uni-- dos con cemento calcáreo. Las areniscas a veces tienen buena exfoliación.

Los conglomerados calcáreos se encuentran raramente y forman estratos con un espesor hasta varios metros (fig. 41, 42). Es-- tán formados por fragmentos calcáreos organogénicos de diferente tamaño (0.01 -0.50 m) y cemento calcáreo.

3. Localidad típica. Bronnimann & Pardo (1954) señalan la -- ubicación de la localidad típica como sigue: "6 km S of Santa -- Clara on highway to Manicaragua after S curve take dirt road 3 -- km to W to junction with camino de Vegas Nuevas. Type locality -- is 200 m S of junction on ridge". Así determinada la localidad -- típica coincide con nuestra localidad K 664, en el camino Calle-- jón de Vegas Nuevas a 1.2 km al norte del Río Sagua la Grande --

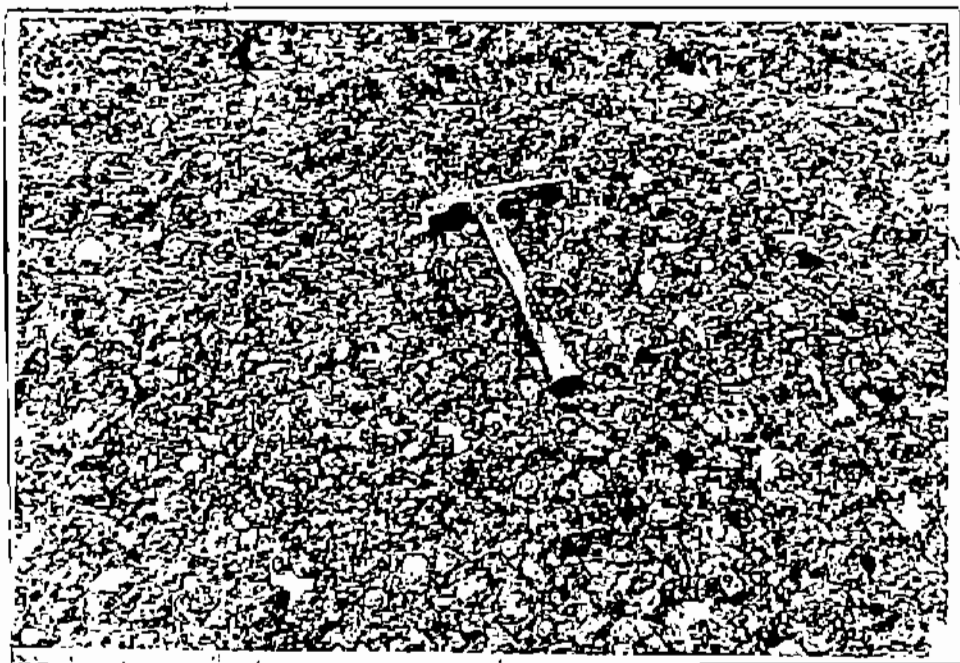
(anexo 7). En este lugar a lo largo de más de 200 m se observan afloramientos ininterrumpidos de la alternación de calizas y -- margas.

4. Distribución y descripción de algunos afloramientos del miembro Gómez. El miembro Gómez aflora muy bien en el costado norte y en parte en el costado sur del sinclinal de Seibabo, -- donde se observa como una franja estrecha, interrumpida por un gran número de fallas de desplazamiento horizontal y fallas normales (anexo 7, fig. 38). En este sinclinal se encuentran unos de los mejores afloramientos de esta unidad. En el costado norte del sinclinal de Seibabo, los afloramientos más occidentales son en la localidad El Mamoncillo, al sur de Antón Díaz (K 929). De allí al sureste la franja cruza el Camino Quemado a Hilario (Villa) a 1.2 km al noroeste del poblado Villa y continúa al sureste hasta el camino de Bernia (K 134). El lugar, donde la franja del miembro Gómez cruza el Camino de Bernia, es uno de los lugares donde M.G. Rutten (1936a) ha observado las calizas y ha recopilado fauna (su localidad L 535). Al este del camino mencionado, la franja es trasladada al sur unos 500 m por una falla y aflora bien por las alturas al norte del Río Sagua la Grande (K 1324, - K 1325). Después de un nuevo desplazamiento al sur cruza el Callejón de las Vegas Nuevas a 1 km al norte del Río Sagua la Grande (K 664). En este último lugar ha sido señalada la localidad típica por Bronnimann & Pardo (1954). Al este, la franja -- cruza la carretera Santa Clara a Manicaragua, un poco al norte del cruce del Arroyo el Barro. Los afloramientos aquí son malos debido a la existencia de una gran falla con desplazamiento horizontal. Al este de la carretera Santa Clara a Manicaragua, -- sin grandes desplazamientos, la franja se observa ininterrumpidamente hasta la carretera Santa Clara-Beacoz en la localidad Rebacadero,





**Fig. 41** Alternación de calizas y margas y una capa de conglomerado calcáreo. Miembro Gomez. La misma localidad que la figura 40. Foto: Il. Kantchev.



**Fig. 42** Detalle del conglomerado calcáreo de la figura 41. Foto: Il. Kantchev.



Fig. 43 Afloramiento del Miembro Gomez en la orilla izquierda del arroyo Grande, Los Tremojos (K588-90; coordas:  $y=255,15/x=668,80$ ). Foto: Il. Kantchev.

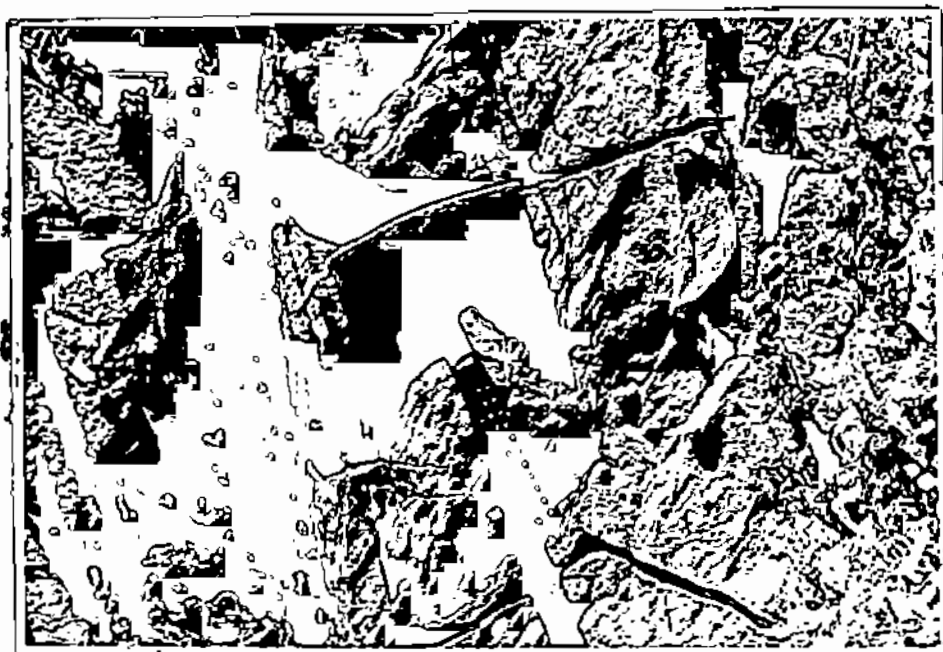


Fig. 44 Jeroglifos en la superficie inferior de una capa de caliza detritica. La misma localidad que la figura 43. Foto: Il. Kantchev.

donde debido a una falla con desplazamiento horizontal se apoya en las serpentinitas. En este lugar se observan unos de los mejores afloramientos (K 370 - K 375) de esta unidad. Aquí en una distancia de más de 400 m aflora la alternación de calizas y margas. Las calizas están representadas por dos variedades - calizas detríticas microgranulares y de granos pequeños a gruesos. Las primeras son gris azuladas a gris claras. En la mayoría de las capas hay una estratificación horizontal fina y buena exfoliación. El espesor de los estratos es de 0.02 - 0.20 m. Las calizas detríticas son igualmente gris azuladas en superficie fresca y amarillentas marrones en superficies alteradas. Están formadas por detritus de organismos y granos terrígenos de rocas volcánicas y plagioclasa. El espesor de los estratos es de 0.10-0.20 m. En algunos estratos calcáreos hay una estratificación graduada bien expresada.

Las calizas alternan con margas gris verdosas fuertemente alteradas. Entre esta alternación se observa una capa con espesor de alrededor de 2 m (K 372) de caliza fragmentaria. Está formada por fragmentos de calizas, detritus de organismos (fragmentos de microorganismos), fragmentos de rocas volcánicas, plagioclase y raramente cuarzo. El cemento es calcítico, recristalizado. Las calizas, especialmente las de buena exfoliación, contienen restos de ammonites en abundancia (K 370, K 373, K 374, K 375).

Sólo a varios metros al este del camino los sedimentos del miembro Gómez, del afloramiento descrito, contactan por medio de falla de rechazo horizontal, con las serpentinitas.

Al este de la falla, la franja del miembro Gómez está trasladada a alrededor de 2.5 km al sureste, donde se observa por la ladera septentrional de la Loma Pajarito. Aquí en la escarpa meridional de la carretera Santa Clara-Béez se observa uno de los

buenos afloramientos del miembro Gómez. El afloramiento tiene un largo de más de 150 m, pero debido a que la dirección de los estratos es casi paralela a la carretera, se observa sólo una pequeña parte del perfil. Además, los estratos están cortados por una gran cantidad de pequeñas fallas.

El miembro Gómez aquí está representado por una alternación de calizas y margas con escasos estratos de calizas macrofragmentarias (= K 372 del afloramiento anterior), también se encuentran capas aisladas de areniscas suaves, con color amarillento-marrón, formadas de productos obtenidos por la destrucción de rocas volcánicas y tobas. Su espesor es hasta 1 m. Las calizas son principalmente microgranulares, formadas en su mayor parte de foraminíferos y calcita microgranular, con más o menos sustancia arcillosa. El espesor de los estratos es de 0.05-0.20 m. Las intercalaciones de margas tienen el mismo espesor. Las calizas microgranulares con buena exfoliación contienen muchos ammonites - (muestras K 379, K 380, K 381, K 382).

Al este del afloramiento descrito en una pequeña barranca - en la base septentrional de la Loma Pajarito se observan muy buenos afloramientos (K 1371), donde se encontraron gran cantidad de ammonites del género Turritites y ammonites desarrollados. Al este de este afloramiento en la centriclinal oriental del sinclinal de Seibabo, los sedimentos del miembro Gómez afloran como una franja ancha por la pendiente oriental de la loma mencionada. En las partes centriclinales orientales del sinclinal de Seibabo, o más exactamente en un bloque hundido de ésta en la localidad -- Las Nuecos, afloran muy bien los sedimentos del miembro Gómez. En este lugar entre la alternación de margas y calizas se intercalan también capas de conglomerados (calizas fracturadas), constituidas casi sólo por fragmentos calcáreos. Por el camino denominado ---

Antiguo Camino Real de Fomento y Trinidad, de abajo hacia arriba aflora el siguiente perfil (fig. 38, perfil U-V y fig. 39):

1. Sobre la última colada de lava (K 1452) de la Parte Inferior de la formación Tobas sigue un intervalo con espesor de alrededor de 150 m en el cual hay afloramientos parciales de tobabrechas de fragmentos pequeños y capas de areniscas volcanoclásticas.
2. En una distancia de 50 m (alrededor de 35-40 m) aflora una alternación de calizas y margas (fig. 40). Las calizas son microgranulares, de color gris oscuro a gris claro, moteadas. Al disgregarse tienen superficies pintonas o amarillentas. Están constituidas en su mayor parte de foraminíferos pequeños y calcita microgranular con pocas mezclas de minerales arcillosos. Sólo en algunas capas el componente arcilloso es en mayor cantidad y las calizas pasan a calizas arcillosas. El espesor de las capas de calizas microgranulares es de 0.02 hasta 0.15 m. Algunas de las capas calcáreas están presentadas por calizas detríticas de grano fino con mezclas terrígenas. Estas capas habitualmente son más gruesas - de 0.05 hasta 0.50 m. Varios centímetros inferiores de algunas capas están constituidos de caliza arenosa detrítica que, hacia arriba, pasa a caliza microgranular. Las margas son de color amarillento, con espesor de las capas de 0.20 hasta 0.50 m. Las calizas microgranulares y las margas son ricas en ammonitos (K 378).
3. Sobre la alternación de calizas y margas sigue un paquete con espesor de alrededor de 10 m de sedimentos toscoclásticos. Este comienza en su base con una capa con espesor de alrededor de 2 m de caliza fracturada de frag-

grandes (conglomerado calcáreo), constituido por fragmentos de calizas organógeno-detriticas con dimensiones de 0.01 hasta 0.05 m, raramente mayores y, fragmentos de rocas efusivas y tobas, presentadas en menor cantidad.- El comento es calcáreo. En el centro de la capa se observa una intercalación lenticular con espesor 0.10-0.05 m de caliza fracturada de grano más pequeño. La caliza -- fracturada de guijarros grandes hacia arriba pasa paulatinamente en caliza fracturada de grano pequeño a medio con espesor de la capa 1.2 m. Raramente en esta caliza <sup>se observan</sup> ~~fracturada de grano pequeño~~ orbitolinas. Hacia arriba -- en el paquete siguen nuevamente calizas fracturadas --- grandes (conglomerados calcáreos), con espesor 3.5 m y dimensión predominante de los guijarros de 0.01-0.05 m (sólo algunos guijarros llegan hasta 0.50 m). Sigue --- 0.50 m de alternación de capas finas de calizas margosas y margas, sobre las cuales nuevamente yacen 3.20 m de calizas fracturadas grandes. Algunos de sus fragmentos alcanzan en tamaño hasta 0.50 m.

4. Sobre la serie clástica más arriba descrita nuevamente viene una alternación de calizas de capas finas y margas, igual a la del intervalo 2 del perfil descrito. -- En ésta se observan varias capas finas de calizas fracturadas grandes. Los sedimentos en este intervalo, sin embargo, están fuertemente plegados y no permiten seguir el perfil en detalles.

Los sedimentos clásticos en el perfil del miembro Gómez en el corte más arriba descrito en la localidad -- Las Nuecos, son muy similares a los conglomerados calcáreos de las partes medias del perfil del miembro ---

345

Provincial. A diferencia de éstos, sin embargo, en el --  
miembro Gómez el tamaño de los fragmentos es menor y los  
paquetes de conglomerados calcáreos (calizas fracturadas)  
son más finos.

El perfil en la localidad Las Nueces recomendamos como loca-  
lidad típica complementaria del miembro Gómez.

En el flanco meridional del sinclinal de Seibabo los sedi-  
mentos del miembro Gómez afloran casi como una franja ininterrum-  
pida en la región del poblado Provincial (anexo 7, fig. 38), don-  
do por la línea de falla al sur se apoyan en los sedimentos de -  
distintas formaciones cretácicas superiores con edad Santoniano.

Además de encontrarlos en el sinclinal Seibabo, los sedimen-  
tos del miembro Gómez fueron establecidos en varios lugares más:  
en la región del poblado Falcón, en la región del poblado Máxi-  
mo, a 9 km al sur de la ciudad de Placetas, en el poblado Noiva-  
y al norte de éste en el valle del Río Zaza. al este del Río Zaza  
en las partes orientales de la provincia.

+ En la región de Falcón el miembro Gómez está presentado en la  
facies característica para esta unidad - alternación de calizas-  
microgranulares de capas finas y margas. Se establece como fran-  
jas estrechas e interrumpidas en las caderas de la estructura --  
sinclinal complejamente constituida en estos lugares (fig. 72).--  
En el flanco suroriental de esta estructura fueron establecidos-  
dos pequeños afloramientos a alrededor de 3-3.5 km al sur y sur-  
oeste del poblado Miller. Muy buenos afloramientos se observan -  
por la carretera central de Santa Clara para Placetas en el ----  
poblado Miller (P 301-04). Estas son las calizas "turon-encheria-  
nas" de la localidad M 619 de M.G. Rutten (1936b), de donde é-  
to monoloma *Austiniceras dibleyi* Spath, *Barroisiceras* sp. indet

No. 7 Burokhardt. De las calizas microgranulares en esta localidad (muestras P 502 y P 504) fueron determinados por Furrasola-Bormúdez (en sección delgada) los siguientes microfósiles: *Ticinea* sp., *Hedbergella* sp., *Clavibergella* sp., *Globigerinoides* sp. (?), *Planomalina* sp., *Dictyomitra* sp. (?). Estos microfósiles muestran una edad Conomaniano (o más antigua) de los sedimentos que los contienen.

Un pequeño afloramiento de los sedimentos del miembro Gómez fue encontrado a 2.2 km al norte de Manajanabo. En este lugar éstos están incluidos como xenolita en los Granitoides Las Bocas y se han convertido en eskaras granularo-uolastoníticos (N 157-158).

En el flanco nororiental de la estructura sinclinal mencionada los sedimentos del miembro Gómez afloran como una franja casi ininterrumpida que comienza de la presa Minerva y con interrupciones se sigue casi hasta la carretera central a unos 2 km al oeste de Falcón. Al sur de la Carretera Central, siempre en la misma cascada muy buenos afloramientos se observan en la región de la finca Victoria (M 422-23; K 1592).

En la región del poblado Máximo, a 9 km al sur de la ciudad de Placetas los sedimentos del miembro Gómez afloran en los flancos de una pequeña estructura sinclinal. En general, los afloramientos en estos lugares son malos. La facies principal, aquí también, es la alternación de calizas microgranulares de capas finas y margas. Los sedimentos de esta unidad de la localidad en Máximo han sido significados como "formación Aguacate" por Tréitt (en Bronnmann & Pardo, 1954). De éstos se comunican la siguiente microfau--na: *Globigerina* cretacea s.l., *Globigerina* sp., *Globigerinella* sp., *Globotruncana* cf. *alpina*, *G. appenninica*, *G. lapparenti* ---- group (raras), *G. cf. renzi*, *Gubolina* sp. indet., *Schackoina* sp. En el lavado de muestra de las margas (muestras No. 773) fueron establecidas:



*Hedbergella delrioniana*, *Hedbergella trocoides*, *H. planispitta*, -  
*Globigerionoides benton<sup>ensis</sup>*, *Rotalipora appenninica appennini-*  
*ca*. La asociación microfósil señalada tiene una edad Cenomania-  
no.

En el valle del Río Zaza los sedimentos del miembro Gómez-  
se establecen en varios lugares. Los mayores son los del pobla-  
do Neiva, a 6 km al noreste de Cabaiguán, por el camino de Ca-  
baiguán para Jarahusca.

En la aldea Neiva y al norte de la misma la franja de dis-  
tribución de los sedimentos del miembro Gómez tiene un ancho de  
más de 1 km. Está presentada por la alternación de calizas micro  
granulares de capas finas (0.01-0.15 m) y margas. En algunas de  
las capas calcáreas se observa una estratificación de gradua-  
ción. Son muy raras las capas (hasta 0.50-1 m) de calizas frac-  
turadas de fragmentos medios y grandes. En los sedimentos del -  
miembro Gómez aquí se encuentran en abundancia ammonitos (K 426,  
K 427, K 433-35, K 439). En el poblado Neiva y al norte de és-  
te, la franja de distribución de los sedimentos del miembro Gó-  
mez tiene dirección casi norte-sur y es ancha más de 1 km. Al -  
norte los afloramientos se pierden bajo la aluvión del Río Za-  
za. Afloramientos pequeños se observan sólo en la bifurcación -  
de los caminos en la localidad Vergara (K 433-35), en el Río Ca-  
labazas, a 11 km antes de afluir en el Río Zaza; en el Río Zaza, -  
a 4 km al norte del paso Vergara y la loma pequeña inmediatamen-  
te al este del Río Zaza a 2 km al norte del paso mencionado.

Un afloramiento pequeño, pero bueno, se observa en la loca-  
lidad Los Tromajos, donde el nuevo camino de Guayos para Jíqui-  
mas de Peñón cruza Arroyo Grando (fig. 43,44). En la alternación  
participan: calizas criptocristalinas, compactas, de color gris  
a gris azulado con coloración moteada, con fractura concoidal,-

con espesor de las capas de 0.10-0.20 m; calizas microgranulares con muy buena exfoliación; areniscas calcáreas de grano medio a grueso, gris azuladas, marrones al disgregarse, constituidas -- por fragmentos de rocas efusivas, tobas y detritus, fusionadas con cemento calcáreo; margas gris verdosas, pintonas al disgregarse. Muy frecuentemente se observa una estratificación de gradación, expresada en que las partes inferiores de las capas calcáreas están constituidas de caliza detrítica de grano grueso -- que, hacia arriba, pasa paulatinamente a caliza microgranular o criptocristalina. Por las superficies inferiores de las capas -- de las calizas hay muchos jeroglifos (fig. 44). Todas las variedades rocosas son muy ricas en restos de ammonites (K 587-89).

Al este del Río Zaza, en las partes septentrionales de la zona Zaza (al sur, este y norte de la región de Jarahuaca de la zona Placetas) los sedimentos del miembro Gómez tienen una distribución amplia (fig. 72).

Al sur de la franja serpentinitica de la región de Minas de Jarahuaca los sedimentos del miembro Gómez afloran bajo la forma de franjas estrechas e interrumpidas en los flancos de la estructura sinclinal complejamente edificada en estos lugares. Los -- afloramientos más occidentales de la región mencionada se observan por el camino de Punta de Diamante a través de Potrerillo para la localidad Tapias de Pedro Barba. En el ala meridional del sinclinal los sedimentos de la unidad descrita afloran en el camino mencionado, a 1.5 km al este del paso del Río Zaza (K 474-76). Allí debajo (al sur) de las vulcanitas de la formación Carlota aflora una alternación de calizas microgranulares de capas finas y margas. Los sedimentos son muy ricos en ammonites, de los cuales predominan los ammonites desarrollados. De esta localidad al sureste, siempre en el ala meridional de la estructura

sinclinal, los sedimentos del miembro Gómez afloran en la localidad Violeta-3 y al este llegan hasta Arroyo Las Vueltas (K 1212). También por estos lugares esta unidad está presentada por alternación de calizas microgranulares de capas finas y margas con intercalaciones raras de tobas y areniscas. A diferencia de las localidades restantes aquí algunas de las calizas están coloreadas en tonos más claros - gris claras o pintonas y, además son muy porosas y blándas. En una de las localidades (K 2192) en algunas de las capas calcáreas se observan lentos finas (hasta 1-2 cm) de pedernal de color negro. En todas partes las calizas son ricas en ammonites (K 1212, K 1233, K 1243, K 1249, --- K 1250, K 2170, K 2192). En las muestras tomadas de las margas (K 1233a, K 1233b) fueron establecidos: *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora evoluta*, *Claviodbergella subdigitata* - simplex, *Globigerinoides*, etc. En secciones delgadas de las calizas se determinaron: *Hedbergella trocoidea*, *Hedbergella* sp.

Del Arroyo Las Vueltas al este, los afloramientos de los sedimentos del miembro Gómez desaparecen y surgen nuevamente en la corriente superior de Arroyo Remate, a unos 4 km al este del poblado Jiquimas de Peláez (K 2102, K 2103, K 1200-02). En la localidad K 2102-03 los sedimentos del miembro Gómez están cruzados por un pequeño cuerpo de gabrodiorita y están convertidos en skarn. Las calizas son ricas en ammonites (K 1202). En el lavado de muestras de las calizas o en secciones delgadas de las mismas (K 1202) se determinaron: *Ticinella roberti* (probable), *Ticinella* sp., *Hedbergella* sp., *Globigerinelloides* spp., *Radiolarios*.

En el ala septentrional de la estructura sinclinal mencionada, los afloramientos más occidentales se observan también en la localidad Tapias de Pedro Barba, donde forman la pequeña al-

La Vega, al este del camino (K 1256). De allí al este, éstos si guen como una franja ininterrumpida hasta la localidad Buenos Aires, siempre al norte de las lomas formadas por las lavobrechas de la formación Carlota. En estos afloramientos en varios lugares (K 1229) se observa silicización de las calizas, presencia de lentes finos de pedernal negro. En los sectores silicizados la calcita (de las conchas de los foraminíferos y la matriz microgranular) está sustituida por calcedonia microgranular. Al este de Buenos Aires, por razones tectónicas o por donación antes de verse las lavas de la formación Carlota, los sedimentos del miembro Gómez no se establecen en una larga distancia. Aparecen nuevamente en un pequeño afloramiento a unos 3 km al noreste de Jiquima de Peláez (K 1098), después de lo cual desaparecen nuevamente para surgir como una franja muy estrecha a 3 km al norte de La Rana, que termina hacia el camino de Jobosí. Al este del camino mencionando un pequeño afloramiento de los sedimentos del miembro Gómez fue establecido en la corriente superior del Río Taguasco (K 2077-78), donde están cruzados por un pequeño cuerpo de diques de porfirita gabrodiabásica y convertidos en skarns de granate.

En el "periclinal oriental" de la estructura de Jerahueca los sedimentos del miembro Gómez afloran como franjas pequeñas y desgarradas en el curso superior del Río Carramandú, afluente del Río Jatibonico del Sur (N 825-26, N 829-31).

En las partes más orientales de la provincia, al sur y sur este del poblado Jobosí, los sedimentos del miembro Gómez afloran en franjas estrechas e interrumpidas (M 990, M 996, M 961, M 957) con dirección general noroeste-sureste y continúan al es te en la provincia de Camagüey. Algunos de los afloramientos -- por estos lugares han sido conocidos por Hatten et al. (1958) y

determinados como formación Serrucho.

5. Límites y espesor. Los límites de esta unidad son muy claros debido a las grandes diferencias litológicas entre los sedimentos subyacentes y suprayacentes. El límite inferior se coloca por el surgimiento de calizas y margas sobre las sedimentaciones volcánicas de la Parte Inferior de la formación Tóbas. El límite superior se coloca por el surgimiento de nuevo de sedimentos pirolásticos en el perfil de la formación. El espesor de los sedimentos del miembro Gómez es del orden de 200-300 m.

6. Fauna y edad. Bronnimann & Pardo (1954) determinan edad Conomaniano (*Globotruncana appenninica* group zone) a su formación Gómez. La misma edad determinan también para la "formación Aguacate". Edad Conomaniano se da también (Hatten et al., 1958) a la "formación Serrucho". En la exposición antes señalada fue destacado que los últimos dos nombres son sinónimos de la formación Gómez.

Los sedimentos del miembro Gómez son muy ricos en restos de fósiles y algunos de ellos (los foraminíferos) son elemento-formador de la roca. Los microfósiles están recristalizados y en el lavado de muestras se obtienen principalmente núcleos no sometidos a la determinación. En una pequeña cantidad de muestras fue obtenido material apto para la determinación. De estas muestras (N 773, K 1202, K 1232a, K 1233a) se determinaron:

*Globigerinelloides* spp (K 1202, K 1233a)

*Globigerinelloides bentonensis* (K 1202, N 773)

*Ticinolla* sp. (K 1202)

*Hedbergella dolricoensis* (N 773)

*Hedbergella trocoides* (K 1233a, N 773)

*Hedbergella planispira* (K 1233a, N 773)

Hedbergella sp. (K 1233a)

Clavihedbergella sp. (K 1233a)

Rotalipora appenninica appenninica (K 1233a, N 773)

Rotalipora ps. (K 1232a)

Planomalina sp. (K 1232a)

Lenticulina sp. (K 1233a)

Ostracoda (K 1233a)

Radiolaria (K 1202, K 1233a, K 1243)

En el estudio de secciones delgadas de las calizas se determinaron los siguientes microfósiles:

Globigerinelloides spp. (K 1202, P 504, Y 176)

Hastigerinoides gr. alexandery (probable) (Y 176)

Ticinella (probable roberti) (K 1202)

Ticinella sp. (P 502, P 504, Y 176)

Hedbergella trocoides (K 1233b, Y176)

× Hedbergella sp. (K 1202, K 1233b, P 502, P 504)

Clavihedbergella sp. (P 504a)

Globotruncana ? spp. (Y 176)

Dictyonitza sp. ? (P 504)

Planomalina sp. (P 504)

Pithonella cf. trojái (Y 176)

De los sedimentos del miembro Gómez provienen también los foraminíferos planctónicos descritos por Ayala-Castañares (1962) de los sedimentos, significados por éste con los nombres de "formación Agucate", "formación Gómez" y "formación Sorruche". La microfauna más arriba señalada y la descrita por el autor antes-

mencionado determinan una edad Albiano superior-Conomaniano.

Los sedimentos del miembro Gómez son muy ricos también en ammonites. Ya señalamos a principios de este capítulo que el primer autor que ha encontrado ammonites en estos sedimentos ha sido M.G. Rutten (1936a). Este encuentra en varios lugares (sus localidades L 535, L 619, M 604) ammonites, de los cuales han sido determinados provisionalmente por Jaworski. Se mencionan varios tipos de los géneros *Austeniceras*, *Pachydiscus*, *Paroniceras*, *Barroniceras* y *Crioceras* y se saca la conclusión que las calizas tienen edad Turoniano-Emcheriano. Estas determinaciones se mencionan por todos los autores que han escrito sobre la geología de Cuba (Imay, 1944b; Butterlin, 1956; Bermúdez & Hoffstetter, 1959; Furrázola-Bermúdez et al., 1964, y otros), cuando se discute la edad de la formación Tobas. Nosotros recogimos fauna ammonítica de los sedimentos de esta formación en muchas localidades inclusive en las localidades de M.G. Rutten. De los sedimentos del miembro Gómez son los fósiles de las siguientes localidades: K 134, K 186, K 200, K 201, K 370, K 375, K 378, K 379-82, K 395, K 426, K 428, K 429, K 433-35, K 439, K 474-76, K 587-89, K 623, K 664, K 850, K 852, K 865, K 879, K 880, K 929, K 1058, K 1202, K 1212, K 1233, K 1243, K 1249, K 1250, K 1324, K 1325, K 1348, K 1349, K 1356, K 1371, K 1380, K 1402, K 2133, K 2159, N 169, N 194, N 826, Y 7d, Y 177.

De las localidades señaladas hemos recogido más de 500 ejemplares pertenecientes principalmente a las siguientes familias y géneros: Fam. Tetragnostidae; Fam. Ptychoceratidae; Fam. Baculitidae (Lechites); Fam. Turrititidae (Turrititoides?, Turritites, Ostlingoceras, Mariella); Fam. Desmoceratidae; Fam. Engonoceratidae; Fam. Brancoceratidae (*Hysterocheras*, *Oxytropidoceras*, *Mortoniceras*, *Prohysterocheras*, *Elobiceras*); Fam. Lyelliceratidae (*Stoliczka*); Subfam. Mantelliceratinae; Subfam. Acanthoceratinae --

(*Acanthoceras*, *Neosaynoceras*)<sup>2</sup>).

La mayoría de los géneros señalados y, principalmente los de las familias Turrititidae, Brancoceratidae, Lyliceratidae y Acanthoceratidae tienen una distribución Albiano superior-Cenomaniano--no.

En algunas localidades junto con los ammonitos se encuentran también pelocipodos - *Variamussium*, *Aucollina*?, etc.

Las asociaciones macro- y microfósiles más arriba señalados muestran una edad Albiano superior-Cenomaniano de los sedimentos del miembro Gómez.

Notas. El miembro Gómez tiene similitudes litológicas muy grandes con los sedimentos de los miembros Provincial y Diego. -- Del miembro Provincial se diferencia por lo que están ausentes -- las calizas detríticas de capas gruesas y la cantidad de los conglomerados calcáreos es muy pequeña (en el miembro Gómez se encuentran esporádicamente como intercalaciones finas).

Los sedimentos del miembro Gómez son un equivalente lateral de los depósitos de los miembros Provincial y Diego y tienen la misma edad.

#### 4.2.4 Miembro Diego

1. Nombre y antecedentes. El nombre de esta unidad tiene como homónimo geográfico el poblado San Diego del Vallo. Este nombre

<sup>2</sup>) En el presente informe preferimos señalar sólo algunas de las familias y géneros, lo que es suficiente para determinar la edad de los sedimentos en la etapa actual de investigación. La rica colección de ammonites albiano-cenomanianos del miembro Gómez junto con los de las demás unidades albiano-cenomanianas (los miembros Provincial y Diego), merece especial atención e investigación terática. Debido a la falta de suficiente literatura geológica y de tiempo de estancia en Cuba, esta colocación no está lo suficientemente procesada.



es utilizado por primera vez por los geólogos de las compañías petroleras norteamericanas que han trabajado en Cuba y es señalado en el catálogo de las formaciones no publicado de Bronnimann & Pardo (1954). El nombre de la formación Diego se encuentra en la fig. 19 de la Geología de Cuba (Furrazola-Bernández et al., 1964), sin mencionarse en el texto. Bajo el nombre de formación Diego se describe por Ayala-Castañares (1962), el cual informa que ella tiene una rica fauna pelágica con edad Cenomaniano. Bermúdez (1964) menciona esta unidad bajo el mismo nombre y cita una parte de los microfósiles determinados por Ayala-Castañares (1962).

En la región de San Diego del Valle se localiza una serie de calizas y margas que está incluida entre los materiales no divididos de la formación Tobas. Consideramos que ésta tiene el rango de miembro y, no de formación independiente, y como tal la describiremos más abajo.

2. Distribución. Esta unidad se establece sólo en la región de San Diego del Valle, donde se localiza bajo la forma de una franja estrecha con dirección ORO-ES con un ancho de 200-300 m y largo de unos 10 km. Un pequeño afloramiento de calizas y margas, que adjudicamos igualmente al miembro Diego, afloran al oeste de Santa Clara, en una cantera cerca de la desviación del Callejón Palma Cana (N 52); es una franja muy estrecha situada en el límite entre las serpentinitas del Sur y los sedimentos santonianos del Norte.

3. Litología. Bronnimann & Pardo (1954) describen la litología de la siguiente forma: "Wh. marly limestone, interbedded with marl". Aunque muy breve, ésta es la característica general de este miembro.

Esta unidad litostratigráfica se forma por la alternación de calizas y margas. Las calizas son blancas a gris blancuzcas,

más raramente grises. Predominan calizas porosas, parecidas a creta. Estas son de capas delgadas, con estratificación horizontal - fina bien expresada que determina también su buena exfoliación. El grueso de las capas es de 0.05-0.20 m. Están formadas en su mayor parte por foraminíferos.

Las margas son también de color blanco, blandas y parecidas a creta.

4. Localidad típica. Bronnemann & Pardo (1954) señalan una - localidad típica y una localidad cotípica. La localidad típica es señalada a 2 km al noroeste de San Diego del Valle por un camino que casi coincide con nuestra localidad K 997. La localidad cotípica se encuentra en la parte noroccidental de San Diego del Valle, donde el Camino de Paso Largo cruza el Río Yabú (coincide con nuestra localidad S 443). Efectivamente en los dos lugares señalados pueden observarse bien los sedimentos de esta unidad y proponemos que éstos se conserven como localidad típica y cotípica.

5. Límites y espesor. El miembro Diego está incluido entre los sedimentos piroclásticos de la formación Tobas y sus límites son claros, debido a las grandes diferencias en la litografía de los sedimentos subyacentes y suprayacentes. Su espesor es del orden de 150-160 m.

6. Fauna y edad. Las calizas de esta unidad están casi por completo formadas por foraminíferos. Además se encuentran ammonites en abundancia del género *Hysterocheras* (K 997).

En secciones delgadas de las mismas calizas (K 997) el Dr. de la Torre determinó: *Hedbergella* spp., *Globigerinelloides* sp. (probablemente *G. bentonensis*). Por el método de lavado se obtuvo la siguiente asociación microfósil (determinada por Stancheva): *Hed-*

*delrioensis* (Carsey), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow) y - *Schackoina cenomana* (Schacko), que muestra una edad cenomaniana. - También fue determinada una asociación microfósil cenomaniana en la localidad N 52, al oeste de Santa Clara. De aquí se determinaron: *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Rotalipora appenninica* --- (Renz) - ambas formas encontradas en gran cantidad.

Ayala-Castañarez (1962) comunica también una asociación cenomaniana de estos materiales: *Globigerina crotacea*, *Guenbelina* sp., *Rotalipora appenninica*, Radiolarios, *Oligostegina* sp. y otros.

Los ammonitos son albiense superior y, en la microfauna hay - también elementos cenomanianos. La edad del miembro Diego es, sin duda, Albiano superior-Cenomaniano.

Por su litología este miembro es muy similar al miembro Gómez de la región al sur de Santa Clara y las similitudes con los materiales del miembro Gómez de la región al noroeste de Jiquima-de-Pedón, son especialmente grandes.

#### 4.2.5. Miembro Seibabo.

1. Nombre y antecedentes. El nombre de "formación Seibabo" ha sido utilizado por primera vez por Nassal (en Bronnemann & Pardo, 1954). El homónimo geográfico del nombre, sin duda, es el poblado Seibabo, a 12 Km al sur de Santa Clara, por la carretera a Manicua-ragua. Con el nombre de Seibabo ha sido denominado el paquete de tobas con intercalaciones de areniscas y calizas situado sobre -- las calizas de los miembros Gómez y Provincial y debajo de las rocas volcánicas del miembro Bruja. En la región al sur de Santa -- Clara en las áreas donde están desarrollados los miembros Provincial y Gómez y las vulcanitas del miembro Bruja, en trabajos detallados puede mapearse un paquete de tobas, margas, calizas y coladas aisladas de lava, para los cuales proponemos que sea conservado

el nombre de Seibabo propuesto por Wassal, pero con el rango de miembro.

2. Localidad típica y litología. El autor del nombre propone como localidad típica el afloramiento que se encuentra a 700 m al sur del poblado Seibabo en la carretera Santa Clara-Manicaragua.- Como localidad típica ha sido señalado un segundo afloramiento -- por la misma carretera a 1.5 km al sur de Seibabo. En ambos lugares afloran sólo una pequeña parte del corte de esta unidad, debido a las fallas transversales que dislocan los estratos de la formación Tobas en estos lugares. Casi en toda la zona de distribución de las rocas de este miembro, los afloramientos son malos. -- Más abajo serán descritos algunos afloramientos característicos de esta unidad.

En el trabajo de Bronnimann & Pardo (1954) la litología ha sido resumida de la siguiente manera: "Coarsely fragmental tuff with abundant <sup>or</sup> fragments, interbedded with thin beds of chalo, sandstone and some bk limestone. The amount of limestone increase toward the base of the formation".

Esta unidad está representada por alternación uniforme de tobas, margas, areniscas vulcanoclásticas y más raramente calizas.- En el medio del perfil se intercalan coladas finas de lava.

Las tobas son principalmente vitrocrystaloclasticos y más raramente litocrystaloclasticos. Están formadas por fragmenticos de vidrio volcánico, plagioclasa y piroxeno y fragmenticos de andesitas. Las tobas psófiticas habitualmente son de estratos gruesos - (hasta varios metros), mientras que las variedades de granos pequeños son de estratos delgados, con estratificación bien manifestada. Por todo el perfil se observa alternación de variedades de granos pequeños y gruesos. Las areniscas están formadas de productos de tobas y rocas volcánicas destruidas y por su aspecto exterior

difícilmente se diferencian de las tobas.

Las margas y las calizas son de color gris oscuros a negro - sobre superficie fresca y gris abigarrados cuando están intemperizadas. Están formadas de una masa microgranular a granos pequeños de calcita, mezclada con minerales arcillosos finamente dispersos. La presencia de éstos últimos varía. Contienen granos terrígenos de plagioclasa y cuarzo con dimensiones aleuríticas. Algunos estratos (K 116) de las calizas contienen restos de organismos en gran cantidad - foraminíferos - y su denominación microscópica es calizas foraminíferas arcillosas.

3. Distribución y descripción de algunos afloramientos. Los materiales del miembro Seibabo se siguen como una franja estrecha dispuesta sobre las rocas de los miembros Provincial y Gómez y debajo de las andositas del miembro Bruja (véase el anexo 7).

La franja de distribución del miembro Seibabo, encerrada entre el miembro Provincial por debajo y el miembro Bruja por encima, se observa ininterrumpidamente desde la región de Pastora, al oeste, hasta la Loma Búez al este, donde termina en la dislocación transversal de Búez-Fomento. En la parte más occidental de distribución de esta franja aflora muy bien la parte superior de esta unidad en la cantera Castaño, al oeste del central Ovaldo - Herrera (antes Pastora). Allí aflora una alternación entre tobas macrofragmentarias (con espesor de los estratos hasta 2-3 m), margas de estratos delgados, gris oscuras a verdosas oscuras, tobas de granos pequeños abigarradas y estratos raros de margas microgranulares (K 112). Estas últimas están formadas de una masa calcárea microgranular, mezclada con minerales arcillosos finamente dispersos. Contienen muchos restos de microorganismos (foraminíferos). Las mezclas terrígenas son de plagioclasa y cuarzo con dimensiones aleuríticas.

En las tobas de granos pequeños y en las margas se encuentran muchas escamas de peces y más raramente restos de pelocípodo y ammonites. Los ammonites (K 111) están representados por las especies *Eumphaleceras* (?), *Eugesia* y *Hoplitoides*.

Al este de esta cantera en el central Osvaldo Herrera afloran calizas arcillosas gris oscuras a negras (K 116) con textura bandeada. Esta textura está condicionada por la alternación de bandas coloreadas claras y oscuras. Las calizas alternan con tobas de color gris verdoso, de granos pequeños y distintos estratos de tobas macrogranulares. En las calizas encontramos varios ejemplares de ammonites de la especie *Turrilitos*.

Al este del central Osvaldo Herrera entre la alternación de tobas y margas, se intercala una colada de lava (espesor alrededor de 75 m) de andesitas amigdaloides, gris oscuras a negras -- (K 635). En K 635 se observa bien el contacto inferior de las andesitas. Estas se encuentran concordantemente sobre la alternación de tobas litocristaloclasticas macrofragmentarias a tobabrechas, tobas de granos pequeños y margas.

Al este del central Osvaldo Herrera los materiales del miembro Seibabo afloran como una franja ininterrumpida junto a la carretera Santa Clara-Manicaragua. Debido a las fallas transversales, casi paralelas a esta carretera, la franja está corrida a lo largo alrededor de 1-2 km. También aflora en la región del poblado Provincial. La parte sur de esta aldea está construida sobre los materiales de esta unidad. Dislocada por un gran número de fallas transversales, la franja se observa sin interrupción hasta la Loma de Bóez donde termina.

En los lugares de distribución del miembro Gómez (el sinclinal de Seibabo) sobre éste y debajo de las andesitas del miembro Bruja, casi en todas partes se sigue una franja estrecha de tobas

con intercalaciones de margas. En la mayoría de los lugares éstos son muy fina, debido a lo cual no ha sido mostrada por separado en el mapa geológico (véase el anexo 7).

Los mejores afloramientos de este miembro en el sinclinal Seibabo se observan debajo de las andositas del miembro Bruja, en el camino al norte del poblado Provincial (fig. 38, perfil O-P).-- Aquí también el miembro Seibabo está representado por alternación de tobas litocristaloclasticas macrofragmentarias, tobas de granos pequeños y margas.

4. Fauna y edad. En los materiales del miembro Seibabo, en varios lugares, se encontraron ammonites mal conservados. En el conchal Osvaldo Herrera, visiblemente en la mitad del perfil --- (K 116), encontramos representantes del género *Turrilites*. En la cantera Castaño (K 111) en las partes más superiores del perfil -- a varios metros debajo de las andositas del miembro Bruja, encontramos ammonites de los géneros *Eumphaloceras* (?), *Eugosia* y *Hoplitoides*.

El hallazgo de ammonites del género *Turrilites* a mediados -- del perfil y de probables representantes del género *Eumphaloceras* junto con los representantes turonianos inferiores de la familia Vascoceratidae (género *Eugosia*) indican que la mayor parte del miembro Seibabo tiene edad Conomaniano. El límite entre el Conomaniano y el Turoniano probablemente pasa por alguna parte en la -- parte más superior de esta unidad, y sólo los últimos metros del miembro Seibabo tienen edad Turoniano inferior. Esta no coincidencia entre el límite litológico entre el miembro Seibabo y el miembro Bruja y el límite de edad Conomaniano-Turoniano puede ser desatendido en los trabajos de mapeo.

## 4.2.6. Miembro Bruja

1. Nombre y antecedentes. Los autores Truitt & Wassal (en Bronnimann & Pardo, 1954) han denominado "formación Bruja" la mayor parte de las vulcanitas de la Parte Superior del complejo volcánico que se ubica al sur de Santa Clara ("Cabaiguán belt", según su terminología). Otra parte de las vulcanitas (la Loma de Quintana) ellos la denominan "formación Escambray".

Nuestras investigaciones mostraron que las vulcanitas de la región al norte de Provincial, denominadas por los autores mencionados con el nombre de Bruja y las denominadas Escambray, constituyen una misma unidad litoestratigráfica. Al norte de Provincial los materiales de la Parte Superior de la formación Tobas constituyen un pliegue sinclinal (véase el anexo 7). En su flanco sur afloran las vulcanitas del miembro Bruja que forman las elevaciones al norte y noroeste de Provincial. Las partes inferiores del sinclinal están ocupadas por los sedimentos del miembro Agabama. En el flanco norte del sinclinal nuevamente afloran las vulcanitas del miembro Bruja que forman la loma de Quintana y las elevaciones que se extienden al suroeste de éstas. Precisamente éstas son las vulcanitas que los autores anteriormente mencionados han denominado "formación Escambray". Sin embargo, es evidente que aquí no existen dos unidades litoestratigráficas, sino una sola, optando por conservar el nombre de Bruja y tratándola como miembro de la formación Tobas.

2. Litología. La característica original de esta unidad litoestratigráfica ha sido omitida por los autores del nombre (Bronnimann & Pardo) como a continuación copiamos: "Massive, fine grained, translucent, flow with abundant glass and occasional wh phenocrysts. Dark gr., when fresh weathered hard dull earthy y1 bn and stands of in high ridges. Has interbedded siliceous transluc-



gn pumiceous and radiolarian beds". Aunque somera, esta característica ofrece en líneas generales, una idea del carácter de las vulcanitas.

Las vulcanitas constituyen la facies fundamental de este miembro donde en menores cantidades aparecen tobas.

Las coladas de lava del miembro Bruja, a diferencia de las de la Parte Inferior de la formación Tobas, siempre constituyen formas positivas en el relieve y además afloran bien. Estas circunstancias hacen del miembro Bruja un magnífico punto de referencia en el perfil de la formación Tobas. Por su composición, las vulcanitas del miembro Bruja son andesíticas y muy uniformes. Mayormente se trata de andesitas piroxénicas. Estas presentan sectores de forma esferoidal o irregular, constituidas casi únicamente de vidrio volcánico: andesitas perlíticas. Con mucho menor frecuencia aparecen andesitas que no contienen piroxeno.

Andesitas piroxénicas. En su mayoría son de color negro grisáceo a negro, de matriz compacta, finocristalina (K 1463, K 191, K 823) en el fondo de la cual se destacan pequeños cristales de plagioclasa de brillo vítreo y pórfidos aislados de mineral félico (K 1463). En cuanto al color, varían entre gris pardo, crema pardo (K 1463) a crema grisáceo con visos de color violeta (K 199a, M 817). A veces se observa una textura esferoidal en las rocas (K 199a, K 1022, etc.). Las esferas alcanzan un diámetro de hasta uno o dos metros y claramente presentan capas concéntricas bien formadas de un espesor de 0.20 a 0.50 m, de distintas variedades de color, siendo generalmente la capa exterior de vidrio volcánico negro y de fenocristales de plagioclasa, cuya cantidad va aumentando visiblemente a medida que va pasando para las partes interiores. Con frecuencia en las rocas se observan amígdalas rellenas de calcedonia y zeolitas. Ocasionalmente (a-

las rocas presentan superficies verrugosas en las superficies meteorizadas (M 817), las amígdalas esféricas de calcedonia son -- más resistentes y descuellan del fondo erosionado de la masa de roca circundante. Las amígdalas tienen un tamaño de 1 a 2 cm de diámetro, a veces elipsoidales que le confieren un aspecto flui- dal a las coladas (véase fig. 45).

Los fenocristales están representados por plagioclasa de com- posición de labrador (raras veces andesina) y piroxeno monoclíni- co. Los pórfiros generalmente aparecen en grupos de varios gra- nos. En algunas de las rocas (K 1463) aparece una segunda genera- ción de pórfiros de plagioclasa que forman microfenocristales la- minares medianos y pequeños. Los pórfiros tabulares grandes de labrador están penetrados por la matriz. Los microfenocristales de plagioclasa son de composición oligoclasa-andesina. Las pla- gioclases permanecen inalteradas, sólo en raras ocasiones aparo- cen ligeramente zeolitizadas (K 199a), o cloritizadas (K 823). El piroxeno está inalterado, ocasionalmente xonomórfico con respec- to a la plagioclasa (K 191).

La matriz de las andositas piroxénicas contiene vidrio vol- cánico y granos de plagioclasa (oligoclasa-andesina), de piroxe- no y de mineral metálico. El vidrio volcánico es de color carme- litoso, esporádicamente desvitrificado en distintos grados zeoli- tizado (K 199a, K 1414a) y cloritizado (K 823, M 817). En raras- ocasiones el vidrio volcánico presenta cristallitos en abundancia (K 199a, K 1414a, M 817). Estos son aciculares, a menudo cruzados en forma de estrella; probablemente pertenecen a algún mineral - fémico o metálico. A veces, como centro de cristalización de los cristallitos sirven las paredes de los pórfiros plagioclásicos y los microlitos. Ocasionalmente alrededor de los granos metálicos del vidrio volcánico se observan esferulitos criptocristalinos --



Fig. 45 Estructura fluidal en las andositas del Miembro Bruja, indicada por la orientación de las amígdalas. Falda norte de la loma Escambray (K823; coords:  $y=267,70/x=617,50$ ). Foto: Il. Kantchev.

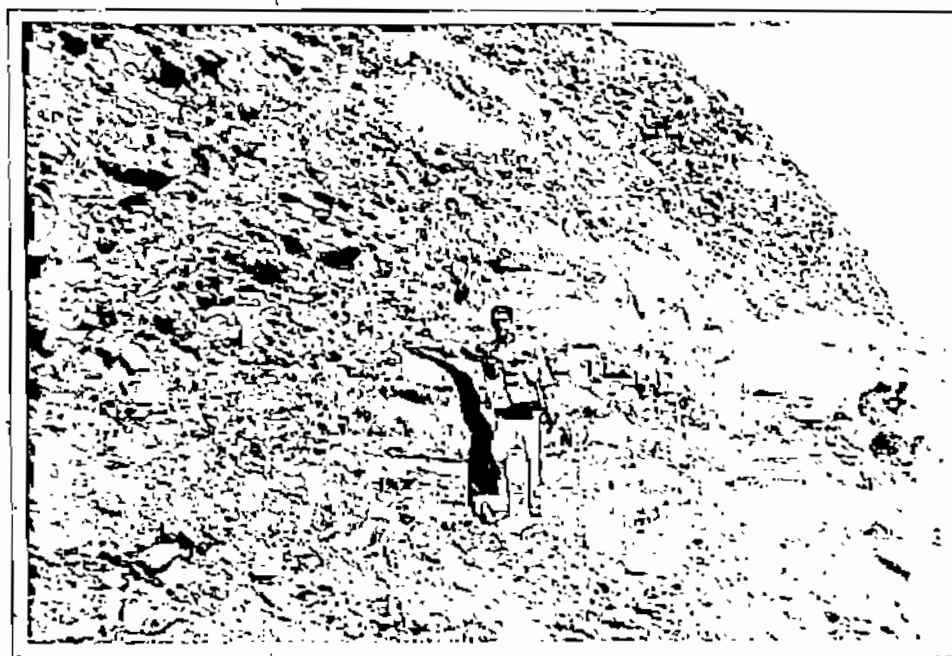


Fig. 46 Aglomerado tobáceo del Miembro Bruja. Terraplén de Pastora a Santa Clara (K124-5; coords:  $y=278,55/x=598,90$ ). Foto: Il. Kantchev.

(K 191).

365

En las amígdalas y microporos de la roca se han depositado: cuarzo, ópalo, calcedonia, minerales arcillosos laminares y zeolitas. También se observan amígdalas cuyo centro se encuentra relleno de cuarzo mientras que sus periferias, de esferulitos calcedónicos (K 1463), o bien de zeolitas (K 199a). Por las fisuras se ha depositado zeolita y cuarzo (K 199a); calcedonia y zeolitas (K 1414a), o calcedonia, carbonato y clorita (M 817).

La estructura de la roca es porfírica e hialopelítica; con frecuencia anigular, y raras veces variolítica (K 1414a).

Las andesitas que no contienen piroxeno aparecen relativamente con poca frecuencia y afloran en las mismas coladas junto con las andesitas piroxénicas, presentando un aspecto exterior análogo a las andesitas piroxénicas. Los cambios específicos en el color se pueden observar en las rocas de una colada (M 383-85) o bien en una muestra (M 383). Entre la andesita piroxénica ---- (K 1463) y la andesita de (M 383-85) existe una analogía microscópica completa. Aquí también el color varía de gris negruzco - (M 383) a crema (M 384) hasta gris (M 385). En los lugares donde por la meteorización las amígdalas esferoidales se han separado, por la superficie han quedado formas esféricas negativas, alcanzando esas esferitas un diámetro de hasta 0.6 mm (M 338). Rocas análogas aparecen en las muestras: (K 113, K 1309, K 1414b y c, -- M 1053, M 1065, M 1073, M 1074, M 1077).

Las rocas contienen pórfiros de plagioclasa en K 1414c, de oligoclasa en M 383 hasta casi afíricas en M 338. Los pórfiros plagioclásicos están frescos. La matriz está compuesta por vidrio volcánico de color marrón oscuro, que a veces es criptocristalino o parcialmente recristalizado. Se distinguen microlitos de plagioclasa queléticos, frecuentemente bifurcados y penetrados, producto de-

la cristalización simultánea del vidrio volcánico. Raramente el vidrio volcánico se encuentra cloritizado y zeolitizado (K 1414c). A menudo se observan microporos rellenos de cuarzo y ópalo (M 383) o de cuarzo y zeolitas (M 338). También hay amígdalas de dimensiones grandes (M 338) que presentan en el centro cuarzo de grano medio a partir del cual, en forma radial hacia la periferia, se han formado cristales <sup>de cuarzo</sup> hojosos adosados. La estructura es porfírica, amigdular y a veces variolítica.

Andesitas perlíticas. En muchos lugares, entre las andesitas piroxénicas se observan sectores constituidos casi únicamente por vidrio volcánico y algunos fenocristales. Estas rocas constituyen la parte exterior de las esferas cuando las andesitas son de textura esferoidal, o bien forman sectores irregulares o lenticulares. Estas rocas son de color negro, de brillo vítreo en las superficies frescas, las superficies meteorizadas presentan un color carmelita pardoso. Son compactas, masivas (K 1351) a veces con fracturación perlítica (K 1360). En las grietas de estas rocas se han depositado vetillas de calcedonia.

Los minerales porfíricos están representados mayormente por plagioclasa y un poco de piroxeno. Tienen dimensiones variables, pudiéndose caracterizar los más pequeños como microfenocristales y no como microlitos en la matriz. La plagioclasa es andesina -- fresca, pero el piroxeno augita se encuentra ligeramente uralitizado. Se observan cristales zoofíticos que atrapan los cristales idiomórficos de la plagioclasa, formando fibras en tramos alrededor de los mismos o dentro de la matriz. Esta última predomina -- cuantitativamente entre los minerales de la generación porfírica y está constituida exclusivamente por vidrio volcánico. Esto es de color marrón, con un índice de refracción menor que el del -- bálsamo del Canadá; es transparente, de fracturación típica perlítica. La estructura es porfírica.

Los afloramientos más grandes de andesita perlítica se establecieron en las coladas de andesitas del flanco norte del sinclinal de Seibabo. En la localidad K 1351, a unos 4 km al noroeste del pueblo de Seibabo, alcanzan un espesor de unos 3 m en la parte superior de la sección, encontrándose subyacentes a los conglomerados de la formación Volipo.

Algo más al este, por las faldas septentrionales de la Loma Pajarito, en varios lugares (a 200 m al sur de K 371, cerca de K 1372 y K 1373, aparecen tramos constituidos por andesitas perlíticas de un espesor de unos cuantos metros. La localidad de mayor consideración se encuentra en el punto K 1360, a unos 4 km al este-noroeste de Provincial, donde alcanzan una potencia de 10 m, aproximadamente. Precisamente ésta es la localidad que Pavlov (1970) ha tenido en cuenta al referirse a las rocas perlíticas de la porción sur de la provincia de Las Villas.

En las andesitas del miembro Bruja se observan goodas rellenas de ágatas (en las lomas al norte del central azucarero Osvaldo Herrera, antiguo Pastora). También se observan formaciones calcedónicas de forma irregular. Estas últimas son de color verde olivo a gris verdoso a gris. El estudio al microscopio de esta silicita calcedónica (K 876, Loma de Quintana), mostró estar constituida por calcedonia de grano fino con polarización agregada. Están cortadas por vetillas rellenas de cuarzo de grano fino.

Las tobas del miembro Bruja contienen fragmentos pequeños de vidrio volcánico (K 120) o de rocas volcánicas (K 121) y fragmentos o cristales enteros de plagioclasa (andesina) y piroxeno monoclinico. Los fragmentos de vidrio volcánico alcanzan una dimensión hasta 2-3 mm de diámetro y tienen una estructura de burbuja, y comúnmente están zeolitizados. Los fragmentos de rocas volcánicas son relativamente pequeños (menores de 1 mm de diámetro), siendo su estructura microlítica. Producto de la alteración

del vidrio volcánico aparece una pequeña cantidad de minerales arcillosos y clorita (K 120). El cemento en K 121 es arcilloso, de contacto, siendo su cantidad menor a la de los cristaloclastos. La estructura es psamítica, litocristaloclástica (K 121) y microgranular, residual vitrocrystaloclastica en partes, pscfítica -- (K 120). En realidad se trata de tobas andesíticas (K 121) y tobas alteradas (K 120).

Entre las tobas predominan las variedades de grano grueso - que afloran en capas de buen espesor (de unos cuantos metros) y aparecen en alternación con tobas de grano más fino.

En la parte superior del perfil del miembro Bruja - parte - occidental del sinclinal Soibabo (véase fig. 46) - aparecen tobas aglomeráticas de cantos grandes (K 124; K 125; K 680). Están constituidos de fragmentos casi esféricos de una roca amigdular de color marrón y cemento de tobas litocristaloclásticas. Los cantos alcanzan una dimensión de hasta 1 m, pero prevalecen de una dimensión típica de 0.10 a 0.50 m. Las amígdalas tienen tamaño de 1 a 2 cm y están rellenas de zeolitas o de formaciones cuarzo-calcólicas; las propias amígdalas están elipsoidamente alargadas. Los fragmentos (K 124) por su composición son variolitas -- constituidas por dos tipos de variolas y sectores de vidrio volcánico, agrietado y alterado. Uno de los tipos de variolas aparece bien individualizado, de dimensiones medianas, incoloras en su parte central y aureola coloreada por los bordes. Son de estructura radial fibrosa. En ciertas variolitas, constituidas probablemente por plagioclase, se observa un granito de mineral verde oscuro, exótricamente dispuesto. En casos de adosamiento de dos variolas contiguas producto del crecimiento, la aureola carmelitosa va perdiendo en dimensiones o desaparece por completo en el lugar del adosamiento 1(+). Lo más frecuente es que las variolas descritas

se encuentran separadas por otro tipo de variolas o por vidrio volcánico alterado. El segundo tipo de variolas es de dimensiones considerablemente más grandes, pero no tan individualizadas. Presentan estructura radial, son de color marrón 1(+), y probablemente están constituidas por mineral fémico. El vidrio volcánico se encuentra alterado y agrietado, ostentando un estadio inicial de recristalización. La estructura es variolítica. La matriz del aglomerado está representada<sup>2</sup> por tobas litocristalovicroclásticas de dimensiones psamíticas y psafíticas. No está uniformemente distribuida y en ciertos lugares predomina producto de lo cual, entre el aglomerado de cantos grandes, se forman intercalaciones lenticulares de tobas de 1-2 m de espesor y hasta más de 20 m de largo (véase fig.46).

Los aglomerados anteriormente descritos se observan perfectamente en la localidad San Vicente, por el Callejón Los Azules a 3 km al oeste de San Juan de los Yoros (K 680) y por el terraplén de La Pastora a Santa Clara (K 124-25).

3. Localidad típica. Truitt & Nassal (en Bronnemann & Pardo, 1954) describieron como localidad típica las elevaciones que se encuentran al oeste del pueblo de Seibabo. Realmente en estas elevaciones y su continuación al oeste hasta el norte del central Osvaldo Herrera (antigua Pastora), se observa muy bien el perfil de esta unidad.

Descripción de la localidad típica: en la loma al oeste de Seibabo el perfil del miembro Bruja presenta el siguiente aspecto (véase fig. 36 col perfil G-F):

- las andesitas del miembro Bruja se encuentran subyacentes a las tobas con intercalaciones de margas y calizas del miembro Seibabo;
- unos 350 m de andesitas piroxénicas. La matriz que está -



- constituída por vidrio volcánico y microlitos prevaloce - en cantidad a los pórfiros de plagioclasa. Estas andesitas constituyen la loma Palmarito. Debido al carácter de los afloramientos es difícil establecer si se trata de una sola colada de lavas o de varias, separadas por intercalaciones de tobas;
- unos 80 m de afloramientos parciales de alternaciones de tobas psamíticas y psefíticas. Forman la parte inferior del relieve al norte de la loma anteriormente mencionada;
  - unos 40 m de andesitas piroxénicas (K 1022). La superficie fresca es de color gris oscuro a negro; al meteorizarse adquieren un color gris rojizo. En la parte superior de la colada se observa textura esferoidal. Las esferas alcanzan hasta 1-2 m de diámetro. Por la parte exterior de las esferas las andesitas son de color negro. Predomina en su constitución la matriz de vidrio volcánico y un poco de plagioclasa y piroxeno (K 1022b). Los pórfiros son escasos en cantidad, y están constituidos por plagioclasa y un poco de piroxeno. En las partes centrales de las esferas, en la matriz, además del vidrio volcánico aparecen microlitos en mayores cantidades. En determinados lugares de esta colada (K 1022a), producto de la desvitrificación, se ha obtenido albita. También se encuentran albitizados los microlitos plagioclásicos de la matriz. Las andesitas de esta colada contienen numerosas cavidades sin forma, rellenas de cuarzo o cuarzo y calcedonia.
  - unos 30 m sin afloramientos. Tan sólo en los primeros 5 m superiores afloran tobas psefíticas intensamente meteorizadas;
  - en este perfil las calizas de la formación Palmarito (K 646)

se encuentran transgresivamente sobre el miembro Bruja.

Descripción de otros cortes del miembro Bruja:

Perfil por el terraplén Pastora - Santa Clara (véase fig.

36, perfil B-C):

- el miembro Bruja está cubierto por las alternaciones de tobas, margas y calizas del miembro Soibabo;
- a causa de la presencia de una falla transversal a la estratificación, por el camino no se puede observar la cola de lavas más inferior. Esta aflora al este del camino (Loma de Bayo). Tiene una potencia de unos 80 m y está representada por las andesitas piroxénicas típicas de este miembro;
- unos 60 m de alternaciones de tobas de grano más grueso (K 120) y tobas de granulometría menor (K 121). Las tobas de grano grueso están constituidas mayormente por fragmentos de vidrio volcánico intensamente alterado (zeolitizado) y algunos fragmentos de andesitas y plagioclasa. Las tobas de granulometría más fina son de color verde oscuro, constituidas (K 121) principalmente por cristaloclastos de plagioclasas y piroxeno y pocos litoclastos (andesitas). El cemento es arcilloso;
- unos 60 m de andesitas (K 122);
- unos 50 m sin afloramientos;
- unos 100 m de alternaciones de tobas de grano fino y grano grueso (K 123);
- unos 210 m sin afloramientos;
- 100 m de aglomerados tobáceos de bombas grandes de andesita (K 124, K 125). Afloran perfectamente en la cantera -- que se encuentra en la porción sur de la Loma (véase fig.

46). Estos aglomerados ya fueron descritos anteriormente --  
si hacer la característica general de los piroclastos de --  
este miembro.

Perfil al norte de Provincial:

Por el camino vecinal abandonado al norte de Provincial --  
(véase fig. 38, perfil O-P) aflora la sección completa del miem-  
bro Bruja, incluso sus límites inferior y superior:

- subyacentes a las andesitas del miembro Bruja afloran 7-8  
m de tobas de grano grueso de capas de 1-2 cm;
- 170 m de andesitas piroxénicas (K 199a);
- luego de un tramo de 2 m sin afloramientos, vienen margas  
del miembro Agabama.

4. Espesor. A base de los datos que nos ofrecen los perfi--  
les anteriormente descritos y las fig. 36, 38, es evidente que --  
el número de las coladas de andesitas en el miembro Bruja es dis-  
tinto. Asimismo es distinta la potencia de éstas y la de las pi-  
roclastitas.

El espesor de esta unidad varía de 170 m aproximadamente --  
(al norte de Provincial) hasta más de 600 m en los demás perfi--  
les.

5. Edad. Los materiales del miembro Bruja carecen de fósil--  
los. Sin embargo, su edad se determina por la posición que man--  
tionan entre los depósitos subyacentes y suprayacentes. Al des-  
cribir el miembro Scibabo se hizo mención de que/únos cuantos me-  
tros de la primera colada de lavas del miembro Bruja se estable-  
cieron fósiles juronianos. Asimismo, en las margas suprayacentes  
del miembro Agabama aparecieron ammonites del <sup>T</sup>uroniano inferior.  
Sin duda alguna, la formación de los depósitos volcánicos del --  
miembro Bruja se ha efectuado durante el <sup>T</sup>uroniano inferior. En-

la Geología de Cuba (Furrazola-Bermúdez et al., 1964, fig. 19) - la edad está determinada también como juroniano inferior.

Las vulcanitas (andesitas) del miembro Bruja son muy similares a ciertas coladas de andesitas de la parte inferior de la formación Tobas.

6. Distribución. Las vulcanitas del miembro Bruja donde mejor afloran es en la región al sur de Santa Clara (anexo 7). Aquí toda la parte superior de la formación Tobas puede ser dividida en miembros. Andesitas, indudablemente referentes al miembro Bruja, afloran en la región que queda a 2-3 km de Miller y a 4 km al suroeste de Falcón (M 383 y M 385). En las proximidades del pueblecito Máximo, suprayacentes a las calizas del miembro Gómez afloran las andesitas (M 817, N 779, N 780 y N 784) que indudablemente pertenecen al miembro Bruja.

En la región al sur del pueblo Jarahuoca (M 1053, M 1077, M 1075, M 1065 y M 1073) se puede observar una estrecha franja de escaso espesor de andesitas que se parecen a las del miembro Bruja.

#### 4.2.7. Miembro Abrous

1. Nombre y antecedentes. A este miembro le hemos conferido el nombre del pueblo Abrous, ubicado al sur de la localidad típica. Los materiales de este miembro casi no han sido descritos en la bibliografía geológica de la provincia de Las Villas. En las proximidades del central azucarero Guillermo Moncada (antiguo Constancia) los depósitos de este miembro están representados en el mapa geológico de la Sociedad Holandesa NEDECO (escala 1:200 000) como Upper Eotaceous Tuff.

2. Localidad típica y litología. La cantera situada a 1 km al noreste del central azucarero Guillermo Moncada (antiguo Constancia) (K 42-47, coordenadas:  $y=269.10/x=543.85$ ).

En la localidad típica anteriormente mencionada las rocas fundamentales del miembro Abreus son las margas de componente cristaloclastica con intercalaciones tobáceas ocasionales, silicitas y coladas de lavas de poco espesor (hasta 1 m).

Las margas son de color gris oscuro a negro, siendo de color gris azulado en la superficie fresca y amarillento carmelitoso, en la meteorizada. Presentan una estratificación horizontal fina y textura bandada por la alternación de los estratos que alcanzan un espesor de 1 a 2 m con diferente color y granulometría. Están constituidos (K 43) de calcitas de grano fino y minerales arcillosos microlaminados, conteniendo una gran cantidad de restos de foraminíferos y fracciones pequeñas de organismos indeterminados, impurezas de cuarzo y plagioclasa de dimensiones aleuríticas.

En ciertos estratos las impurezas de material piroclástico son considerables, debido a lo cual las rocas podrían denominarse tufitas.

Las tobas presentan, en la superficie fresca, un color gris azulado y pardoso en la meteorizada. Son pefíticas, psamíticas o pelíticas con respecto a la dimensión de los clastos. Presentan una estratificación bien expresada por la alternación de capas de distintas dimensiones de material piroclástico. Las tobas son principalmente vitrocrystaloclasticas. El vidrio volcánico se halla intensamente alterado y convertido en una masa microgranular de zeolitas y materiales arcillosos. Los cristaloclastos son de plagioclasa.

Las silicitas son de color gris claro a blanquecino, compactas, de fractura concooidal. Están constituidas (K 46) por calcedonia con polarización agregada.

Las vulcanitas son rocas porfíricas de color gris oscuro a-

negro. Aparecen en coladas de poco espesor que alcanza hasta 1 m.

La configuración de los afloramientos cambia constantemente por encontrarse la cantera en explotación. Al efectuar nuestra visita in situ, pudimos observar en la parte más oriental de la cantera, el perfil que a continuación ofrecemos (desde abajo hacia arriba):

- 1 m de margas alcuríticas, de color gris azulado, de textura bandeada fina. El espesor de las capas es de 0.05 a --- 0.10 m. Contienen inoceramus y ammonites en abundancia --- (K 42);
- 0.50 m de tobas macrogranulares intensamente meteorizadas de color gris pardoso;
- 10 m (un intervalo de 20 m) de alternaciones de margas -- iguales a las anteriormente descritas y tobas;
- 2 m de tobas estratificadas de grano fino y medio;
- 1 m de margas (K 43) de color gris oscuro a negro;
- 1 m de tobas macrogranulares, intensamente meteorizadas;
- 75 m (= intervalo de 150 m) de alternaciones de margas y - tobas que afloran en la base de la cantera. Por haberlas - removido la grúa, no se puede observar el corte exacto;
- unos 15 m (en la porción occidental de la cantera) de alternaciones de margas y tobas (capas de 2 a 3 m) y silicistas (K 46) blanquecinas (espesor de 0.10 a 0.20 m).

Las margas en la totalidad del corte contienen en gran abundancia (millares de individuos) Inoceramus y algunos ammonites.

En la cantera de las cercanías del central azucarero Guillermo Moncada no se observan los límites inferior y superior de la formación.

3. Fauna y edad. Las margas del miembro Abreus son exclusiva-  
(K42)  
mente ricas en fósiles. Los inoceramos son del grupo de *Inoceramus*  
labiatus. En lo que a los ammonites respecta, se establecieron---  
Mammites nodosoides (Schloth.), Pseudospidoceras sp.

La fauna de este miembro prueba indudablemente una edad Tur-  
niano inferior. No cabe duda que el miembro Abreus ocupa las par-  
tes superiores de la formación Tobas, en las ramificaciones del -  
suroeste de Las Villas. Por su litología y fauna se correlaciona -  
con el miembro Agabama de la región sur de Santa Clara.

4. Distribución. Los depósitos del miembro Abreus se estable-  
cen como una franja estrecha, al suroeste de la ciudad de Abreus.  
Los mejores afloramientos son los del central Guillermo Moncada --  
(localidad típica), ambos lados del Río Bomají. Hacia el miem-  
bro Abreus pertenecen también los afloramientos al noroeste de di-  
cho central, hacia el poblado Sinaguita. En la parte norocciden-  
tal de la franja conjuntamente con margas y tobas en muchos luga-  
res se establecen también tobabrochas de trozos pequeños.

#### 4.2.6. Miembro Agabama

1. Nombre y antecedentes. Wacziarg & Truit (on Bronnimann & --  
Pardo, 1954) han denominado "formación Agabama" los materiales que  
se encuentran suprayacentes a las vulcanitas del miembro Bruja, al  
norte del pueblo Provincial.

2. Localidad típica y litología. Los autores anteriormente -  
mencionados señalan como localidad típica los afloramientos en el  
camino que se ubica a 1.5 km al norte del pueblo Provincial en --  
las faldas de la loma. En realidad, aquí es donde mejor se pueden  
observar las variedades fundamentales de las rocas que componen -  
este miembro, por lo cual esta localidad habrá de aceptarse como-  
típica. Bronnimann & Pardo, 1954, resumen la litología de la manera



Fig. 47

*Inocoramus* ex. gr. *labiatus* del Miembro Abrens. Central  
Guillermo Moncada (ex Constancia), localidad K42 (coordes:  
 $y=268.85/x=543.80$ ). Foto: Il. Kantchev.



siguiente: "Argilitas finas, de escaso espesor, bien estratificadas, silicizadas, de color carmelita a amarillo azufre, duras y blandas." El elemento fundamental de este miembro son las margas y las argilitas con intercalaciones de tobas.

Las margas presentan color gris oscuro a negro cuando la superficie es fresca y adquieren un color marrón ocre cuando se meteorizan. Son de estratificación horizontal fina. El espesor de las capas es de 1-2 a 10-15 cm. Al microscopio se hace evidente que están constituidas por minerales arcillosos, calcita, ópalo e impurezas terrígenas (K 199 y K 874). Predominan los minerales arcillosos. Estos son micromicáceos con las laminillas orientadas paralelamente a la estratificación, formando con frecuencia capitas de escaso espesor. La calcita es de grano fino encontrándose íntimamente mezclada con los minerales arcillosos, o bien es orgánica. Frecuentemente las margas contienen ópalo (K 874) que también está íntimamente mezclada con los minerales arcillosos o constituye los restos de Radiolaria y espículas de Spongia. Siempre contienen componentes terrígenos (en la muestra K 874 aparecen en un 5%) en forma de granos de plagioclasa.

Las argilitas son de color gris claro y aparecen como intercalaciones de poco espesor entre las margas.

Las tobas (K 198, K 873) son de color gris verdoso y de capas de dimensiones psamíticas. En su mayoría son vitroclásticas con una escasa participación de cristoloclastos y litoclastos. Los fragmentos de vidrio volcánico están totalmente alterados y convertidos en una masa microgranular de zeolitas, minerales arcillosos y clorita. Los cristoloclastos son de plagioclasa y los litoclastos de andesita. Su estructura es microgranular, residual vitroclástica, psefitica.

Las tufitas aparecen en intercalaciones, estratificadas en-

las margas, ganando un espesor de hasta unos cuantos metros.

El elemento predominante del corte son las margas con intercalaciones de argilitas. Las tufitas aparecen como intercalaciones aisladas.

Descripción del perfil típico:

Por el camino vecinal abandonado, a unos 2 km al norte del pueblo Provincial, por la ladera norte de la loma afloran:

- andesitas del miembro Bruja (K 199a) que forman la cresta de la loma, subyacentes a los materiales del miembro Agabama;

- 2 m de intervalo cubierto, por lo que no se puede observar el contacto directo entre el miembro Bruja y el miembro Agabama;

- 25 m de margas de color gris oscuro en la superficie fresca y de color amarillento ocre cuando está meteorizada -- (K 199), con intercalaciones de escaso espesor de argilitas de color gris claro. Por la superficie de los estratos se observan restos de peces. Los estratos buzan al norte con una inclinación de 40°.

A 5 m por encima de las andesitas del miembro Bruja se hallaron unos cuantos individuos de ammonites o inoceramus (K 199), de los que se determinaron: *Mammites nodosoides* (Schloth.) e *Inoceramus*;

- unos 50 m (intervalo de 100 m aproximadamente) por la ladera y la parte baja del relieve sin afloramientos;

- unos 30 m de margas con intercalaciones de tobas;

- unos 10 m de tobas vitroclásticas, macrogranulares e intensamente alteradas (K 193);

- al norte, por el camino abandonado que se extiende al este del valle en forma de una "U", en las faldas de la loma -- Quintana se pueden observar, a lo largo de una distancia -- de más de 2 km, muchos afloramientos de margas amarillen-- tas por la meteorización con intercalaciones de tobas. Es-- te camino se extiende paralelamente a los estratos que bu-- zan al sureste en el periclinal del anticlinal de la loma Quintana.

En las proximidades de la escuela de la localidad Los Azules (K 190) , coordenadas  $y=272.25/x=610.20$ , los materiales de este -- miembro afloran perfectamente bien.

En una antigua cantera abandonada se pueden observar, por la extensión de más de 20 m, las margas de estratificación fina en -- capas de poco espesor del miembro Agabama. Aquí las margas se ene-- cuentran en gran abundancia, pero los ammonites no se conservan -- bien. Además, se encuentran muchas pellicípodos (Pteria, probablemen-- te nueva especie; inoceramus del grupo In. labiatus) y muchas es-- camas de peces.

3. Límites y espesor. El límite inferior de esta unidad se ob-- serva claramente por la gran diferencia litológica entre ésta y -- los materiales subyacentes (vulcanitas) del miembro Bruja.

El límite superior está erosionado. Los conglomerados y las -- areniscas de la formación Felipe (Santoniano) se encuentran supra-- yacentes y en discordancia con los sedimentos de este miembro.

Waseal & Truit (en Bronnimann & Pardo, 1954) escriben que es -- ta unidad se encuentra subyacente a la formación por ellos denomi-- nada "Escambray". Como ya lo hemos subrayado, al proceder a la -- descripción del miembro Bruja, estos autores han denominado "for-- mación Escambray" las andesitas que constituyen la loma Quintana,

al norte del pueblo Provincial. Estas andesitas también pertenecen al miembro Bruja y no se encuentran suprayacentes a las margas, sino que salen por debajo de éstas. Los materiales del miembro Agabama forman un estrecho pliegue sinclinal. Por el flanco norte del sinclinal aparecen las andesitas de la loma Quintana -- (la ex-"formación Escambray"), mientras que en el flanco sur salen las andesitas del miembro Bruja que forman las elevaciones inmediatas al norte del pueblo Provincial (véase anexo 7).

Espesor: el espesor de esta unidad está por el orden de 300-400 m.

4. Distribución. Este miembro se propaga ampliamente en el sinclinal anteriormente mencionado, al norte del pueblo Provincial. Además se ha establecido en otros lugares (véase anexo 7).-- Una franja muy estrecha de las margas del miembro Agabama se observa sobre las andesitas del miembro Bruja y por debajo de las calizas de la formación Palmarito, por el camino que sale del pueblo Provincial en dirección Este hasta Arroyo Magley. Aquí se conservan no más de 10-20 m de las partes más inferiores de la sección.

La tercera localidad es la que se halla por las laderas septentrionales de la Loma Biez, donde las rocas del miembro Agabama afloran en forma de franja de 4 km de largo, suprayacentes a las andesitas del miembro Bruja. Se pueden observar los mejores afloramientos de esta franja al pie de la parte más occidental de la loma anteriormente mencionada por su región norte, donde afloran en las excavaciones de una micropresa (coordenadas:  $y=265.30/x=623.40$ ).

El último lugar donde pudimos ver estos materiales es en un pequeño afloramiento en el Río Agabama (al sur de K 389), ----- subyacentes a las areniscas de la formación Felipe y suprayacentes

a las andesitas del miembro Bruja.

5. Fauna y edad. Wacziarg & Truit describen solamente Radiolaria y espículas de Spongia con respecto a esta unidad. Estos autores determinan su edad a base de observaciones sobre el terreno, como Cretácico superior. Al ordenar las formaciones en la tabla de correlación de las formaciones (Furrázola-Bernández et al., 1964) fig.No.19, sitúan esta unidad en el Turoniano y Senoniano inferior.

Las margas del miembro Agabama son ricas en fósiles. En la cantera Los Azules (K 190) aparecieron muchos pelecípodos y aptychus, de los cuales se determinaron:

Inoceramus ex. gr. labiatus,

Pteria sp. (? n.sp.),

Aptychus sp.

En la localidad típica se establecieron: Mammites nodocoides Sekloth. e Inoceramus ex.gr.labiatus.

La presencia de los ammonites de la familia de los Mammites e Inoceramus del grupo In.labiatus, determinan incuestionablemente una edad turoniana inferior.

Nota. Por sus particularidades litológicas, los materiales del miembro Agabama tienen mucha semejanza con los del miembro Abreus de la parte suroeste de la provincia de Las Villas. La situación estratigráfica y la fauna de ambos miembros prueban que son de la misma edad, representando el uno la prolongación lateral del otro.

4.3. Formación Tobas No dividida. En el mapa geológico en muchos lugares la formación Tobas es mostrada con el signo de -- "Formación Tobas No dividida". Estos son los lugares, donde debi

a la plegabilidad muy compleja y a la falta de criterios litológicos suficientemente seguros, la formación Tobas no puede ser dividida en miembros.

Los afloramientos más septentrionales de la formación Tobas son los que se encuentran al sureste de Mayajigua. Las rocas de esta formación afloran muy bien en el Río Jatibonico del Norte, inmediatamente al norte de la desembocadura del desfiladero a través de la Sierra de Jatibonico y al sur de la carretera Circuito Norte (K 2230, K 2231). Estas son vulcanitas básicas y meliobásicas fuertemente brechosas con matriz de granos finos a compacta y pórpidos de plagioclasa. En algunas de ellas se observan mandalas, rellenas de teolitas de rayos radiales. Junto con las rocas diabásicas se encuentran también tobas fuertemente intemperizadas y toconizadas. Al noroeste del Río Jatibonico del Norte, los materiales de la formación Tobas se siguen como una franja estrecha, paralela a la carretera Circuito Norte, en dirección a la ciudad Mayajigua. En la parte occidental de la franja los materiales de la formación Tobas están representados por gabroides metasomáticos - apovulcanitas. En estos lugares éstas están tectonizadas y arcilladas de manera exclusivamente fuerte. Las rocas de la formación Tobas de estos afloramientos es muy probable que pertenezcan a la Parte Inferior de la formación Tobas.

Inmediatamente al sur de la falla grande que separa la zona Zaza de la zona de Comajuaní y, al norte de la zona de Placetas, se extiende una franja ancha diferente de los depósitos de la formación Tobas. Esta franja, constituida por los materiales de la formación Tobas, la tratamos como una cuña tectónica introducida entre las zonas Placetas y Comajuaní, resultado de grandes deslizamientos horizontales por un sistema de fallas casi paralelas a las estructuras tectónicas principales.

Los afloramientos más occidentales de la franja en cuestión se observan en el poblado Vega Alta. De allí al este-sureste, ésta se sigue sin interrupción por el valle del Río Gamajuní, cruza la carretera Placetas-Remedios en el poblado Zulueza del Sur y, continúa a través de la región de los poblados Arriosa, General Carrillo, Jarahuaca, Itabo, Venegas, Perea y, al este continúa en la provincia de Camagüey. En la parte oriental de la provincia, los afloramientos de la formación Tobas de esta franja se unen con los del Sur.

Los afloramientos de la formación Tobas de esta franja están estrechamente ligados con cuerpos pequeños o grandes de serpentinitas. En cercanía con éstos últimos en la mayoría de los casos, las rocas de la formación Tobas están fuertemente <sup>altera-</sup> ~~modifi-~~ <sup>ra</sup> cadas, convertidas en rocas gabroídicas metasomáticas, que serán descritas aparte en el capítulo siguiente. En los afloramientos restantes, las rocas de la formación Tobas están fuertemente tectonizadas, su estratificación normal está violada y el mapeo de los distintos miembros de la formación es casi imposible. Sin duda, la mayor parte de esta franja está constituida por las rocas de la Parte Inferior de la formación Tobas, representada por tobas (diferentes por el tamaño de los elastos), silicíticas y rocas efusivas (diabasas y andesitas). En algunos lugares, sin embargo, afloran también sedimentos que pertenecen a la Parte Superior de la formación. Al sur del poblado Jarahuaca aflora una franja estrecha (M 1053, M 1077, M 1075, M 1065, --- M 1073) de andesitas alteradas, pórfidos por plagioclasa y mineral fémico. Las rocas son muy similares a las andesitas del miembro Bruja de las partes meridionales de la provincia. En vecindad cercana a estas rocas (M 1064) se observan calizas de color crema pintón, porcelánicas, pertenecientes probablemente al --- miembro Gómez. En la parte oriental de la franja tratada, en -

muchos lugares se establece la alternación de margas y calizas - del miembro Gómez. Los afloramientos más grandes han sido mostrados por separado en el mapa geológico.

La región siguiente, donde en el mapa geológico ha sido mostrada la formación Tobas No dividida, es la región de Falcón,-- (fig. 72). La formación Tobas en estos lugares está representada por tobas, tobahrochas, silicitas, andesitas, diabasas uralitizadas, diabasas variolíticas espilíticas, porfiritas andesíticas,-- congadiabasas. Las tobas son principalmente litocristaloclasticas fuertemente alteradas. Las silicitas (M 416) están constituidas de cuarzo micro- a criptocristalino y escamillas únicas de sericita. Se observan también distintas formaciones esféricas, -- constituidas de cuarzo. La estructura de la roca es criptocristalina. En el valle del Río Jagüeyes (M 428) una pequeña loma está constituida solamente de silicitas de color gris oscuro a negro, iguales a las de la Parte Inferior de la formación de las alturas de la Loma Ciguaraya en el valle del Río Zaza. Las congadiabasas (M 450, M 451) están constituidas por plagioclasa, feldespato potásico, piroxeno, mirmequita, mineral metálico, un poco de cuarzo, clorita y uralita. La plagioclasa es en parte albitizada y, el piroxeno es uralitizado y cloritizado. El piroxeno es con un grado más bajo de idiomorfismo con respecto a la plagioclasa. La estructura es diabásica. En las diabasas espilíticas (M 409) los minerales porfíricos plagioclasa y anfibol varían en dimensiones y paulatinamente pasan a los minerales relativamente grandes, no bien individualizados de la matriz. La plagioclasa es albita. La matriz está constituida principalmente por los minerales de la generación porfírica, algo de cuarzo y epidota. En algunos lugares las tobas de la región descrita están hidrotermalmente alteradas y convertidas en argilitas (M 387), roca cuarzo-epidótica (406) y cuarzitas secundarias (M 386). En muchos lugares



en la región descrita aflora la alternación de calizas y margas del miembro Gómez (mostradas por separado en el mapa geológico). En algunos lugares, visiblemente más alto en el perfil de la formación se observan andesitas (M 338, M 383-85), que son completamente iguales a las de l miembro Bruja de los afloramientos más meridionales de la formación Tobas. Al noroeste de Falcón, sobre las calizas y margas del miembro Gómez en varios lugares afloran margas alauríticas de color gris oscuro, amarillentas al intemperizarse, con componente muy tufoso, que recuerdan las de los miembros Abraus y Agabama de la parte más superior del perfil de la formación. El perfil de la formación Tobas de la región de Falcón no se diferencia del de la región del sinclinal de Seibabo.

Como formación Tobas No dividida en el mapa geológico hemos mostrado también los afloramientos en la región al este de Santo Domingo. Esta es una franja con un ancho de hasta 6 km, en la cual predominan las tobas. A diferencia de las partes restantes de la provincia aquí las tobas están coloreadas en tonos gris verdosos, verdes claros y beige. Se encuentran también tobas silicíticas, silicitas y más raramente tobabrechas. Algunas de las tobas son débilmente carbonatadas. Los materiales de la formación Tobas <sup>en la región descrita</sup> afloran muy bien en el cruce de uno de los afluentes del Río Yabú con el camino Callejón del Rosario, a 5 km al suroeste de San Diego del Valle (M 1199). En este lugar en una distancia de 80-100 m afloran tobabrechas, tobas, tobas vitreolíticas psamíticas. Las tobas son beige y verde claro, frecuentemente silicíticas. En la mitad de la franja de depósitos de la formación Tobas en estos lugares aflora una alternación de calizas y margas que fueron descritas como miembro Diego (en el mapa geológico han sido mostradas aparte).

Una localidad relativamente grande de la formación Tobas -- que hemos significado como formación Tobas No dividida se establece en la parte más occidental de la provincia, al norte de la Carretera Central entre los poblados Mordazo y Cascajal. La formación Tobas en esta localidad está representada por tobas, sillitas y rocas efusivas de distinta granulometría. Debido al carácter llano del relieve por estos lugares, los afloramientos son muy malos.

Como formación Tobas No dividida han sido mostrados también los afloramientos de esta formación en la parte suroriental de la provincia, al oeste y este de la ciudad de Abreus. Estos son afloramientos relativamente pequeños que salen a la superficie -- por debajo de los sedimentos del Maestrichtiano; que forman esta parte de la provincia. En la composición de la formación Tobas -- por estos lugares participan tobabrechas, tobas y margas. Las rocas efusivas son relativamente raras. Las tobabrechas están constituidas por fragmentos de andesitas, tobas, más raramente por calizas con cemento tobáceo. Las tobas son psamíticas y pseliticas y aparecen como intercalaciones entre las tobabrechas o las margas. Las margas son de color gris oscuro en la superficie fresca y, amarillentas al intemperizarse. Estas son de estratos finos con textura franjeada; debido a la alternación de capas finas coloreadas en tonos más oscuros o más claros, o de diferente granulometría. Las margas alternan con tobas. Por lo tanto las margas recuerdan mucho las margas del miembro Abreus. Las rocas volcánicas están representadas por andesitas amigdaloides.

En los afloramientos al noroeste y al <sup>de</sup> Yaguaruna la formación Tobas está representada por tobabrechas con intercalaciones de tobas y sólo en un lugar -- el afloramiento a 5 km al noroeste

de Yaguaramas (B 335)-se observan andesitas amigdaloides.

En el afloramiento en el Arroyo Almendrillo, al noroeste de Abreus (K 1865, K 1866) la formación Tobas está presentada por -  
tobabrechas de fragmentos pequeños con intercalaciones raras de -  
tobas.

En la localidad San Ignacio, sobre los calizos del miembro -  
Guaoa aflora una alternación de tobas y margas, descrita en la -  
descripción del miembro Guaoa, la cual recuerda las sedimentacio -  
nes del miembro Seibabo.

La mayoría de los depósitos de la formación Tobas de los al -  
rededores de Yaguaramas y Abreus, mostradas como formación Tobas  
No dividida, probablemente pertenecen a la Parte Superior de la -  
formación.

En la parte suroriental de la provincia, al norte, este y -  
noroeste de la ciudad de Sancti Spiritus, la formación Tobas tie -  
ne una distribución relativamente grande. Está representada por -  
tobas, silicitas y muchas rocas magnéticas. La facies de los de -  
pósitos es muy similar a la de la Parte Inferior de la formación  
en las partes centrales de la provincia. En varios lugares, al -  
norte del Río Tuinicú (G 875, G 876, St 639) fueron establecidas  
calizas organogénicas de color oscuro a negro, que podrían perte -  
necer al miembro Provincial. En uno de estos depósitos (G 876) -  
las calizas están marmolizadas. Calizas organogénicas similares -  
afloran también a 2 km al este de Sancti Spiritus (P 325), donde  
están marmolizadas y skarnizadas. Las rocas de la formación To -  
bas en la región en cercanía con los Granitoides Manicaragua es -  
tán metamorforizadas de contacto. Además, en muchos lugares esti -  
manifestada también la alteración hidrotermal.

Como formación Tobas No dividida han sido mostrados asimis -  
mo los afloramientos de esta formación en la parte oriental de -

la provincia, al este del Río Zaza, debido a que allí, en la Parte Superior de la formación puede dividirse y mapearse individualmente sólo el miembro Gómez, mientras que los depósitos yacientes sobre éstos, están representados por tobas, algo de margas y derramamientos de lavas y son muy similares a los depósitos de la Parte Inferior de la formación.

4.4. Gabroides metasomáticos - apovulcanitas de la Formación Tobas. Al iniciar este capítulo hemos recalcado que ciertas rocas de la formación Tobas adyacentes a las rocas ultrabásicas han sufrido alteraciones que las han transformado en rocas micro- a mesocranulares que presentan un aspecto de gabro, o en rocas con aspecto de gabro básico macrocristalino y gabro bandeado.

Los primeros investigadores de la provincia de Las Villas, - N.G. Rutten (1936b) y Thiedens (1937a) cartografiaron estos materiales como formación Tobas. Posteriormente, los geólogos de las compañías norteamericanas señalan que ciertos materiales adyacentes a las ultrabasitas son de textura y estructura diferentes a las de las rocas de la parte restante de la formación Tobas, razón por la cual las describen, dándoles distintos nombres, denominando la mayor parte "gabros". En el mapa de los yacimientos minerales de Cuba a escala 1:500 000, estas rocas están señaladas como gabros, diabasas, gabro-pegmatitas, troctolitas y anortositas.

Nuestras investigaciones probaron que se trata de gábroidos-metasomáticos, apovulcanitas de la formación Tobas. Esporádicamente las alteraciones de las rocas de la formación Tobas han conducido a la formación de rocas con aspectos de gabro: gabrodiabasas urazitizadas y diabasas, diabasas espiliticas, diabasas, espilitas variolíticas, congadiabasas y sus respectivas variedades porfirificas. En otros casos, la alteración ha sido más intensa y en tal -

caso aparecen rocas con aspecto de gabro intrusivo típicos: trocto-  
litos, gabros olivínicos, gabros piroxénicos y gabros bandeados.

Partiendo de la naturaleza de los procesos metasomáticos y -  
el carácter de los productos de sus alteraciones, entre los gabro-  
idos metasomáticos adyacentes a las ultrabasitas, separamos <sup>o</sup>condi-  
cionalmente dos grupos de rocas;

1. Gabrodiabasas y diabasas urazitizadas, diabasas espiliti-  
cas, diabasas, espilitas variolíticas, congadiabasas y sus respec-  
tivas variedades porfíricas.

2. Troctolitas, gabros bandeados y gabros olivínicos y piroxé-  
nicos<sup>a)</sup>.

Al primer grupo de gabros metasomáticos se refieren las ro-  
cas micro-a mesogranulares con aspecto de gabro. En las mafitas -  
falta el olivino; el piroxeno ocasionalmente está representado co-  
mo mineral relictico, mientras que la uranita se impone predomi-  
nantemente. La plagioclasa es labrador, o es de composición más á-  
cida. Las estructuras son gabrodiabásicas, diabásicas, diabásicas  
relicticas y variolíticas. Las gabros de este grupo, especialmen-  
te están relacionadas con las ultrabasitas y las rocas de la for-  
mación Tobas a las que se vinculan.

Al segundo grupo de rocas de gabros metasomáticos se refieren  
aquellas con aspecto de gabros macrocristalinos básicos y gabros-  
bandeados que ocupan afloramientos de pequeñas dimensiones espaciales<sup>a)</sup>  
En el mapa geológico las rocas del primer grupo están mostradas -  
con el signo complementario "vulcanitas alteradas de la formación  
Tobas. El segundo grupo de rocas están significadas con un símbolo  
independiente, debido a que el mapa geológico y su leyenda habían  
sido elaborados antes de la terminación de los estudios de labora-  
torio de estas rocas y por tradición éstas fueron tratadas como -  
rocas intrusivas.

Las mafitas están representadas por olivino y piroxeno, alterados en diferente grado, siendo la plagioclasa de Bitownita a labrador. Las estructuras son de gabro, alotriomorfogranular, coronaria, granoblástica-mosaica, metasomítica, reticular. Especialmente se asocian a las ultrabasitas y a las rocas de la formación Tobas que afloran en las proximidades de las ultrabasitas.

4.4.1. Primer grupo de gabroides metasomíticos: diabasas y gabrodiabasas uralitizadas, diabasas espiliticas, diabasas, espilitas variolíticas, congadiabasas y sus respectivas variedades porfiríticas. Estas son las gabros de mayor distribución en la provincia. Afloran en franjas alargadas cercanas a las fallas por los límites entre los cuerpos de ultrabasitas y las rocas de la formación Tobas. Con menos frecuencia aparecen en zonas mixtas junto con las serpentinitas o bien como bloques tectónicos entre éstas. Están estrechamente asociados a las serpentinitas, siguiendo como aureolas los contornos de éstas últimas, pasando gradualmente a rocas de la formación Tobas (fig. 124, 127, 72).

M.G. Ruten (1936b) no separa como cartografiables las rocas que presentan aspecto de gabro, sino que refiere a la formación Tobas tanto las áreas donde éstas afloran como también sus inclusiones en las serpentinitas. Al tratar el problema de la edad de las serpentinitas subraya especialmente que las inclusiones de diabasas y espilitas de mayor o menor grado de uralitización, son análogos petrográficos de las rocas uralitizadas que aparecen en la serie de tobas, en los lugares de más intensa uralitización: "En realidad, los miembros de mayor uralitización de la serie tobaica no se pueden diferenciar petrográficamente de las espilitas y diabasas uralíticas que aparecen como inclusiones en las serpentinitas".

Truitt & Paro (1953b, 1953c), Wassal & Paro (1954) diferen-

cian

tres grupos de gabros: bloques en la serpentinita, "gabro G" y "gabro BW". Como "gabro G" ellos determinan las rocas gabroides de granos finos a medios que afloran en cercanía con las serpentinitas en las regiones de Jarahuaca, Placetas, Santa Clara, etc. Las variedades de grano medio de "gabro G" contienen plagioclasa y anfíbol sin piroxeno, y los gabros de granos finos contienen plagioclasa y piroxeno. Bajo el nombre de "gabro BW" los mismos autores describen los gabros de grano medio a fino con plagioclasa y piroxeno, alterado en sus extremos en anfíbol. Habitualmente el anfíbol es más verde oscuro a negro (en comparación con el del "gabro G") y está presentado en cristales y masas más pequeñas en los espacios de los cristales plagioclásicos. La determinación microscópica del "gabro BW" por Truitt & Pardo es gabrodinabasa. Los autores describen también los bloques de gabro incluidos tectónicamente en las serpentinitas, con mineral fémico principal - el anfíbol, la mayoría de los cuales, según ellos, están constituidos por piroxeno de tipo uralítico. En lugares este gabro tiene estructura diabásica y los cristales plagioclásicos tienen un aspecto de fenocristales, o condicionan la estructura ofítica de la roca. Los autores señalan que los "gabros G" y "gabro BW" descritos, así como el gabro de los bloques en las serpentinitas, son bastante iguales petrográficamente y tienen génesis similar. Las variaciones individuales, tales como la presencia o la falta de cristales bien formados, la existencia de mafitas raras, el color del anfíbol, la alteración del piroxeno en anfíbol y uralita y la forma de los granos son tan amplios en cada uno de los grupos, como lo son también entre los distintos grupos. En el campo el "gabro G" se diferencia por su color verdoso y los bloques redondeados al intemperizarse, mientras que el "gabro BW", por su intemperismo parejo y por los minerales fémicos más oscuros a negros, y los bloques de gabro en las serpentinitas, por el color marrón herrumbroso de los grandes bloques --

angulosos

aristados, y el color negro ambarino y puramente blanco de los minerales que lo forman.

Gran parte de las vulcanitas alteradas de la formación Tobas en la región del poblado Venegas y Perea, Truitt & Pardo (1954) la determinan con el nombre de "formación Venega". Las rocas de la "formación Venega" están caracterizadas como gabro anfibólico de grano grueso a fino. Lo tratan como variedad granular tosca del "gabro BF", con el cual se encuentra junto. Dickerson & Bronniman (1955) complementan la característica de la llamada "formación Venega" y la describen como gabro de granos grandes, de color gris oscuro, y en las rocas alteradas, gris verdoso oscuro o blanco oscuro/ Negro. La estructura varía de hipidiomórfica granular a ofítica. La plagioclasa es por su composición labrador-bitownita y en muchos casos está intensamente sustituida por zeolitas. Los minerales fénicos son abundantes y están intensamente alterados. El piroxeno está parcialmente alterado hasta uralita, o raramente hasta anfíbol verde marrón y el olivino está serpentinitizado, en lo cual se ha producido agrietamiento de los cristales feldespáticos. En muchos de los informes de los geólogos norteamericanos se encuentra el nombre de "formación Cumbre". Por primera vez encontramos este nombre en un informe de Truitt & Pardo sobre las rocas magnéticas al sur de la franja serpentinitica alrededor de Placetas (1953d), y Bronniman & Pardo (1954a) señalan el estratotipo de la formación por el camino de Placetas a Pomoto. La formación según Truitt & Pardo (1953d) es estratificada, con capas, cuyo grueso es de 0.20 a 2 m. Las rocas son finamente cristalinas a granularmente cristalinas. Esta es una formación de rocas magnéticas; sin embargo, es posible que éstas sean tobas fuertemente cristalinas. La mayor parte de la formación, según los autores, está constituida por dos tipos litológicos: uno de ellos es toba de composición diorítica de grano medio a tosco con feldespato blanco y anfíbol azul-verde



el segundo es toba de composición diorítica a gabroide con abundancia de minerales oscuros y límites cristalinos no diferenciables.

En el informe de Vassal & Pardo (1954) la formación Cumbre se caracteriza como constituida por rocas magnéticas con variaciones de basalto hasta dolerita, pero tienen aspecto de sedimentos de capas finas. Señalan que ésta siempre aflora entre gabro por una parte, y rocas vulcanógeno-sedimentarias de la franja Caibarién, -- por otra (la zona Zaza, de acuerdo con nuestra terminología - nota del autor).

En el informe de Bronnimann & Macauley (1955) se escribe que la "formación Cumbre" representa una intercalación de tobas cristalinas o lavas con composición microdiorítica de dos tipos litológicos: a) anfíbol verde, feldespatos anaranjado marrón, con cristales penetrados y límites de contornos no claros con muchas amígdalas; - b) anfíboles gris-negros y feldespato blanco puro en cristales automórficos agrietados y pequeños, granos pequeños e idiomórficos - y sin amígdalas. La edad de la formación la determinan como cretácica superior o más antigua. La "formación Cumbre" según ellos, yace directamente sobre el gabro y debajo de la formación Jagüeyes - (= partes de la Parte Inferior de la formación Tobas, nota del autor).

En el informe de Dickerson & Bronnimann (1955) se señala que ésta es una serie de lavas y probablemente tobas. En el corte típico indican que se contienen basalto y doleritas, sometidos a alteraciones parciales. Se observan lavas con estructuras de corriente, a veces con estructura ofítica.

Todos los "gabro G", "gabro BW" anteriormente mencionados, -- así como las formaciones "Venega" y "Cumbre" se tratan por Dickerson y Bronnimann como rocas magnéticas asociadas con las serpentinitas y probablemente pasan unas en otras por el orden: "Venega"-"gabro BW"

"gabro G" - "Cumbres".

Hatten et al. (1958), al parecer sin conocer los informes de los demás geólogos, introducen el nombre de "formación Surapani-lla". Bajo este nombre ellos describen las rocas que se encuentran inmediatamente al lado de las serpentinitas en la parte oriental de Las Villas y la parte occidental de Camagüey, incluyendo las descritas por los demás autores como "gabro G" y "gabro DW". Ellos caracterizan las rocas como diabasas. Su composición varía de diabasa olivínica a diabasa espiítica. Suponen que las diabasas están formadas como una serie de potentes coladas submarinas. El tiempo de la formación se considera la parte inferior del Cretácico inferior. Los autores destacan como corriente atributo -- suyo los procesos de uralitización y <sup>34</sup>esauritización, como resultado de la influencia hidrotermal y el metamorfismo regional.

Vuagnat (1959) examina en un grupo común los gabros y las -- diabasas, acentuando que es difícil definir si las diabasas y los gabros se refieren a las ultrabasitas o a la formación Tobas. En el "complejo de rocas verdes" de las vulcanitas y ultrabasitas de la provincia de Las Villas, incluye serpentinitas, diabasas y gabros, emitiendo la suposición de que entre los gabros y las diabasas no existen diferencias fundamentales y que los gabros son simplemente una variedad de diabasa de granulometría gruesa. Estas últimas las describe como diabasas uralitizadas.

Furrazola-Hermández et al. (1964) separan de entre los gabroídes un grupo de gabrodiabasas y diabasas que consideran como rocas intrusivas de edad Cretácico superior, acentuando que estas rocas tienen menor distribución que las rocas del otro grupo de gabroídes (gabro, gabro-olivínico, troctolita y anortosita) y que no están bien estudiadas. Aparecen como diques y con menos frecuencia, en forma de pequeñas intrusiones.

Furrazola-Bermúdez et al. (1964), Judoley & Furrazola-Bermúdez -- (1971) acientúan que la interrelación de los gabros espacialmente- asociados con las serpentinitas, no está claramente establecida.

Senanov et al. (1968) subrayan que estas rocas gabroides tie- nen interrelaciones imprecisas con las ultrabasitas aunque tienen tendencia a examinarlas como diferenciadas suyas.

Knipper & Cabrera (1972) emiten una suposición interesante - de "que el complejo de gabros se habrá formado en condiciones de- metasomatismo de rocas ultrabásicas por una parte, y de rocas efu- sivas de composición básica, por otra", que lamentablemente no es- tá elaborada ni apoyada por estudios concretos.

Como ya se ha recalando anteriormente, especialmente los gabros metasomáticos están íntimamente relacionados con las áreas de dis- tribución de las ultrabasitas, o bien se encuentran incluidos co- mo bloques entre las ultrabasitas (fig. 124, 127, 72). Sus lími- tes con las serpentinitas siempre son tectónicos. El ancho de las- zonas de este tipo de metasomatitas varía, alcanzando un máximo - de hasta 4 km. En ciertos lugares, y especialmente en el contacto tectónico al sur del gran macizo serpentinitico (cerca de Santa - Clara) con la formación Tobas, las rocas con aspecto de gabro fal- tan casi por completo. También en estos lugares faltan casi como- inclusiones tectónicas en las serpentinitas.

Frecuentemente por el límite entre las serpentinitas y los - gabroides metasomáticos se observa una zona mixta de ancho dife- rente, compuesta por serpentinitas y gabroides. Una zona de este- tipo se observa particularmente bien en la parte oriental de la - provincia, al sur de Venegas (M 968-72). En la cercanía del cuer- po serpentinitico monolítico en dicha zona mixta, predominan las- serpentinitas y los gabroides son bloques en ellas, mientras que- en las partes alejadas el sustrato principal son los gabroides. -

Estas zonas mixtas se pueden interpretar como zonas tectónicas, -  
formadas durante las deformaciones tectónicas después de la forma-  
ción de las serpentinitas y los gabroides. Lo más probable es que  
la formación de estas zonas mixtas sea resultado del movimiento -  
protrusivo de las serpentinitas.

El límite entre las rocas metasomáticamente alteradas de la  
formación Tobas que han adquirido el aspecto del gabro y las for-  
maciones indudablemente volcánicas de la misma formación, es un -  
problema difícil. No es casual el hecho de que los distintos auto-  
res lo establecieran diferentemente. Por su naturaleza éste es un  
límite condicional. Casi en todos los lugares representa una ---  
transición gradual de dos variedades faciales de rocas de la for-  
mación Tobas. En los casos cuando, por una parte, el límite de los  
gabros metasomáticos con las serpentinitas y, por otra, la dire-  
cción de la estratificación de los materiales volcánicos de la  
formación Tobas, son paralelos o casi paralelos, se ofrece la im-  
presión de una transición gradual en dirección vertical, o sea, -  
que los gabros metasomáticos se encuentran subyacentes al complo-  
jo volcánico cubriendo las ultrabasitas. En los casos donde la  
estratificación y las estructuras de los materiales volcánicos  
aparecen en posición inclinada o casi perpendicular, como lo es -  
al sur de Placetas (entre la Carretera Central y el Río Zaza), tam-  
bién se establece una transición gradual, pero ya no es vertical,  
sino lateral.

Los estudios de los gabros al microscopio (de las zonas ante-  
riormente mencionadas) permitieron establecer las siguientes ro-  
cas: gabrodiabasas y diabasas urazitizadas; diabasas espiliticas;  
diabasas; espilitas variolíticas; congadiabasas y sus respectivas  
variedades porfiricas.

Los gabrodiabasas y las diabasas urazitizadas son análogos por

su composición, de estructura típica gabrodiabásica y diabásica, a veces porfírica y transiciones entre éstas. En algunas de estas rocas se observan relictos de piroxeno (M 441, N 434, N 447a, G 341a); en la mayoría de las muestras el piroxeno ha pasado totalmente a uralita fibrosa verde que, en algunos lugares, forma agregados en bolsones. La plagioclasa es labrador, a veces albitizada en distintos grados; con menos frecuencia por ella se desarrolla anfíbol de tipo uralítico (N 447a). Los intersticios entre los cristales tabulares de plagioclasa están rellenos de anfíbol de tipo uralítico; a veces con algo de cuarzo y mineral metálico. Tienen escasa representación las diabasas uralitizadas cuarzoíferas. En los mapas de los geólogos norteamericanos las rocas descritas aparecen en áreas marcadas como ocupadas por el "gabro G". Las gabrodiabasas y las diabasas uralitizadas aparecen con más frecuencia como bloques tectónicos incluidos en las serpentinitas, pero están presentes en las "aureolas" alrededor de ellas (K 501, K 468).

Las diabasas tienen una distribución de más consideración en la franja de gabros al sur de los cuerpos serpentiniticos, al este de Manzanares y la carretera de Placeñas a Cabaigún (K 530, K 537), pero también aparecen en otros lugares (M 532a, N 537). La plagioclasa es netamente idiomórfica con respecto al piroxeno monoclinico que junto con los minerales secundarios rellenan los intersticios entre los cristales plagioclásicos. El piroxeno se encuentra ligeramente uralitizado, mientras que la plagioclasa está saussuritizada, argilizada y acidulada. En los microporos de la roca se observan clorita, epidota y cuarzo. Las estructuras son diabásicas y diabásicas relicticas. Las rocas responden al "gabro G" de los mapas norteamericanos.

Las diabasas espiliticas (M 33, N 39, N 555, K 1059) difie-

(Z 451). Las rocas están polimetasomíticamente alteradas, presentando un aspecto de gabrodiabasas a anfibolitas. Se observa una feldespatización intensa; probablemente relacionada con la intrusión de los Granífoides Tres Guanos y alteraciones de contacto en la roca circundante.

Los análisis de los gabros de este grupo se han tomado de Semenov et al. (1968), quedando reflejados en la tabla 17a, que a continuación sigue:

Tabla 17a

Oxi- dos- en % peso	Rocas <sup>x)</sup>	-	Gabro <u>dia</u> basa	Micro- gabro	Gabro
SiO <sub>2</sub>	48.54		49.13	46.20	49.81
TiO <sub>2</sub>	0.31		0.81	0.22	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.02		16.08	16.77	16.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.57		3.03	0.64	1.12
FeO	7.91		6.07	2.59	3.37
MnO	0.18		0.14	0.09	0.09
MgO	12.35		8.78	6.56	10.68
CaO	14.14		12.39	15.54	12.89
Na <sub>2</sub> O	0.68		1.45	2.13	1.70
K <sub>2</sub> O	0.20		0.08	0.30	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17		0.05	-	0.03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.86		0.03	2.55	0.54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.13		1.25	2.58	1.42
P.E.I.	-		-	0.08	-
Total	100.06		99.29	98.25	99.11

x) Los nombres de las rocas son de acuerdo con las denominaciones de Semenov et al. (1968).

En las áreas de distribución de los gabros metasomíticos aparecen los mismos diques que atraviesan los depósitos vulcanógenos sedimentarios de la formación Tobac. Son diques de composición -

de las diabases solamente por la plagioclasa que está albitizada por completo. En los mapas de los geólogos norteamericanos aparecen en zonas ocupadas por las rocas de la "formación Cumbre" -- (N 38 y N 39). También están representadas las espilitas varoliticas (Y 278) con pórfiros y microlitos de piroxeno, matriz cloritizada con microlitos y esferulitas de albita.

Las congodiabases (N 1314, N 1315, N 448) están compuestas por plagioclasa, piroxeno monoclinico, anfíbol, biotita, feldespato potásico, cuarzo, apatito, mineral metálico, epidota y clorita. La plagioclasa forma cristales idiomórficos tabulares; por su composición es labrador alterado en diferentes grados, a partir de él se han desarrollado la sericita, minerales arcillosos, biotita y epidota. En la roca tiene menor participación el feldespato potásico intensamente argilizado. En los intersticios de los cristales de plagioclasa del feldespato potásico se han formado numerosos intercrecimientos mirmequíticos. En las mirmequitas también se observan granos aislados de cuarzo, probablemente secundario. A partir del piroxeno se han desarrollado anfíbol verde carmelito y biotita o mineral del grupo de las hidromicas. Estas últimas se observan en forma de agregados escamosos abanicoados y en forma de vetillas. Cuando su cantidad alcanza el 10-15%, la roca adquiere un color marrón herrumbroso. Su estructura es diabásica. Las rocas están afectadas por procesos de metasomatosis potásico-alcalina, probablemente relacionada con los granitoides más recientes de la zona.

Las rocas de la zona General Carrillo - Iguala - Peren (Z 451, Z 452, G 976, G 978, G 981b, G 975, N 974) han sido sometidas a una catáclasis de extraordinaria intensidad que la han transformado. Se observan relictos de estructura diabásica (G 981, N 974) y un desarrollo intenso de anfíbol que afecta parcialmente la plagioclasa

gabrodiabásica que afloran en el punto K 2111, a unos 3 km al nor-  
este de Jiquima de Páez. Rocas de diques aegirínicos, relacio-  
nadas con los Granitoides Tres Guanos cortan los gabros metasomáti-  
cos a unos 800 m al suroeste de Jobosí, por el camino Tres Guanos;  
en el punto M 1051 a 6 km al sureste de Iguazá; en el punto M 550  
a 3 km al oeste de San Andrés. En la región de la mina Milfonera,  
a 7 km de Placetas, unos cuantos diques granitoperfíricos que se-  
refieren a los Granitoides Las Bocas, atraviesan los gabroides. -  
En las mismas rocas de diques se observan en los gabros metasomática-  
mente alterados en el punto M 337, a 5 km al suroeste de Palcón.

Las correlaciones genéticas entre el trío especialmente vincu-  
lados: serpentinitas - gabros metasomáticos - vulcanitas de la for-  
mación Tobas, según hemos podido comprobar, han sido objeto de in-  
vestigaciones en los trabajos de muchos geólogos.

La importancia del problema desde el punto de vista del as-  
pecto genético, se hace aún mayor por su trascendencia para la --  
ciencia petrológica a la hora de interpretar las asociaciones es-  
paciales de las ultrabásitas con los gabroides y las rocas efusi-  
vas de las llamadas formaciones ofiolíticas.

Nosotros consideramos que los gabros metasomáticos se refle-  
jan al complejo de la formación Tobas, pero que genéticamente es-  
tán relacionados con la penetración de las ultrabásitas. Los ga-  
bros aparecen en las zonas de contacto de las ultrabásitas con --  
las rocas de la formación Tobas, como resultado de las transforma-  
ciones metasomáticas de éstas últimas. No compartimos el criterio  
de los autores que consideran las rocas descritas por nosotros en  
este grupo, como rocas intrusivas producto de impulsos magnéticos  
independientes o bien, como diferenciados del magma ultrabásico.  
Mientras que las gabrodiabásas descritas en el capítulo "Rocas in-  
trusivas" tienen contactos cortantes claros con las rocas encajan-  
tes, produciendo alteraciones de contacto, aunque en cuerpos ---



pequeños, los gabroides que afloran en el límite de las serpentinitas con las rocas de la formación Tobas, pasan paulatinamente a las vulcanitas de la formación Tobas sin alterarlas contactualmente. No existen fundamentos para considerar estos gabroides como diferenciados del magma ultrabásico. Sus contactos con los cuerpos ultrabásicos serpentinizados son siempre tectónicos:

- faltan transiciones graduales entre ellos;
- existen zonas tectónicas mixtas, de ambos tipos de roca;
- en las áreas de distribución de los gabroides faltan inclusiones tectónicas de esquistos cristalinos, tan característicos en ciertos cuerpos serpentiniticos;
- los bloques tectónicos de gabroides incluidos aparecen por las partes periféricas de los cuerpos serpentiniticos en las cercanías con la formación Tobas.

† Los gabros metasomáticos descritos demuestran indudablemente una relación con las rocas de la formación Tobas:

- sobre el terreno éstos difícilmente difieren de ciertas -- vulcanitas de la formación Tobas, además, en muchos lugares imperceptiblemente se unen con ellas;
- faltan discordancias tectónicas entre los gabros metasomáticos y las rocas de la formación Tobas;
- faltan contactos intrusivos en las rocas de la formación Tobas en su límite con los gabroides;
- los estudios al microscopio prueban que existen variedades de rocas comunes para los gabros metasomáticos y las vulcanitas de la formación Tobas. En los lugares donde los procesos de recristalización y uranilitización se manifiestan con menor intensidad, queda establecido que la mayor parte de los gabros metasomáticos son

diabasas, diabasas espiliticas y espilitas variolíticas;

- los gabros metasomáticos y las rocas de la formación Tobas se cortan por los mismos diques;

- en las áreas de distribución de los gabros metasomáticos aparecen aunque raras veces, silicitas y tobas silicitizadas, relictos del complejo de la formación Tobas (por ejemplo, en el punto M 1055, a 1.5 km al este de Jarahnoca;

- en los cuerpos ultrabásicos con bloques de gabroides tectónicamente incluidos, aparecen también bloques de tobas y brechas tobáceas de silicitas y porfiritas andesíticas que se reflejan a la formación Tobas;

Rashn (1971) informa sobre un complejo peculiar, análogo de "rocas básicas", gabro y otras en íntima asociación espacial con ultrabásitas de tipo alpino y vulcanitas ofiolíticas. Las rocas, por su composición son gabrodiabasas y diabasas anfibolitizadas en diferentes grados, con una estructura taxítica irregular, manchas de estructura de gabro alternan bruscamente con estructura de granulometría fina hasta afánítica en los límites de un afloramiento. En ciertos lugares donde los procesos de recristalización y anfibolitización se manifiestan con menor intensidad, el autor establece que la mayor parte de estas rocas son diabasas espilitizadas y espilitas.

Земин и др (1969), Везинский & Пинус (1973) sostienen otros criterios en cuanto a la génesis y la naturaleza de los gabroides que se encuentran en asociación con las ultrabásitas y las vulcanitas ofiolíticas.

A base de los datos del análisis de formación de las ofiolitas, Земин и др. (1969) consideran que las vulcanitas, las ultrabásitas y los gabros que constituyen las franjas ofiolíticas es-

relacionadas no solamente por el tiempo y el espacio, sino que también por la composición química y la metalogenia. Ellos explican el surgimiento de estas formaciones emparentadas durante el proceso de la fusión consecutiva del manto superior en las fallas profundas de larga vida. Ellos, como otros tantos autores, son adictos a la comagmaticidad de las rocas magnéticas para la llamada "Triple unión" en los complejos ofiolíticos, señalando las vulcanitas como producto de las primeras porciones de fusión de temperatura relativamente baja del manto superior, seguidos de ultrabasitas y gabros.

Белинский & Тинус (1973), al recalcar que las facies vulcanógenas de las etapas tempranas del desarrollo de los eugeosinclinales son cotemporáneas, consideran que la formación de las rocas ultrabásicas se ha producido después del derrame de los efusivos. En las series volcanógeno-silíceas o volcanógeno-terrágenas existentes, los macizos hiperbasíticos marcan fallas profundas de larga vida, alargadas, asociadas íntimamente con las intrusiones de gabros que las atraviesan.

Nuestras explotaciones confirman la certeza de los autores -- que refieren los "gabros" a la formación Tobas o a la serie volcanógeno-sedimentaria. Consideramos que éstos son un complejo de diabasas cartografiables con aspecto de rocas intrusivas pertenecientes a la formación Tobas, por lo cual en el trabajo de campo fueron separados y reflejados en el mapa con un signo aparte, colocado sobre el símbolo de la formación Tobas. A nuestro juicio, esto expresa con mayor exactitud la naturaleza de los gabros asociados especialmente con las serpentinitas, dando de esta manera la posibilidad de no examinar estas rocas del territorio de la provincia de Las Villas como intrusiones independientes de gabros o como diferenciados del magma ultrabásico.

Dicho con propiedad, los procesos que han provocado la formación de los gabroides de la formación Tobas en las zonas limítrofes con las ultrabasitas, se traducen en la recristalización de las rocas del substrato de esta formación y el desarrollo de variedades de diabasas de granulometría más gruesa y la manifestación de la feldespatización y la uralitización de la rosa en diferentes grados. La feldespatización se expresa con el enriquecimiento del substrato en plagioclasas y la redistribución del componente sílico, como resultado de esto, las rocas muestran transición hacia los gabrolabradoritas y anortesitas. Cuando se trata de la labradorización no regular, las rocas adquieren el aspecto de las variedades dioríticas y microdioríticas que gradualmente pasan o se alternan con rocas no feldespatizadas más oscuras del complejo de la formación Tobas. En las variedades espiliticas hay una albitización intensamente expresada. En la composición mineral de las rocas, esporádicamente están acentuados los procesos de la metamatosis potásica que llevado a la formación de la congadiabasa que contiene feldespato potásico y biotita. La uralitización del piroxeno, aunque característico, no se manifiesta en todos los lugares.

Los procesos fundamentales que han formado los gabroides del complejo de la formación Tobas, difícilmente podrían atribuirse a un determinado fenómeno simple que concuerde bien con las observaciones del terreno, los estudios al microscopio y ciertos hechos conocidos en la petrología.

La estrecha relación espacial de los gabroides de la formación Tobas con los cuerpos ultrabásicos, en especial las aureolas que los gabroides forman, se asemejan a las aureolas de las rocas alteradas por el contacto que circundan los cuerpos intrusivos. Por otra parte, las investigaciones microscópicas realizadas hasta el

momento, no comprueban la existencia de paragénesis minerales, características de las facies de metamorfismo de contacto. La suposición de que los gabroides son producto de contacto metamórfico de las rocas de la formación Tobas surgido por la acción de las intrusiones ultrabásicas no es admisible en la etapa actual de conocimientos de las ultrabasitas.

Queda como un hecho indiscutible que los gabroides pertenecen al complejo de la formación Tobas, aflorando en las zonas limítrofes con las serpentinitas. La relación entre ambos tipos de rocas en el orden de hipótesis de trabajo, la imaginamos de la manera siguiente:

El complejo volcánico-sedimentario de la formación Tobas de edad comprobada para su parte superior (Albiano-Turoniano de su Parte superior) está formado sobre un zócalo metamórfico-granítico. Las protrusiones de ultrabasitas penetran en el complejo de la formación Tobas en la profundidad, incluyendo bloques tectónicos de las rocas del zócalo. Las rocas de la formación Tobas han experimentado una fuerte presión en la zona limítrofe con las ultrabasitas diapíricamente intruidas, tectonizándolas y convirtiéndolas en una masa de elevada capacidad favorable de ser influidas por soluciones posteriores. Probablemente en la profundidad, bajo la acción de la temperatura, presión y soluciones, estas rocas se han recristalizado, enriqueciéndose de feldespatos. Durante movimientos tectónicos más tardíos, probablemente después del Cretácico medio, las protrusiones de ultrabasitas se remobilizan efectuando un traslado con respecto a los gabroides que forman una aureola alrededor de ellas, penetrando en las zonas más superiores, dejando su mayor parte en contacto con las partes superiores de las aureolas de los gabroides o con otros complejos de rocas. De manera que los gabros que han estado en contacto con las partes superiores de las protrusiones de ultrabasitas, actualmente -

se encuentran en relaciones espaciales con las partes más inferiores avanzadas hacia arriba, y durante el quebrantamiento de las interrelaciones primarias su asociación espacial se conserva con límites tectónicos entre ambos tipos de rocas. En los lugares donde los movimientos han sido complicados por corrimientos horizontales, las ultrabasitas se encuentran en contacto con las rocas de la formación Tobas sin aspecto de gabro, & con rocas de otras zonas estructuro-faciales.

Por cuanto las ultrabasitas marcan fallas y sus contactos -- con las rocas encajantes son siempre tectónicos, se puede suponer también, la manifestación de procesos de metamorfismo de dislocación. En tal caso, los gabroides de la formación Tobas, serían -- formaciones polimetamórficas. Las alteraciones metasomáticas de -- contacto localmente manifestadas, de los gabroides de la zona I--guará - Venegas - Perea, se deben a la acción del contacto de la diorita cuarcífera Tres Guanos.

Desde luego, los procesos que han alterado las rocas de la -- formación Tobas, que afloran en las proximidades de las serpentinitas o como inclusiones en las serpentinitas, son objeto de futuras investigaciones especializadas. Los materiales interesantes -- que ofrecen los afloramientos de Cuba son una garantía suficiente que justifica este trabajo.

2. Segundo grupo de gabroides metasomáticos: troctolitas, gabros bandeados, gabros olivínicos y piroxénicos. Estas rocas representan un determinado interés en relación con la interpretación no tradicional de su origen. La posición geológica, la composición mineral, las peculiaridades estructurales y texturales de estas rocas admitidas como intrusivas típicas por su origen, nos dan fundamentos para admitirlas como formaciones metasomáticas.

Hatten et al. (1958) y Hatten et al. (1965) por primera vez

determinan la presencia de troctolitas y gabros olivínicos de composición cercana a las troctolitas en la parte norte de Las Villias. Los autores describen las "troctolitas de San Marcos". Según sus criterios, las troctolitas han penetrado en las "metamorfitas de Perea"<sup>2)</sup>, encontrándose la propia troctolita penetrada por los cuerpos de "cuarzo monzonita Tres Guanos". A base de la edad admitida por ellos - prejurásica superior - para el "cuarzo-monzonita Tres Guanos", asignan a las "troctolitas San Marcos" -- una edad paleozoica.

Колосовиченко & Рюмин (1969) describen esas mismas rocas -- como gabro piroxeno-olivínico, de composición cercana a las troctolitas uniéndolas en las rocas "gabros" del área de levantamiento de la porción oriental de la provincia, adjudicándoles edad -- Cretácico superior y considerándolas como diferenciadas del magma que produjo las ultrabasitas de la región.

Sin duda alguna, los gabroides de granos gruesos descritos -- por Truitt & Parde (1954a) en su "formación Venega", son los gabros metamórficos de tipo troctolítico. Los autores llaman la -- atención sobre la relación estrecha existente entre estas rocas y su "gabro BW" (que coincide con las vulcanitas metamórficamente-alteradas de la formación Tobas con aspecto de gabro).

Dickerson & Bronnimann (1955) refieren las rocas de gabros a las ultrabasitas hacia la "formación Venega" y describen gabro de granos muy grandes constituido por plagioclasa (labrador-bitownita), alivino serpentinizado y piroxeno parcialmente alterado en --

<sup>2)</sup> Como "metamorfitas de Perea", en el informe de los autores mencionados, han sido descritas rocas que pertenecen, según nuestras observaciones, a la formación Tobas y están metamorfozadas de contacto de los Granitoides Tres Guanos, o representan gabroides metamórficos (apovulcanitas) de la misma formación.

anfíbol fibroso (por lo general uralita o anfíbol de color verde-a carmelita).

Examinando la estratigrafía y la consecuencia de la formación eugeosinclinal de las rocas magnéticas en la región de Santa Clara, Vassal (1956) considera que las rocas gabro-serpentiníticas yacen por debajo de las formaciones vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico. Respecto al complejo gabro-serpentinítico intrusivo, el autor hace uso del "término <sup>o</sup>gabro" para todas las rocas del complejo que contienen feldespatos; gabro normal; doleritas; troctolitas y anortésitas. Hace mención que el gabro se encuentra subyacente a las vulcanitas, pero que no está clara la naturaleza del contacto.

Meyerhoff & Hatten (1968) incluyen en el grupo de los gabroides del complejo de serpentinitas y gabros basálticos que se extienden entre las rocas metamórficas y el complejo vulcanógeno-sedimentario, las rocas siguientes: gabro; dolerita; diabasas; basalto; troctolita y anortésita. Estas rocas están calificadas como ligeramente alteradas, probablemente bajo la acción conjunta del metamorfismo hidrotermal y dinamotermal.

Flint et al. (1948) examinan el gabro, la troctolita y la anortésita de la provincia de Camagüey como miembros feldespáticos del complejo intrusivo ultrabásico, donde se ha localizado la metalización cromítica.

Adámovich & Chéjovich (en Furrázola-Bermúdez, 1964; pág.142) describen en el macizo de Moa (provincia de Oriente) gabro bandea-do, formado por bandas de 20-25 cm de ancho, alternas de gabro normal y gabro olivínico. Ellos informan que el gabro bandea-do alterna con troctolitas, verlitas plagioclásicas y lherzolitas. Según su criterio, las rocas mencionadas no están relacionadas con las harzburgitas del macizo, sino que se refieren a la segunda fase,



de la formación del complejo intrusivo.

Furrazola-Bermúdez et al. (1964) describen entre los gabroides rocas del grupo de los gabros: gablo, gablo olivínico, troctolitas, anortesitas y rocas del grupo de las gabrodiabasas y las diabasas. Según ellos, los gabroides aparecen en forma de macizos de dimensiones pequeñas a medias, íntimamente relacionados con las intrusiones de las ultrabasitas. Los autores recalcan que la interrelación entre las rocas ultrabásicas y los gabroides no es clara. Admiten que los gabroides tienen edad Cretácico superior.†

Книппер (1970) refiere el gablo, las doleritas, las diababas, las tolefitas, las troctolitas y las anortesitas al complejo de gabroides de Cuba, indiscutiblemente relacionado con las ultrabasitas y las rocas efusivas básicas. Tratando el problema de la génesis de los gabroides relacionados espacialmente con las ultrabasitas de tipo alpino y las rocas básicas efusivas también de otros lugares del mundo, el autor considera que los gabroides han surgido como resultado de la transformación de las rocas ultrabásicas por una parte, y por otra, la de rocas efusivas de composición básica. Knipper señala que la hipótesis metasomática explica indudablemente mejor que las otras, la relación indiscutible entre el complejo de gabroides con las rocas ultrabásicas y las efusivas básicas. Se hace claro que el complejo de gabroides puede surgir solamente donde ya existía la roca madre o el substrato de determinada composición. Al manto metasomático de gablo suprayacente a las ultrabasitas serpentinizadas de Cuba, Knipper & Cabrera (1972) refieren el gablo (el gablo normal, los gabronoritas, el gablo olivínico, los gabropegmatitas), las troctolitas, las anortesitas, los gabro-anfibolitas y las anfibolitas.

Al investigar la naturaleza de los gabroides del macizo --

ultrabásico de Kimpersay, ЕФНМСБ & ЕФНМОБА (1974) presentan datos convincentes respecto a la formación de las troctolitas en este macizo por reemplazamiento metasomático de las rocas ultrabásicas.

Distribución de los gabros metasomáticos del segundo grupo.-

Las rocas de este grupo están representadas casi exclusivamente por troctolitas, <sup>me</sup> metasomatitas apetroctolíticas y gabros bandeados.

Las troctolitas de granulometría muy gruesa y las rocas producto de sus alteraciones, aparecen por la parte más oriental del área cartografiada junto con las vulcanitas básicas de la formación Tobas y las serpentinitas. Entre las troctolitas prevalece cuantitativamente la variedad de granulometría muy gruesa, constituida con frecuencia, por grandes cristales idiomórficos de plagioclasa que alcanzan un largo de hasta 2 cm y cristales o agregados segregados de minerales félicos. Se observan transiciones graduales de las vulcanitas alteradas de la formación Tobas a troctolitas. A menudo forman zonas mixtas y su significación sobre el mapa es absolutamente condicional, más bien muestra las áreas de participación máxima de las troctolitas en las zonas alteradas de la la formación Tobas en sus cercanías, o bien el contacto inmediato con las serpentinitas. Con menos frecuencia aparecen las zonas de troctolitas mixtas con serpentinitas.

Las zonas mejor alteradas, donde se puede observar la relación estrecha entre las metasomatitas de tipo troctolítico y las vulcanitas metasomáticamente alteradas de la formación Tobas con aspecto de gablo, como también la transición gradual entre ellas son: a 3.5 km al sureste de Iguará (M 1038 y M 1039); a 800 m al noreste de Iguará (M 1049); a 6 km al noroeste de Venegas (M 1051); a 500 m al suroeste de Venegas (M 1017); a unos 2.5 km al oeste de

Iguará (M 1058 y MB 530); a 700 m al oeste de Perea (M 1024) y en el tramo del camino a Mayajigua al norte de Los Ramones (G 975-85); en el tramo de los gabros bandeados a unos 6 km al oeste de Placetas (M 1301-15).

Llama la atención que los gabroides metasomáticos de tipo --- troctolítico tienen mayor distribución en las cercanías inmediatas de las serpentinitas. En ese sentido es particularmente característica la franja troctolítica que se extiende al sureste de Jobosí - y que aflora por el Camino de Los Ramones que conduce a Las Nuevas de Jobosí (M 977-79), paralelamente a la loma alargada de serpentinitas que se destaca morfológicamente bien, en dirección sureste.- Una zona mixta extraordinariamente interesante de serpentinitas, - troctolitas y diabasas metasomáticamente alteradas de la formación Tobas se observa a 5 km al sur de Perea (M 979). A 250 m al norte de las serpentinitas, afloran a lo largo de 100 m manteniendo una dirección S-N, la siguiente secuencia: troctolitas - serpentinitas - troctolitas - diabasas - material feldespático - serpentinitas. La correlación de estas rocas es similar por el camino para Mayajigua al norte de Los Ramones en los puntos: G 981, y a 600 m al suroeste de G 982 donde se observan varias franjas serpentiniticas que no - llegan a 10 m de espesor, encontrándose entre los gabroides metasomáticos. Afloramientos de serpentinitas insignificantes en cuanto al área que ocupan, en las proximidades de las troctolitas aparecen a 1.2 km al suroeste de Iguará (B 475) y a 3 km al sureste de Iguará (M 1039).

A 6 km al oeste de Placetas (M 1301-15) al hacer las excavaciones para la nueva línea ferroviaria aparecieron gabros bandeados.

Característica petrográfica. Las troctolitas son gabroides -- de granulometría muy gruesa de aspecto leucocrático. Los minerales

oscuros forman acumulaciones de forma irregular en la masa de la plagioclase, que además están distribuidas no uniformemente, condicionando una textura cerebroide. A veces subsiguen capas enriquecidas indistintamente de plagioclase, dándole a la roca una textura-bandeada. Al meteorizarse el mineral félico se producen las formas específicas negativas en forma de nidos adquiriendo los relictos un color herrumbroso.

Los estudios al microscopio permiten determinar la composición de la troctolita, como también seguir los grados de transición de los cambios metasomáticos ulteriores.

La troctolita (G 989, a 5 km al sur de Perea), está constituida por olivino parcialmente serpentizado, plagioclase básica intensamente agrietada y algo de piroxeno como una franja de reacción entre éstos. En los escasos casos cuando el piroxeno participa como mineral primario, la troctolita pasa a gabro olivínico de composición similar a la troctolita. La fisuración de la plagioclase se explica por la presión ejercida sobre éste al ampliarse el volumen de los cristales olivínicos durante la serpentización. Las fisuras se disponen radialmente en los granos de olivino. La troctolita presenta una estructura de gabro, alotriomorfogranular y coronaria por el piroxeno desarrollado sobre el olivino. Los granos serpentino-olivínicos presentan una estructura reticular con crisotilo cristalizado transversalmente a las paredes de los retículos.

Los cambios metasomáticos ulteriores se fijan en la recristalización acumulativa y el crecimiento de los granos (G 986, a 7 km al sureste de Pera y Los Ramones) y el grado de isomorfismo de los cristales plagioclásicos, en la aparición de cristales de plagioclase no agrietados y en la acidulación de la plagioclase en labrador (M 977, a 3 km al sureste de Venegas, G 986). En estos casos,-

los cristales serpentino-olivínicos alotriomorfogranulares adquieren un carácter de formaciones xenomórficas y se observan como cemento entre los granos grandes de plagioclasa. En el punto G 986 - se observa también plagioclasa microgranular, claramente formado - antes que las alteraciones metasomáticas y anfíbol carmelita.

En casos de alteraciones metasomáticas de mayor intensidad de la troctolita, se expresa una intensa anfíbolitización - se forma anfíbol de color verde claro a incoloro (G 976b, a 6 km al este de Perea; G 977, a 6 km al sureste de Perea), esporádicamente como agregados en forma de bolsones que sobre el fondo de la masa de granos más gruesos condicionan una estructura moteada de la roca (G 980, - a 5.5 km al sureste de Perea y G 985, a 7 km al sureste de Perea). La estructura es granoblástica - mosaico con elementos cumoblásticos, pudiéndose determinar la roca como anfíbolita apotroctolítica (metasomatita).

En los gabros bandeados que se ubican a 6 km al oeste de Placetas (M 1301-15), se observan troctolitas y troctolitas serpentinizadas que con el enriquecimiento del sustrato con labrador pasan a gabrolabradoritas y anortositas.

Semenov et al. (1968) ofrecen el análisis químico de la troctolita (anortosita olivínica, según sus criterios), que se encuentran a 4 km en dirección E-SO de Jobosí:  $\text{SiO}_2$  46.05;  $\text{TiO}_2$  0.18; --  $\text{Al}_2\text{O}_3$  24.98;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.98;  $\text{FeO}$  3.02;  $\text{MnO}$  0.03;  $\text{MgO}$  8.04;  $\text{CaO}$  11.75; --  $\text{Na}_2\text{O}$  1.99;  $\text{K}_2\text{O}$  0.17;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.04;  $\text{H}_2\text{O}^+$  1.87;  $\text{H}_2\text{O}^-$  0.87 (total 99.95%). Naturalmente, la roca de contenido de  $\text{MgO}$  = 8.04% (para la anortosita 1.25% según Dely (en ЧЕТВЕРНИКОВ, 1956), supone la presencia de olivino en cantidades superiores a las admisibles para la anortosita. El bajo contenido de óxidos alcalinos y la elevada cantidad de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se condicionan por la presencia de plagioclasa relativamente básica y su considerable prevalencia cuantitativa sobre

el olivino. Los estudios al microscopio de muestra de la misma localidad (M 977), demuestran que es troctolita en su estadio inicial de alteraciones metasomáticas y con un incremento en relación a la cantidad de plagioclasa.

Las metasomatitas de tipo troctolítico están cortadas, incluidas y alteradas por la diorita cuarcífera Tres Guanos de edad Cretácico superior, lo más probable Senoniano. Por el trazado de la carretera nueva a 4.5 km al sureste de Eguará (M 1036) se observa un bloque de troctolita de dimensiones 5/6 m, incluido en la diorita cuarcífera. En el escarpe de esa misma carretera, a 1 km más al suroeste (M 1051) afloran troctolitas y vulcanitas metasomáticamente alteradas de la formación Tobas, profusamente cortadas por vetillas finas de pegmatita, en la zona limítrofe con la diorita cuarcífera. El desarrollo esporádico de cristales tremolíticos en las proximidades de la diorita cuarcífera (M 977) probablemente pueda explicarse como resultado del metamorfismo de contacto en las troctolitas durante la penetración de la diorita cuarcífera.

Las intercalaciones de las metasomatitas del tipo troctolítico con las vulcanitas alteradas de la formación Tobas con aspecto de gabro (su relación íntima, sus transiciones graduales, las zonas mixtas, ciertas estructuras relícticas) nos dan fundamentos para considerarlas como producto de alteraciones de un mismo sustrato básico volcánico formado por las rocas de la formación Tobas. Sin embargo, no se debe excluir la posibilidad de que una parte de las troctolitas sean metasomatitas apoultrabásíticas en las zonas mixtas de ultrabásitas y vulcanitas de la formación Tobas.

La interpretación del origen metasomático de las troctolitas en la provincia de Las Villas, constituye, sin duda alguna, un punto importante para las ciencias geológicas, razón por la cual es necesario llevar a cabo investigaciones ulteriores sobre las -----

tractolitas y los gabroides metasomáticos en general, haciendo uso de los buenos afloramientos de terreno que tienen las rocas del trío "serpentinitas - gabroides - efusivos básicos" en Cuba.

Semenov et al. (1968) informan sobre la presencia de gabros-bandeados por la carretera de la circunvalación de Santa Clara. - Las excavaciones que hubo de hacer para la rectificación de la línea ferroviaria a unos 6 km al oeste de Glacetas, descubrieron gabros de estructura bandeda muy bien expresada (M 1301-15). En las rocas de la formación Tobas No diferenciada, a una distancia de 80 a 350 m de su contacto con las serpentinitas, aparecen cuatro tramos de gabros bandedos, cuyo espesor varía de 10 a 70 m (fig.48). Aquí afloran rocas de textura bandeda, duras, características por la alternación de las bandas de:

- roca macrocristalina oscura - troctolita y troctolita serpentinizadas

- roca de aspecto de gabbro abigarrado - gabrolabradorita en bandas de 20 a 70 cm de ancho;

- roca feldespatizada abundante e irregularmente - anortesita piroxénica, en bandas de 20 a 70 cm de ancho;

- roca granular y más macrocristalina - roca básica volcánica alterada, en bandas de 5 a 70 cm de ancho;

- roca de matriz mesocristalina, y agregados de mineral félico - gabbro piroxénico a gabrolabradorita, en bandas de 10 a 20 cm de ancho;

- roca triturada y oxidada (sin determinación al microscopio), probablemente diabasa, en bandas de 1 a 10 cm de ancho;

- roca feldespática - anortesita, en bandas de 1 a 15 cm de ancho;

La troctolita serpentinizada (M 1313) está constituida por --





labrador y olivino serpentinitizado, de estructura reticular y ordenación subparalela a las bandas de crisotilo-magnetita, desarrolladas sobre el olivino.

<sup>L2</sup>  
El gabrolabradorita (M 1307) está constituido<sup>2</sup> por piroxeno monoclinial y plagioclase, de composición labrador-bitownita, en cantidades de 60 a 70%. En la plagioclase se encuentran granos de piroxeno poiquilíticos. Los dos minerales están representados por cristales grandes a medios, sin indicios de cristalización simultánea en condiciones de intrusión, pero se observa cierta ordenación subparalela de los cristales plagioclásicos en dirección a su alargamiento. Los cristales tabulares de plagioclase, claramente idiomórficos con respecto al piroxeno, están formados por medio metasomático, producto de la labradorización de la roca rica en piroxeno. La estructura de la gabrolabradorita es metasomática que oculta por completo la estructura de la roca primaria.

La anortésita piroxénica (M 1308) contiene alrededor de 90-95% de cristales tabulares de labrador y piroxeno monoclinial. En los tramos más ricos en piroxeno se puede observar el idiomorfismo del labrador con respecto al piroxeno. El piroxeno incluye granos de plagioclase poiquilíticamente. La composición mineral de completa por clorita de escamas finas y plaquitas menudas de anfíbol como minerales accesorios en las cavidades.

La roca volcánica básica alterada (M 1309) por su composición y estructura es más cercana al substrato, por el cual se han desarrollado los gabros bandeados. Se observan fenocristales de piroxeno monoclinio, relictos apenas visibles de pórfiros plagioclásicos, minerales cataclásticos, saussurita sobre la plagioclase y matriz holocristalina difícil de definir. Algunos de los fenocristales piroxénicos son de contornos xenomórficos, encontrándose penetrados en forma de golfo por la matriz, probablemente como resultado

del estado inicial de su recristalización metasomática. La estructura de la roca es porfirica, porfiroclástica.

El gabro piroxénico de transición a labradorita (M 1310) tiene elementos de estructura de gabro, con estructura metasomática superpuesta y desarrollo idiomórfico de los cristales de plagioclasa. El piroxeno monoclino incluye poiquiliticamente pequeños granos de plagioclasa. En ciertos lugares el piroxeno ha adquirido contornos xenomórficos, probablemente causado por la elevada capacidad de cristalización de los cristales de plagioclasa durante el estadio inicial de la labradorización metasomática de la roca.

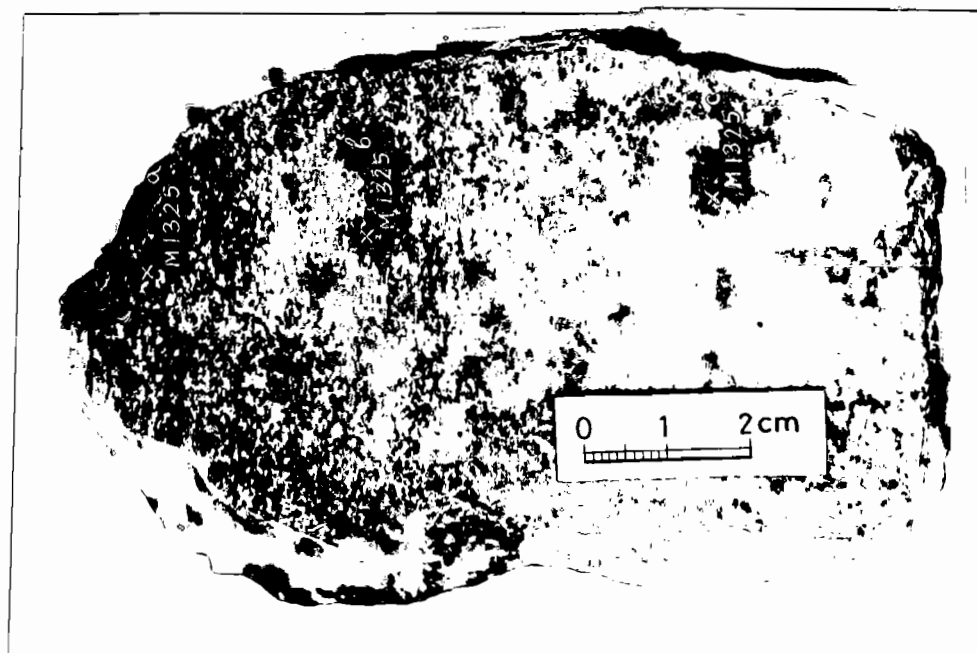
La anortoesita (M 1312) está constituida por cristales grandes, labrador básico agrietado, parcialmente sericitizado, con frecuencia de estructura laminar barrosa y textura alotriomorfo-granular.

Entre la repetición de las rocas que constituyen los gabros-bandeados, una sola vez aparecieron serpentinitas.

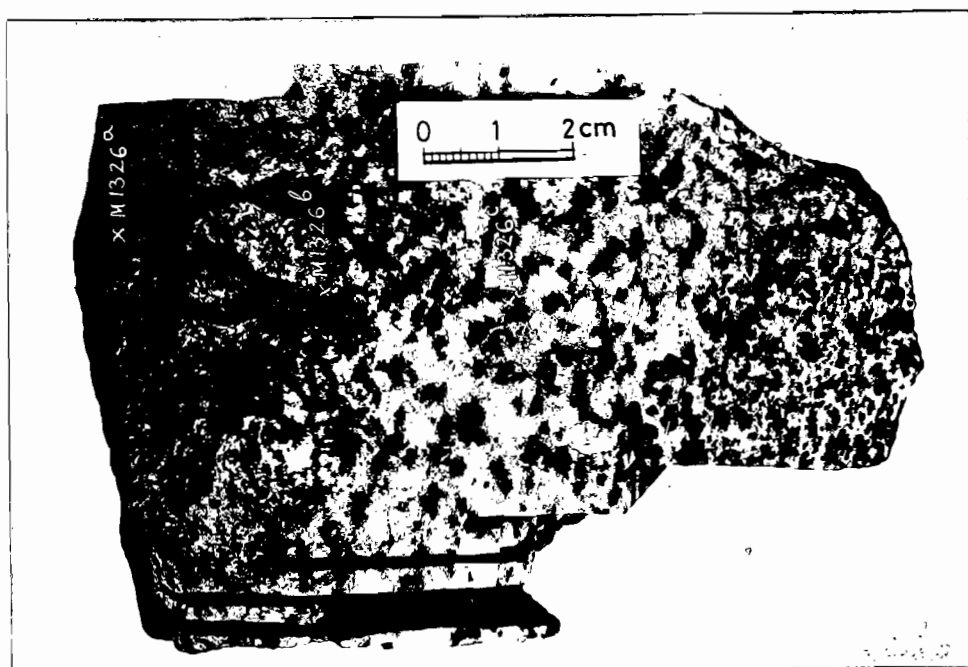
A veces a escala de una muestra se puede seguir la transición gradual que se debe a la diferente distribución del labrador en las alteraciones metasomáticas del substrato (fig. 49 y 50).

En otros lugares de la provincia aparecen rocas diabásicas metasomáticamente enriquecidas en plagioclasa y sin estructura bandeda manifiesta, solamente decoloradas (más blancas) y de aspecto diorítico (M 205) - gastro-labradorita.

El análisis del gastro leucocrático del yacimiento de cobre San José (Semenov et al., 1968 - análisis 67) manifiesta el alto contenido de  $Al_2O_3$  y  $CaO$ , y el bajo contenido de  $Na_2O$ , condiciona do, a juicio nuestro, por la labradorización metasomática:  $SiO_2$  47.52;  $TiO_2$  0.14;  $Al_2O_3$  22.80;  $Fe_2O_3$  3.38;  $MnO$  0.09;  $MgO$  8.22;



**Fig. 49** Gabro bandedo. Pared sur del ferrocarril Santa Clara-Placetas (coor.  $y=278,67/x=632,20$ ). Determinación de las muestras: M1325<sup>a</sup> -troctolita; M1325<sup>b</sup> -gabro piroxeno-olivínico; M1325<sup>c</sup> -gabro anortositico.



**Fig. 50** Gabro bandedo. La misma localidad que la figura 49. Determinación de las muestras: M1326<sup>a</sup> -troctolita serpentinizada; M1326<sup>b</sup> -gabro anortositico; M1326<sup>c</sup> -anortosita anfibolitizada.

CaO 15.63; Na<sub>2</sub>O 1.36; K<sub>2</sub>O 0.20; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.03; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 0.22; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> 0.51--  
(total 100.68).

Las observaciones de campo (M 1301-15) dan la impresión que los gabros bandeados son rocas volcánicas básicas metasomáticamente labradorizadas, del tipo de las diabases (M 1301, M 1314, M 1315<sup>5</sup>). Las distintas variedades pasan imperceptiblemente de una a otra, incluso en presencia de estructura bandeda bien expresada.

Las observaciones al microscopio confirman la naturaleza metasomática del gábro bandedo y su vínculo con las rocas de la -- formación Tobas donde éste se encuentra desarrollado. En los tramos de labradorización metasomática que ha dado lugar a la formación de los gabros bandeados, las rocas de la formación Tobas son congradiabases (M 1314, M 1315). Casos análogos de desarrollo de labradoritas por las diabases, describe Половинкина (1966). En ciertos -- tramos de la roca, atrapados entre los grandes cristales metasomáticos del labrador, ha detestado roca diabásica enriquecida en -- feldespató potásico, cuarzo, biotita y minerales que son característicos para nuestras congradiabases.

Las transiciones petrográficas en la roca de gábro bandedo explican su formación mediante el mecanismo del esquema que quedó sentado sobre la génesis de los gabros metasomáticos. En el estado inicial las alteraciones metasomáticas conducen al enmascaramiento de la estructura de la roca volcánica (M 1309). Como resultado de la recristalización acumulativa y el aumento del tamaño -- de los granos bajo la acción de soluciones metasomáticas, las diabases alcanzan la estructura de las rocas de gábro (M 1310). Posteriormente la roca se enriquece en granos más grandes de plagioclasa -- gabrolabradorita (M 1307), anortesita piroxénica (M 1308) a anortesita (M 1312). Este enriquecimiento en plagioclase ocurre -- por capas, por lo que aparecen rocas de textura bandeda. Es así.

como se forman los gabros metasomáticos bandeados que varían en su composición en las distintas bandas: roca volcánica alterada - gabrolabradorita - anortesito piroxénica a anortesito.

Los detalles de este mecanismo que conduce a la formación de variedades de gabo diferentemente enriquecidas en plagioclasa metasomática, sigue siendo un problema petrográfico que no ha encontrado plena solución, por lo tanto, las investigaciones especializadas de este fenómeno geológico bien expresado en el lugar descrito, son de gran interés.

Muy ocasionalmente, en otros lugares de la provincia aparecen gabros divínicos y piroxénicos que proponemos admitirles un origen metasomático por analogía con las troctolitas y gabros bandeados anteriormente descritos.

El gabo piroxeno-olivínico está representado esporádicamente. Constituye pequeñas elevaciones en áreas de rocas de la formación Tobas, en las inmediaciones con las serpentinitas (M 442, M 443) - a 5.5-6.5 km al suroeste de Placetas, o en la zona limítrofe con las serpentinitas (M 836), a 3.5 km al sur de Placetas. El gabo-piroxeno-olivínico también aparece en las vulcanitas alteradas de la formación Tobas (RC 704) dentro de las serpentinitas en las inmediaciones del lugar del yacimiento San José. Los minerales constituyentes de la roca son: olivino, piroxeno monoclinico, y plagioclase básica (labrador - bitownita), agrietado, no laminar, incluyen de poiquiliticamente olivino y piroxeno; ocasionalmente saussuritizado. El olivino está parcialmente serpentinitizado con separación de granos de magnetita; el piroxeno está anfibolitizado muy ligeramente. La forma de yacencia de estos gabros es imprecisa.

El gabo piroxénico (M 315), a 4.5 km al sur de Manajanabo y (M 392), a 9 km al norte de Báez, aparece en afloramientos de poca consideración por sus dimensiones tanto en las serpentinitas como

en rocas de la formación Tobas. Es de color verde oscuro, de aspecto abigarrado, de granulometría media, a veces presenta superficies meteorizadas oxidadas. La plagioclasa es labrador-bitownita, sin productos de alteración. El piroxeno es augita no alterada, o anfibolitizada muy ligeramente. La estructura es de gabro. El gabro piroxénico (RC 591)/<sup>que</sup> se encuentra en las inmediaciones del yacimiento San José, presenta mayor anfibolitización.

Gabro-norita. Aparece a 500 m de la cantera del lugar del yacimiento San José, mencionado por Semenov et al. (1968) quien ofrece el siguiente análisis químico:  $\text{SiO}_2$  47.96;  $\text{TiO}_2$  0.19;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16.96;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.72;  $\text{FeO}$  3.62;  $\text{MnO}$  0.09;  $\text{MgO}$  11.03;  $\text{CaO}$  17.30;  $\text{Na}_2\text{O}$  1.04;  $\text{K}_2\text{O}$  0.11;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.04;  $\text{H}_2\text{O}^+$  0.64;  $\text{H}_2\text{O}^-$  0.70 (total 100.40).

5. Espesor de la formación. El espesor de la formación Tobas ha sido elevada por Thiadens (1937a) en alrededor de 8 000 m. Im-lay (1944b) considera que este espesor está un poco exagerado, y Palmer (1945) expresa la suposición de que éste puede ser un poco mayor.

En la descripción de las distintas partes de la formación tratamos de dar más datos concretos sobre su espesor. Los valores calculados sobre los espesores de los diferentes miembros y partes de la formación, deben tratarse como mínimos, ya para evitar eventuales errores debidos al probable aumento del espesor por razones tectónicas, en los cálculos siempre se introdujo un coeficiente de corrección óptimo que varía de 0.5 a 0.9 en dependencia de las condiciones concretas.

La Parte Inferior de la formación Tobas, en cálculos que abarcan los espesores mínimos posibles, tiene un espesor no menor de <sup>7000 - 10000 m.</sup> ~~7000 - 10000 m.~~

El espesor total de los miembros de la Parte Superior de la formación en los diferentes perfiles es del orden de 1500 - 2000 m.

El espesor total de la formación Tobas es como mínimo <sup>9 000 - 12 000 m.</sup> ~~9 000 - 12 000 m.~~

El límite superior de la formación es erosional y una parte de --

los depósitos han sido erosionales antes de la sedimentación de los sedimentos santonianos, así que genéticamente éste ha sido aún mucho mayor.

6. Edad de la formación Tobas. La edad y las interrelaciones estratigráficas de la formación, están representados de distinta manera por los diferentes autores. Estas opiniones están resumidas de manera bastante detallada por Hoffstetter (Bermúdez & Hoffstetter, 1959), y no es necesario que sean repetidas íntegramente.

Las transiciones mencionadas en la literatura geológica (M.G. Rutten, 1936b) entre la formación Tobas y las "Aptychi limestones" no se afirman. Los contactos entre las calizas Aptychus (se tienen en cuenta las calizas cretácicas superiores en las zonas Placetas y Camajuani) y los materiales de la formación Tobas, siempre son tectónicos. No existen datos que confirmen la opinión de que la formación Tobas está dispuesta concordantemente o discordantemente sobre las calizas denominadas "Viñales limestone" o "Aptychi limestone", por los autores anteriores. A la inversa, en las zonas Placetas y Camajuani existen sedimentos de la misma edad que la formación Tobas, pero no se establecen transiciones laterales entre ellos y la formación Tobas.

Con respecto a la edad de la formación Tobas las opiniones expresadas tienen como base los hallazgos de M.G. Rutten (1936b) y Thiadens (1937d) en la provincia de Las Villas y de De Vletter -- (1946) (véase igualmente Butterlin, 1956, pág. 36) en la provincia de Oriente. Sobre la base de estos datos la mayoría de los autores aceptan que la formación tiene un intervalo vertical Cenomaniano - Coniaciano (Imlay, 1944b; Bermúdez & Hoffstetter, 1959). Los geólogos de las compañías petroleras norteamericanas (véase Brömmann & Pardo, 1954; Furrzola-Bermúdez, 1964, fig. 19) aceptan edad Aptiano-Turoniano para la mayor parte de los depósitos ----

incluidos en la composición de la formación Tobas.

Los datos faunísticos que se disponen para determinar su edad son los siguientes:

1. En las partes inferiores de la formación se encuentran só lo radiolarios que no han sido objeto de investigación y apenas - si darían datos exactos sobre su edad.

2. En los miembros Provincial, Gómez y Diego establecimos -- una rica comunidad fósil de ammonites con edad Albiano superior - Cenomaniano. La misma edad se confirma por la microfauna.

3. En la parte más superior de la formación (los miembros - Abreus y Agabama) se encontró una rica concmunidad de inoceramos y ammonites con edad Turoniano inferior.

4. En la formación Tobas se encuentran rudistas sólo en los miembros Provincial, Guaos y Gómez. La comunidad de los rudistas - es conocida en la literatura geológica bajo el nombre de "Fauna - de Tepeyacta" (Chubb, 1956).

5. En los depósitos de la formación Tobas no se encuentran ru distas de las asociaciones conocidas bajo los nombres de "Fauna - de Barrettia" y "Fauna de Titanosarcálites" (Chubb, 1956).

6. En los depósitos de la formación Tobas no han sido estable - cidos otros foraminíferos grandes además de Orbitolina.

Partiendo de estos datos y la continuidad estratigráfica de los depósitos de la formación Tobas, la edad de las distintas par tes de la formación puede resumirse de la manera siguiente:

1. La Parte Inferior de la formación Tobas tiene edad más vie ja que el Albiano superior. El límite inferior de la formación To bas se desconoce. Probablemente la Parte Inferior de la formación tiene edad cretácica inferior.



2. Los miembros calcáreos Provincial, Gómez, Diego y probablemente Guanos, tienen edad Albiano - Cenomaniano.

3. El miembro Seibabá tiene edad Cenomaniano.

4. Los miembros Bruja, Abreus y Agabama tienen edad Turoniano inferior.

5. Datos sobre la presencia de depósitos más jóvenes del Turoniano inferior de la formación Tobas en la provincia de Las Villas no existen.

### Santoniano

En la literatura geológica publicada casi no se menciona la existencia de depósitos santonianos en los límites de la zona Zaza en la provincia de Las Villas. Sin embargo, esto no significa que los depósitos que se referirán, con más o menos pruebas, al Santoniano, no han sido conocidos anteriormente. La mayor parte de --- ellos han sido mencionados, pero con otra edad. Con mayor frecuencia se les ha adjudicado edad Maestrichtiano. M.G. Rutten (1936b) lo incluye en su "formación Habana" con edad Maestrichtiano. ---- Chubb (1955) señala que en la llamada "formación Habana" hay dos niveles con rudistas: el inferior con *Barrettia* y, el superior -- con *Titanosarcolites*. El nivel inferior, según él, tiene edad Turoniano-Cenoniano inferior y, el superior, Maestrichtiano. En su monografía de 1971 el mismo autor, sin embargo, determina edad Campaniano para los tipos de la familia *Barrettia* en Jamaica.

En el trabajo "Geología de Cuba" (Furrazola-Bermúdez et al., 1964) en la descripción del Cretácico superior se deparan "Depósitos Turoniano-Campanianos". Se señala que depósitos terrígenos -- con edad turoniano-campaniana se encuentran en las provincias de Pinar del Río, La Habana, Oriente y en Cuba Central, caracterizados de la manera siguiente: "Representan una interestratificación

de tipo "flysch", con limonitas y areniscas y algunas capas de calizas, conglomerados y rocas silíceas. A veces en las limonitas y areniscas se observan impurezas de material- tobáceo y lentes de lignitos". De esta descripción es imposible entender cuáles de los materiales de Cuba Central precisamente han tenido en cuenta los autores.

En el libro "Geología del área del Caribe y ..... " (Judoley & Furrázola-Bermúdez, 1971, pág. 68-69) en la descripción del corte estratigráfico ideal de las facies vulcanógenas (= el territorio de la zona Zaza, nota del autor), se describen sedimentos turoniano-cenonianos, aparte de los del Campaniano-Maestrichtiano. Los sedimentos turoniano-cenonianos se caracterizan de la manera siguiente: "...variedades más ácidas de los efusivos, las porfiritas dacíticas y riolíticas, las porfiritas, tebas, aglomerados y paquetes potentes de rocas silíceas (radiolaritas); también se encuentran paquetes de porfiritas basálticas y andesíticas. La macro- y microfauna señalan para estas rocas una edad Turoniano-Santoniano."

En el trabajo de Judoley & Meyerhoff (1971) sobre el desarrollo geológico de las Antillas Mayores se admite que en la zona Zaza (denominada por ellos eugeosinclinal, nota del autor), en Cuba, hay sedimentos santonianos, pero tampoco está claro cuáles son los materiales que se tienen en cuenta. Hasta cuánto "el aglomerado porfirico basáltico gris oscuro a negro", mencionado por ellos con edad postturoniana y premaestrichtiana en las provincias de Las Villas y Camagüey es una roca muy característica, puede aceptarse con seguridad que los autores han tenido en cuenta las rocas de la formación Carlota que nosotros también aceptamos con cierta reserva como santonianas.

En los informes no publicados de los geólogos de las compa--

192  
744

norteamericanas se encuentran mucho más datos sobre los depósitos que serán descritos como santonianos. Estos autores establecen -- un gran cantidad de unidades litoestratigráficas, la mayoría de -- las cuales fueron confirmadas en nuestras investigaciones y se -- discutirán en su descripción. La edad de estas formaciones ellos la determinan generalmente en la mayoría de los casos como Cretácico superior - Globotruncana lapparenti group zone, que abarca -- el intervalo de tiempo del Turoniano al Maestrichtiano. En sus ta -- blas de correlaciones ellos colocan a las formaciones que se describirán más abajo en el Santoniano inferior y otra, en el Campaniano y Maestrichtiano.

La edad de los sedimentos santonianos será discutida en la descripción de las distintas unidades litoestratigráficas, formadas durante este piso. Aquí sólo prestaremos atención a algunos -- hechos de carácter general. Los depósitos que referimos al santoniano, yacen transgresivamente sobre los sedimentos turonianos inferiores y más viejos que éstos, lo cual determina su edad como más joven que ellos. Antes de la depositación de los sedimentos maestrichtianos, los depósitos santonianos han estado plegados, las regiones de su distribución elevadas y, una parte de ellos desnudados. Los sedimentos maestrichtianos yacen con discordancia angular clara sobre ellos. Esta circunstancia supone la presencia de un período de emersión poco o muy prolongado después de su formación y antes del Maestrichtiano. Debemos prestar atención al hecho de que mientras que la edad de los sedimentos santonianos no siempre es lo suficientemente fundamentada con pruebas faunísticas, sobre la del Maestrichtiano no cabe duda ninguna.

Los depósitos santonianos en la zona Zaza están presentados por facies vulcanógenas y terrígenas con intercalaciones de calizas biogénicas. La variedad en la facies de los depósitos es gran

tanto en dirección vertical, como también en lateral, lo cual permite que sean distribuidos en gran cantidad de unidades litoestratigráficas - formaciones y a veces, miembros. Debido a la diferencia en dirección lateral, en los límites de la zona de Zaza se condicionan varias regiones con facies diferente y cantidad distinta de unidades litoestratigráficas (véase la tabla 2). Estas regiones son: la región de Provincial; la región de Seibabo (el sinclinal de Seibabo); la región de Arimao; la región al suroeste de Sancti Spiritus; la región de Falcón; la región de Jarahueca--La Rana.

En varios lugares en la zona de Zaza, precisamente en el poblado Máximo al sur de Piacetas y en el valle del Río Zaza al sureste del paso Vergara, se establecen depósitos que más probablemente tienen edad santoniana, pero no pueden adjudicarse con seguridad a algunas de las formaciones de las regiones anteriormente señaladas y se describirán como Santoniano no dividido. A continuación viene la descripción de las unidades litoestratigráficas por regiones.

#### Depósitos santonianos en la región de Provincial

Los sedimentos de esta región afloran como una franja larga y no muy ancha que comienza al norte del poblado de San Juan de los Yeras, sigue por las laderas septentrionales de las alturas en la región del central azucarero Osvaldo Herrera (ex Pastora) hasta el camino Callejón de las Vegas Nuevas. Antes de alcanzar la carretera Santa Clara-Manicaragua, está desplazada al sur y al este de esta carretera y se sigue en el valle del Arroyo Ranchuelito, pasa por el poblado Provincial que está edificado sobre éste, y al este sigue en el valle del Arroyo Maguey hasta el Río Agabama. Los últimos afloramientos de esta franja al este se establecen

por las laderas septentrionales de la Loma de Báez.

Los sedimentos santonianos en esta región se dividen en cuatro formaciones como sigue (de arriba hacia abajo):

Formación Salvador

Formación Maguey

Hilario  
Formación Hilario

Formación Palmarito

Formación Palmarito

1. Nombre y antecedentes. Wassal y Truitt (en Brännimann y Pardo, 1954) propusieron el nombre de Formación Palmarito a las calizas que afloran al norte de la Loma Palmarito, que se encuentran al noroeste de Seibabo. Esta formación también está mencionada en la figura No. 19 de la monografía "Geología de Cuba" (Furrazola-Bermúdez et al., 1964). A lo largo de casi toda la extensión de la faja del Cretácico superior de la región Bermia - Seibabo - Provincial, en la base aparecen calizas, para las cuales conservamos el nombre propuesto por los autores Wassal y Truitt - formación Palmarito.

2. Litología y localidad típica. Los autores anteriormente mencionados caracterizan el componente litológico fundamental de esta formación de la siguiente manera: "Wh., massive, organic, fragmental limestone, with large rudists and other mollusks, in part with coarse volcanic fragments". A esta sucinta descripción agregaremos que en la base de la formación aparecen areniscas y conglomerados y que la mayor parte de los restos orgánicos (mayormente rudistas y gasterópodos) están silicificados, obteniendo así una característica general más completa de la formación.

Wassal y Truitt señalan como localidad típica los afloramientos

de calizas al norte de la Loma Palmarito que se encuentran al nor este del pueblo de Seibabo. Esta localidad coincide con la nues-- tra (K 646), coordenadas  $y=276.30/x=603.76$ . En este lugar aflo-- ran calizas orgán<sup>o</sup>fano-detriticas, de color blanquescino a crema,-- constituidas por fragmentos de organismos: corales, rudistas y otros moluscos, espinas de equinóideos, foraminíferos grandes y otros.--

379 X Las impurezas terrígenas están constituidas por granos medios o - gruesos y fragmentos de rocas volcánicas de la formación Tobas. - La cantidad de estas impurezas no es constante, cambiándose fre-- cuentemente en distancias cortas. Aquí las calizas alcanzan un es-- pesor de unos 35 m. La base de la formación no está bien aflora-- da, pero sin ninguna duda se encuentra suprayacente a las rocas - del miembro Bruja de la formación Tobas (Turoniano inferior), cu-- briéndose normalmente por las tobas de la formación Hilarie.

En las demás localidades esta formación presenta una litolo-- gía uniforme, razón por la cual examinaremos con más detalles so-- lamente dos perfiles.

En las faldas de la Loma Capiro aflora la base de la formación en el Arroyo Roble (K 692), coordenadas;  $y/279.27/x=596.05$ . --- Aquí, en una de las cárcavas formadas por las aguas temporales -- en la margen izquierda del Arroyo Roble, se observa el contacto - directo entre la formación Palmarito y los piroclastos subyacen-- tes del miembro Bruja de la formación Tobas. En este lugar el per-- fil de la formación ofrece el siguiente aspecto: (fig. 51):

- la roca subyacente está representada por aglomerados tobá-- ceos intensamente meteorizados del miembro Bruja de la for-- mación Tobas, semejantes a los que se observan en la cante-- ra por el camino del central Osvaldo Herrera (antiguo Pas-- tora) a Santa Clara (fig. 46);

- inmediatamente sobre las tobas yacen conglomerados. Los --

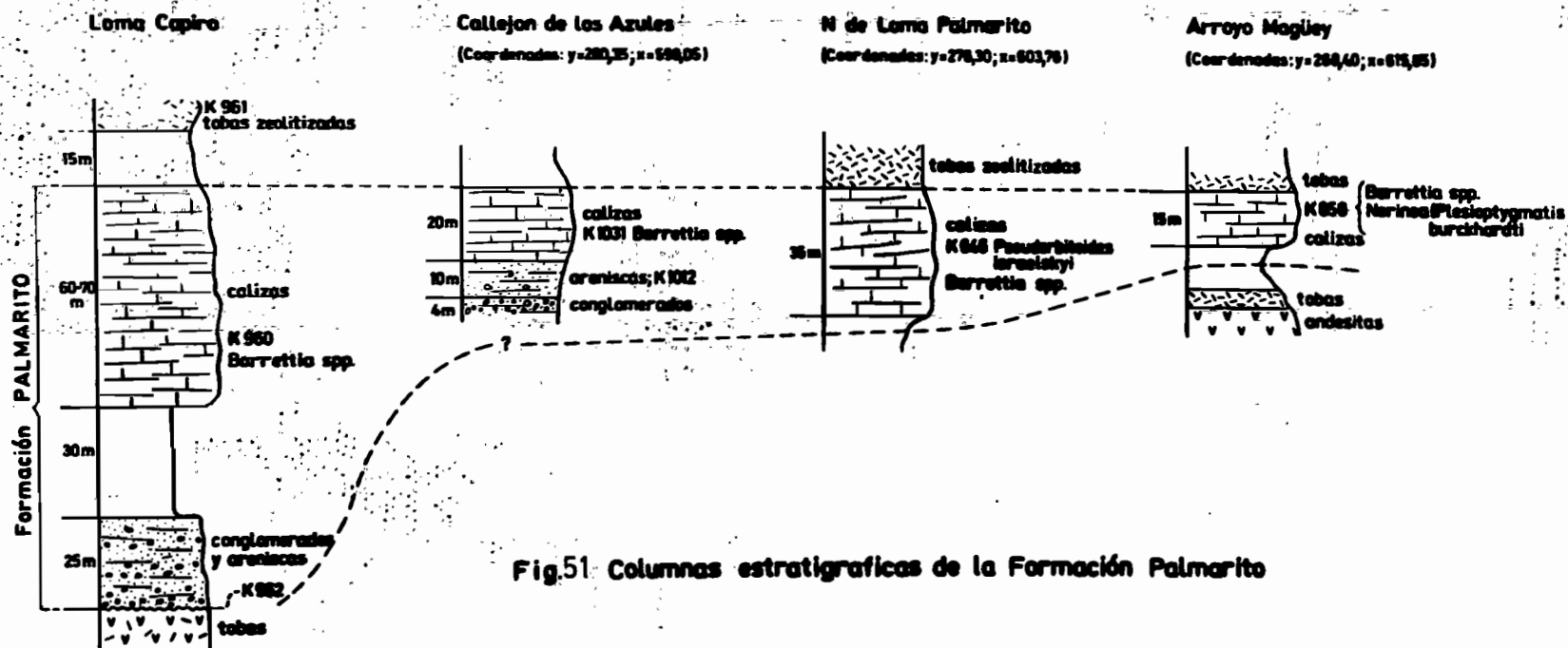


Fig.51 Columnas estratigraficas de la Formación Palmarito

fragmentos están compuestos por rocas volcánicas y tobas, bien redondeadas, alcanzan un tamaño de 0.10 a 0.40 m. El cemento es de tipo básico y está representado por arenisca macrogranular constituida por los productos fragmentados de la formación Tobas y detritus orgánico con cemento calcáreo. No existe buena estratificación. Por la totalidad del corte se observa una alternación de capas irregulares de conglomerados de fragmentos pequeños y grandes a areniscas macrogranulares. Algunas capas lenticulares son más calcáreas, más compactas y enriquecidas con fragmentos de algas calcáreas. El espesor es de unos 25 m;

- unos 50 m de intervalo cubierto (unos 30 m de espesor);
- unos 60-70 m de un gran espesor de calizas detríticas u organogénicas, de color gris claro a blanquecino, que constituyen la Loma Capiro. En su mayor parte estas calizas están formadas por individuos completos o fragmentos de rudistas (*Barrettia* y otros), gasterópodos (*Nerinea*), corales, cuerpos y espinas de equinóideos, foraminíferos grandes y otros. El cemento está formado por caliza detrítica (K 960). En todas partes se observan, como complementos terrígenos, granos redondeados de rocas volcánicas, alcanzando hasta 0.05-0.10 m de tamaño.
- unos 15 m sin afloramientos;
- tobas zeolíticas de la formación Hilario (K 961).

Un corte interesante de la formación Palmarito se puede observar por el camino Callejón de los Azules, en el lugar de su cruce con el Arroyo Roble. El lugar está intensamente tectonizado, las rocas están fracturadas y cortadas por muchas fallas transversales y longitudinales a la dirección de la estratificación. En este lugar el perfil presenta el aspecto siguiente (fig. 51):



- los estratos subyacentes a la formación no afloran. Aquí, probablemente, pasa una falla en dirección casi Este-Oeste debido a lo cual se duplica el perfil del Cretácico superior, y la formación Palmarito hace contacto por el sur -- con los sedimentos que posiblemente pertenecen a la formación Salvador (K 685);
- unos 4 m de conglomerados constituidos por fragmentos de rocas volcánicas y tobas bien redondeados, con cemento arenoso intensamente meteorizados;
- unos 10 m de areniscas de grano medio, muy deleznales. En estas areniscas aparecieron numerosos fósiles (K 1012): -- *Inoceramus*, equinóideos y ammonites. Entre los cuales se determinaron: *Inoceramus inconstant Woods*, *Inoceramus sp.* (cf. *In. problematicus aviculoides H. & M.*), *Inoceramus spp.*, *Hauericeras Gardeniceras sp.* (cf. n. sp.), *Bevahites sp.* -- ind., *Pseudoschloenbachia cf. mexicana (Renz)*. Estas areniscas y conglomerados se descubrieron al hacer las excavaciones en la construcción del camino, a 130 al este de --- Arroyo Roble;
- unos 20 m de calizas organógenas, constituidas por ejemplares completos o fragmentos de rudistas (*Barrettia* y otros), gasterópodos (*Nerinea*), corales, algas, foraminíferos grandes y otros. En raras ocasiones las calizas contienen fragmentos de rocas volcánicas bien redondeadas de un tamaño de 0.20 a 0.30 m. Los rudistas y gasterópodos están silicificados. Estas calizas con un espesor de cerca de 20 m se observan bien en el Callejón de los Azules, a 220 m al este del Arroyo Roble. En el mismo Arroyo Roble, a 50 m al norte del camino anteriormente mencionado, se observan esas mismas calizas. Aquí alcanzan un espesor de sólo 2.30 m --

(K 684);

- las calizas están cubiertas en forma normal por areniscas calcáreas (K 1032) y margas de color gris verdoso con muchas impurezas tobáceas (K 683) de la formación Hilario.

Los afloramientos de calizas detríticas organógenas, por el camino del Callejón de los Azules, a 1.5 km al este del Arroyo Roble (K 689), son la prolongación de las calizas descritas en el perfil anterior.

La potencia de la formación Palmarito es muy variable. En la localidad típica (K 646) es de 35 m. Su mayor espesor se observa en el corte de la Loma Capiro que hemos descrito (K 960-62), donde alcanza hasta 115-125 m. En los demás lugares varía entre 10 y 20 m.

3. Distribución. La formación Palmarito se extiende como una franja estrecha, discontinua en la base de los sedimentos santonianos. Teniéndose en cuenta la facies de los sedimentos es muy probable que la discontinuidad de los afloramientos se deba, en suma grado, al carácter arrecifal de los mismos. En la parte más occidental de los afloramientos de esta formación (Arroyo Roble), debido a las fallas longitudinales, se pueden observar dos franjas. La franja norte aflora en el Arroyo Roble, en el lugar del corte anteriormente descrito (K 684), que después de una interrupción se puede seguir a lo largo de una distancia de 2 km al este (K 689). El afloramiento más occidental de la franja sur es el de la Loma Capiro (K 960, K 962). Al este de este lugar, aparecen pequeños afloramientos de esta franja al norte y al noreste del central Osvalde Herrera (antiguo Pastora), de donde se extrajeron las muestras K 690, K 1015 y K 918.

Después de una interrupción de 3 km al norte del Monte Oscuro,

de nuevo aflora al norte de la Loma Palmarito (la localidad típica), donde se puede observar sin interrupción a lo largo de 2.5 km hasta el Callejón de las Vegas Nuevas. Aquí, a causa de la dislocación transversal, la franja se ha desplazado hacia el Sur, reduciéndose considerablemente. En la zona fallada se encontraron residuos de las calizas de la formación Palmarito en la porción norte del pueblecito Seibabo (K 901). A lo largo de unos 5.6 km al este de la carretera de Santa Clara - Manicaragua, la franja de las calizas de la formación Palmarito reaparece en el curso superior del Arroyo Ranchuelito, atravesando la parte sur del pueblo Provincial (K 209, K 210, K 207), dejándose observar al este, casi ininterrumpidamente en el valle del Arroyo Magüey (K 848, K 854, K 856, K 826-27; K 1406) hasta el Río Agabama. A la formación Palmarito se refieren las calizas que afloran al oeste (K 127), al noroeste (K 917) y al suroeste (K 927) de Esquina de Bernia.

4. Límites. El límite inferior de la formación es transgresivo, extendiéndose sobre distintos miembros de la formación Tobas.

El límite superior está claro y se establece desde la aparición de las areniscas, margas y tobas de cenizas de las formaciones Magüey e Hilario.

En la tabla de correlación anexa a la monografía "Geología de Cuba", esta formación está situada por debajo de la formación Magüey, habiéndose colocado dentro de la formación Salvador. En realidad, la formación Palmarito ocupa la base del perfil senoniano, yace transgresivamente sobre los distintos miembros de la formación Tobas y está cubierta normalmente por las formaciones Magüey e Hilario.

5. Fauna y edad. Anteriormente hemos expresado que el elemento principal constitutivo de las calizas de esta formación son los residuos orgánicos (rudistas, gasterópodos, corales, -----

434

**Astrocoenia dickersoni Wels**

De los ammonites en la base de la formación (K 1012) se deter  
minaron:

**Hauericeras (Gardeniceras) sp. (cf.n.sp.)**

**Devahites sp. ind.**

**Pseudoschloenbachia cf. mexicana.**

En el mismo lugar se determinaron los inoceramus:

**Inoceramus inconstans Woods**

**Inoceramus sp. (cf. In. problematicus aviculoides**

**Inoceramus spp.**

Los rudistas son unos de los fósiles más frecuentes en esta-  
formación (muestras: K 127, K 209, K 646, K 689, K 827, K 843, --  
K 854, K 856, K 917, K 918, K 960, K 1406), de los cuales se esta-  
blecieron:

**Barrettia monilifera (Woodward)**

**Vaccinites inaequino-costatus Mac Gillivray**

**Bournonia sp.**

**Biradiolites sp.<sup>2)</sup>**

Los rudistas de la localidad L 543 y H 196 de M.G. Rutten --  
(1936a) 1936b), también proceden de esta formación, determinándose  
se los siguientes:

**Torreites sanchezi (Douvillé)**

**Barrettia monilifera Woodward**

**Barrettia multilirata Whitfield**

2) La rica colección de rudistas que hemos recopilado, no sólo  
de esta formación, sino de otras formaciones también, por -  
razones técnicas no fue completamente determinada.

foraminíferos grandes, etc.). Los foraminíferos grandes están representados por las especies *Pseudorbitoides* y *Sulcorbitoides*; - en las distintas localidades (K 210, K 646, K 848) se establecieron:

*Pseudorbitoides israelskyi* Vaughan & Cole

*Pseudorbitoides trechmanni* Douville

*Pseudorbitoides* sp.

Agregando necesariamente los *Sulcorbitoides pardo* Bronn. y los *Sulcoperculina* sp. que describen Siglie & Ayala-Castañares, - 1963, establecidos en su localidad D 1368, que se encuentra a -- 500 m al sur del pueblo Provincial. (Esta localidad coincide con la nuestra K 210).

La formación Palmarito es pobre en microfauna. En las arenas de la base de la formación (K 1012) se establecieron:

*Globotruncana fornicata* Plummer

*Globotruncana arca* Cush.

*Globotruncana contusa*

*Globotruncana* sp.

*Rugoglobigerina* sp.

Radiolarios y ostracodos

Los autores Siglie & Ayala-Castañares (1963) enuncian haber determinado en la localidad anteriormente mencionada, al sur del pueblo Provincial, los siguientes microfósiles:

*Globotruncana linneana* d'Orb.

*Globotruncana stuarti* (Lapp)

*Pseudoguembelina* sp.

De los corales se establecieron (K 127):

*Biradiolites cubensis* Douville

*Bournonia* sp.

*Plagioplichus antillarum* Douville

De los gasterópodos se establecieron:

*Nerinea epelys* Wooding

*Nerinea* (*Plesioptygmatis*) *hurckhardi* BÖse

De los ammonites encontrados del género *Hauericeras* hay una amplia distribución vertical (Coni<sup>cia</sup>no - Maestrichtiano), el género *Bevahites* es conocido del Santoniano superior y el Campaniano inferior de Madagascar, Africa del Sur (Zululandia) y Texas, y -- *Pseudoschloenbachia mexicana* es conocido del Santoniano.

*Inoceramus inconstans* tiene una amplia distribución vertical, y *I. problematicus* aviculoides es conocido del Coni<sup>cia</sup>no.

La con comunidad de rudistas responde a la llamada "Fauna con *Barrettia*", conocida de la región Antillana y su edad es discutible. Los foraminíferos grandes son conocidos de "las capas con *Barrettia*" en Jamaica y Cuba y su edad es determinada con respecto a los rudistas. Hasta qué grado la edad de los rudistas es discutible, así como la de los foraminíferos que vienen junto con los rudistas, está sujeto a la revisión.

De los gasterópodos *Nerinea* (*Plesioptygmatis*) *hurckhardi* es conocida de la formación Cárdenas en México (Senoniano inferior), y *Nerinea epelys* es conocida sólo de Cuba y de bloques con posición estratigráfica desconocida.

El coral *Astrocoenia dickersoni* es conocido sólo de un depósito de Cuba (Wells, 1941).

La microfauna es muy pobre para poder sacar conclusiones sobre la edad de la formación sólo en base a ésta. Llama la atención

sin embargo, la presencia de tipos como Gl. stuarti, Gl. contusa, que habitualmente se consideran como característicos para el Maestrichtiano.

En base a la fauna y a la posición estratigráfica de la formación - en la base del perfil Senoniano -, la edad de la formación con bastante seguridad, puede considerarse como Santoniano;

### Formación Hilario

1. Nombre y antecedentes. Los autores Wassal y Truitt (en Bronnimann & Pardo, 1954) han conferido este nombre a las tobas que afloran al sureste del pueblo Seibabo, sobre la carretera de Santa Clara a Manicaragua. Las rocas de esta formación fueron conocidas por investigadores más antiguos de Las Villas (M.G. Rutten, - 1936b), el cual la atribuyó a la llamada facies meridional de la formación Habana.

Durante los trabajos de campo en las etapas iniciales del mapeo geológico (año 1970), suministramos muestras de las tobas de esta formación para ser investigadas por Alexiev. En estas muestras él descubrió una gran cantidad de zeolitas que representan interés como minerales útiles (Alexiev et al., 1974a). Conjuntamente con los geólogos cubanos Brito y Coutin fueron realizadas investigaciones temáticas especiales, cuyos resultados fueron publicados en "Geología de los yacimientos minerales útiles de Cuba" (Alexiev et al., 1974b)<sup>2)</sup>. La característica geológica de la región

tratada por los autores mencionados es muy breve y esquemática.

<sup>2)</sup> En la elaboración del esquema geológico de la región al sur de Santa Clara (su fig. 1), adjunta a su publicación, los autores han tenido disponibles todos nuestros materiales cartográficos. Con las modificaciones introducidas en la interpretación geológica de esta región, no estamos de acuerdo. En el anexo No. 7 - del presente informe puede verse el mapa geológico de la misma región.

Ellos unifican las rocas de la formación Hilario (tobas zeolitizadas y zeolitas) con todas las demás rocas cretácicas superiores en una formación y la denominan "horizonte productivo".

2. Localidad típica y litología. Como localidad típica se ha señalado la loma que se extiende al sureste del pueblo Seibabe, y al este de la carretera Santa Clara - Manicaragua. En realidad, aquí se pueden observar las variedades litológicas más características de la formación. Sin embargo, por motivos tectónicos no se pueden observar el límite inferior ni el superior de la misma. La formación subyacente y suprayacente han sido tectónicamente reducidas, razón por la cual no se puede ver su situación en el perfil del Cretácico superior.

Como cortes complementarios donde es posible observar el perfil completo de la formación junto con las partes no afloradas de su localidad típica, podríamos señalar el corte que se observa por el camino de San Juan de los Yeras a Santa Clara, en el intervalo al sur del Arroyo Reble (K 974-1004) y el corte que se observa -- en el Arroyo Reble, al norte del lugar donde se cruza por el Callejón de los Azules (K 1033-37), a lo largo de una distancia de -- 200-250 m (fig. 52).

En Brommimann & Pardo (1954) aparece la siguiente característica original: "En to tuff, dense to fragmental, dull earthy, -- siliceous medium bedded to massive tuff".

Sin embargo, Alexiev et al. (1974b) al describir el llamado "horizonte productivo" optado por ellos como una formación, ofrecen una característica petrográfica más completa. Señalaremos sólo las descripciones de las "tobas y zeolitas alteradas", las cuales en su mayor parte se refieren a la formación Hilario. Las demás variedades de rocas descritas, se refieren en realidad, a algunos de los miembros de la formación Tobas (argilitas, andesitas, y otros) o



a la formación Magüey (calizas arcillosas, margas, areniscas vulcanoclásticas y conglomerados), o bien a la formación Palmarito -- (calizas).

Efectivamente, el elemento litológico fundamental de la formación son las tobas, participando en cantidades ínfimas margas y areniscas. Las tobas presentan un color característico verde claro o gris verdoso, predominando las tobas con dimensiones psamíticas. A causa de la intensa alteración, generalmente los límites entre los fragmentos de vidrio volcánico están borrados, apareciendo las tobas vitroclásticas como rocas masivas y compactas. Solamente las variedades vitrolitoclásticas son rocas granulares.

En el perfil de la formación predominan las tobas vitroclásticas, las cuales están constituidas mayormente de fragmentos de vidrio volcánico y, en raras ocasiones, de granos de plagioclasa, augita, anfíbol, apatito, zircón y cuarzo. El vidrio volcánico está intensamente alterado, convertido en zeolitas, seladonita y en menor grado, en minerales arcillosos. En relación con la cantidad de zeolita, Alexeev et al. (1974b) proceden a diferenciar las tobas alteradas con contenido zeolítico que no sobrepasa el 50% y las zeolitas, cuyo contenido zeolítico es mayor del 50%. Cabe recalcar que las zeolitas en algunas zeolititas rebasan el 70%.

Las rocas vitroclásticas intensamente alteradas (tobas zeolitizadas o zeolititas) representan el elemento fundamental y de más vasta difusión de dicha formación. En menores cantidades aparecen las tobas cristalovitroclásticas o las litocristalovitroclásticas. Estas son tobas bien estratificadas en capas de un espesor de unas cuantas decenas de centímetros. Además de los fragmentos de vidrio volcánico, participan en su constitución granos

de plagioclase, augita, anfíbol, cuarzo o fragmentos de rocas volcánicas (andesitas), en distintas porciones. Las tobas cristaloclasticas y litocristaloclasticas aparecen como intercalaciones finas en el medio del perfil de la formación. Las margas tienen una participación muy pequeña en el corte de la formación. Son de color gris verdoso, de textura masiva y meteorización esferoidal (K 1033). Casi siempre contienen material volcánico en distintas proporciones.

Aún menor es la participación de las areniscas. En realidad, éstas se establecieron solamente en el Arroyo Roble (K 1032) y, con menos frecuencia en algunas otras localidades. Están constituidas por granos de andesitas, tobas, plagioclase, augita y calizas, soldados con cemento calcítico que rellena los intersticios entre los granos.

Con el fin de ilustrar la secuencia de las distintas variedades de rocas del perfil de la formación, desglosaremos sólo dos perfiles.

En el Arroyo Roble, al norte del Callejón de los Azules, se observa bien la parte inferior de la formación. De abajo a arriba el perfil presenta el aspecto siguiente: (fig. 52)

- subyacentes a la formación se encuentran las calizas de la formación Palmarito (K 684);
- unos 5 m de areniscas constituidas mayormente por material volcánico con cemento calcáreo (K 1032);
- unos 13 m de margas gris verdosas (K 1033), constituidas por cantidades casi iguales de minerales arcillosos y calcita de grano fino. Cerca de un 15% de la roca está ocupada por los restos de los foraminíferos (de 0.2 mm de dimensión). En cantidades muy escasas aparecen impurezas de

fragmentos de plagioclase (fragmentos angulosos);

- unos 50 m de tobas de color gris verdoso, de visos verdosos (K 1034). Están constituidas por zeolitas y minerales arcillosos, raras veces por clorita producto de la alteración de los fragmentos de vidrio volcánico. Estos últimos han conservado solamente su forma. Los cristaloclastos están en pequeñas cantidades y están constituidos de plagioclase. La estructura es de grano fino azulado a gris verdoso, con abundante material volcánico. En ciertos sectores se observa una acumulación del material volcánico: fragmentos y cristales de plagioclase (andesina);
- unos 6 m de tobas intensamente alteradas, de color gris verdoso (K 1036). Están constituidas por materiales arcillosos, vidrio volcánico, plagioclase, fragmentos de rocas volcánicas y calcita de grano fino. Los fragmentos del vidrio volcánico conservan tan sólo su forma, encontrándose totalmente zeolitizados y argilizados. Los fragmentos de roca volcánica están carbonatizados y argilizados.
- 4 m de tobas calcáreas cristaloclasticas. Son de color gris verdoso, de grano medio a grueso. Constituidas por granos de plagioclase, augita y fragmentos de andesitas. Las plagioclases se encuentran carbonatadas, mayormente en su parte central. El cemento es de calcita de grano fino. Estas rocas afloran precisamente en el meandro grande del Arroyo Roble;
- al norte de esa curva, a una distancia de 100 m por la ladera, no hay afloramientos (= 50 m de espesor);
- la loma del Norte está constituida por tobas vitroclásticas, de color verdoso, intensamente alteradas (convertidas en zeolitas). Tienen un espesor de más de 100 m.

El perfil completo de la formación (fig. 52, 55) se puede observar por el camino de San Juan de los Yeras a Santa Clara.

Los estratos buzan monoclinamente al norte-noreste. Sin embargo, por efecto de la tectónica (hay numerosas fallas pequeñas y grandes, transversales), el espesor de la formación cuando menos se duplica. Desde abajo hacia arriba, el perfil presenta el siguiente aspecto:

- no se observa la capa subyacente a la formación, la cual mediante falla hace contacto con la formación Magley, que en el corte normal cubre las tobas de la formación Hilario;
- unos 100 m de tobas vitroclásticas, intensamente alteradas (zeolitizadas). Aparecen esporádicamente intercalaciones de tobas de grano grueso, cristaloclasticas y litocristaloclasticas;
- unos 5 m de tobas cristalo vitroclásticas (K 1003) de color gris claro con tonos verdosos, de una estratificación horizontal muy bien expresada. Alternan con estratos de variedades de granulometría fina y granulometría más gruesa. Están constituidas por fragmentos de vidrio volcánico y granos de plagioclasa. El vidrio volcánico está convertido totalmente en zeolitas y minerales arcillosos. La calcita aparece en pequeñas cantidades. Las tobas están intercaladas por margas compactas de color gris verdoso;
- 16 m de tobas vitroclásticas de color verdoso y textura masiva (K 1002);
- unos 45 m (= un espesor de 25 m) sin afloramientos;
- unos 35 m de un paquete de buen espesor donde predominan los estratos de tobas vitrocristaloclasticas de grano medio (K 1001), alternando con tobas de grano más fino. Las-

tobas están constituidas mayormente por fragmentos de vidrio volcánico, plagioclasas y, en menor cantidad, por fragmentos de augita y andesitas. La plagioclase se encuentra relativamente fresca, siendo por su composición andesina. Los fragmentos de vidrio volcánico se encuentran considerablemente alterados, convertidos en una masa de grano fino de zeolitas y minerales arcillosos, a veces con teniendo clorita. El cemento entre los fragmentos es muy-escaso. Es de composición zeolítica con algo de calcita;

- unos 40 m (= espesor de unos 30 m) sin afloramientos, pero no cabe duda que ese intervalo está constituido por tobas;
- unos 200 m donde aparece un paquete de buen espesor de tobas vitroclásticas de color verdoso, típicas de la formación (muestra K 973 de la base y K 974 de su parte superior). Las tobas están intensamente alteradas. También el vidrio volcánico está alterado a zeolitas y minerales arcillosos, de manera que la roca está constituida principalmente por zeolitas y un poco de minerales arcillosos. Los cristalestos de plagioclase son muy raros;
- intervalo de 22 m - capa vegetal - (espesor de 14 m);
- 1 m de arenisca constituida de material vulcanoclástico. En la base del estrato se observan jeroglíficos;
- 2 m sin afloramientos;
- 1.20 m de tobas de color gris claro (K 973), alteradas (zeolitizadas y argilizadas). No difieren de las de los intervalos anteriores;
- 3.5 m de alternaciones de tobas calcáreas de color verdoso y margas;
- 7 m de alternaciones de arcillas, calizas y areniscas;

443

- 7 m de areniscas vulcanoclásticas de fragmentos pequeños y brechaconglomerados (K 972) típicas de la formación Magüey. La transición entre la formación Hilario y la formación Magüey (fig. 55) se efectúa en un intervalo de 20 a 25 m aproximadamente.

3. Límites y espesor. El límite inferior de la formación se observa claramente, considerándose desde la aparición de las margas y las tobas sobre las calizas de la formación Palmarito.

El límite superior de la formación queda marcado con la aparición de las areniscas de grano grueso y brechaconglomerados constituidos por material volcánico con intercalaciones de calizas, margas y arcillas. Como lo evidencia la descripción del perfil en cuestión, la transición se efectúa en un intervalo de 20 a 25 m. La formación Hilario está desarrollada principalmente en la porción oeste de la franja de los sedimentos santonianos de la región de Provincial. Al este, la formación disminuye de espesor hasta desaparecer. Debido a las alteraciones producidas por la tectónica y la falta de afloramientos buenos, se hace imposible establecer bien si existe parcialmente alguna transición lateral de los sedimentos de la formación Hilario a los de la parte inferior de la formación Magüey en el valle del Arroyo Magüey. En ciertos cortes en estos lugares (fig. 52), entre las calizas de la formación Palmarito y la formación Magüey (el perfil K 848), aparecen margas, tobas calcáreas y tobas zeolitizadas que se asemejan a las de la formación Hilario.

En los cortes no alterados por la tectónica, la formación presenta un espesor de unos 200-250 m.

4. Fauna y edad. Dado el carácter volcanógeno de la formación la fauna fosilizada es escasa.

En las margas de la base de la formación (K 683) se pudo determinar

la siguiente asociación de microfósiles:

*Globotruncana arca Cushman*

*Globotruncana churchi Martin*

*Globotruncana fornicata Plummer*

*Globotruncana lapparenti; Br.*

*Globotruncana plicata White*

*Globotruncana rosetta Carsey*

*Globotruncana subcircumodifer Carsey*

*Alomorphina allomorphinoides Carsey*

*Dorothia bulleta Carsey*

*Anomalina tayorensis Carsey*

*Sulcoperculina dickersoni (Palmer)*

La asociación anteriormente señalada, por sí misma podría interpretarse como senoniana superior.

Los autores del nombre de la formación no determinan su edad. Expresan que es cretácica superior o más reciente (en Bronnimann & Pardo, 1954). En la tabla de correlación de la Geología de Cuba (Furrázola-Bermúdez, et al., 1964), aparece en el piso Maestrichtiano, sobre la formación Cotorro. Es evidente que para los autores de la tabla no estaba clara la situación estratigráfica de la formación y la relación que ésta guarda con las demás formaciones. En el área de distribución de la formación Cotorro, la formación Hilario no se ha desarrollado y viceversa.

Partiendo de la situación estratigráfica de la formación en las partes inferiores del perfil senoniano, sobre la formación - Palmarito, por debajo de la formación Magdley, proponemos situarla en el piso santoniano.

#### Formación Magdley

1. Nombre y antecedentes. Este nombre fue introducido en la

literatura geológica de Cuba por Wassal & Truitt (en Bronnimann- & Pardo, 1954). Al juzgar por la característica litológica de la localidad típica que estos autores señalan, en el volumen de dicha formación incluyen solamente rocas volcánicas de los cortes senonianos de los valles del Arroyo Ranchuelito y los que se extienden al noroeste de Seibabo, atribuyendo a las formaciones Coto-- rro y Salvador los sedimentos asociados con ellas. Nosotros conservamos el nombre conferido por los autores mencionados, pero ampliando el volumen <sup>0</sup> original de la formación, incluyendo en --- ella la serie completa de areniscas volcanoclásticas, tobas, mar gas, etc., donde se han incluido las coladas de lava.

En la fig. 19 de la Geología de Cuba (Furrazola-Bermúdez et al., 1964) aparece el nombre de "Formación de Magüey", omitiendo en el texto mención alguna al respecto.

2. Litología, localidad típica y distribución. Como se ha mencionado anteriormente, los autores del nombre de la formación incluyen en ella solamente rocas volcánicas que determinan como- "basalt porphyry with translucent phenocrysts", y ofrecen la siguiente descripción de una muestra típica: su número 11681 (esta muestra ha sido tomada de la colada de lava de nuestra localidad No. K 872): "Meg. dark grey to brown porphyry slightly amigdular. Mic. Augite subphitic to altered feldspar in matrix. Interstitial matrix of cryptocrystalline dark green paste carrying skeletal -- feldspar ore grains etc. Phenocrysts altered or altering to zeolites. Analcime prominent also as amygdular filling with serpentinite minerals. Feldspar basic labradorite. Lith. Amygdular basalt".

En el volumen de la formación considerado por nosotros, la- está constituida por areniscas volcanoclásticas y conglomerados facies fundamental de brechas con intercalaciones de tobas, maggas, arcillas y calizas. Las rocas volcánicas tienen un papel secunda rio en el corte, y están representadas por andesitas a andesita-



basaltos.

446

Los autores toman como localidad típica una pequeña loma- en el valle del Arroyo Ranchuelito, a 1.6 km al sureste del pueblo- Seibabo, por el camino que va para el pueblo Provincial. En dicho lugar aflora solamente una colada de lava de las rocas volcánicas de la formación, pero no es posible observar las rocas encajantes. La opción de un solo lugar como localidad típica no es muy acertada, ya que resulta imposible encontrar solamente un corte donde quede totalmente al descubierto todo el perfil de la formación. Para el interés de nuestros estudios, donde mejor se observa la formación es en el corte que se encuentra en el valle del Arroyo Magüey, por el camino Resbalosa, a 6 km al este del pueblecito Provincial y a 1 km al oeste-noroeste de la confluencia del Arroyo Magüey y el Río Agabama. Sin embargo, aquí solamente aflora la parte superior de la formación, quedando cubierta la base. Las partes inferiores de la formación afloran mejor por el camino de San Juan de los Yeras a Santa Clara (donde lo atraviesa el Arroyo Roble) y en algunos cortes del valle del Arroyo- Magüey, al oeste del perfil, por el camino Resbalosa. Con el fin de ofrecer una mejor ilustración de la secuencia estratigráfica de los depósitos y su composición, se hará la descripción de varios cortes: en el mencionado camino Resbalosa el perfil de la formación de abajo a arriba es como a continuación sigue (fig.52):

- Andesitas oscuras a negras, de matriz compacta con pórfiros de plagioclasa pertenecientes al miembro Bruja de la formación Tobas (Turoniano inferior). En ellas se observan muchas amígdalas. Estas andesitas constituyen la loma de la sierra Escambray, al sur del Arroyo Magüey (K 823);
- alrededor de 200 m de intervalo no aflorado (=100 m de espesor). La mayor parte de ellas, sin duda alguna, pertene

a la formación Magúey;

- alrededor de unos 60 m de alternaciones de areniscas volcánoclasticas de granulometría variada a brechaconglomerados de fragmentos pequeños con intercalaciones de tobas de cenizas, de color gris verdoso y margas (K 823);
- 17 m de andesitas (muestra K 824), de color gris a negro. Los minerales porfíricos están representados por plagioclasa (probablemente andesina), con menos frecuencia por piroxeno que contiene poiquilíticamente granos de plagioclasa. La matriz está constituida por microlitos plagioclásicos y piroxénicos, y vidrio volcánico desvitrificado casi por completo. Obsérvanse en abundancia amígdalas rellenas de zeolita y calcita. La colada es concordante a las tobas y areniscas subyacentes, y se observa en una distancia de 10 m (fig. 53);
- 1 m de tobas microgranulares bien estratificadas;
- 10 m de areniscas en capas gruesas, de textura masiva volcánoclastica hasta brechaconglomerados de fragmentos pequeños;
- 3 m de tobas. Alternación de variedades de grano fino y grueso;
- 50 m de brechaconglomerados volcánoclasticos de fragmentos pequeños a areniscas de grano grueso;
- 8 m representados por una colada de lava (muestra K 842). Andesitas con numerosas amígdalas rellenas de zeolita. El mineral porfírico (probablemente andesina) aparece casi por completo, convertido en zeolitas y minerales arcillosos. Asimismo, por los microlitos plagioclásicos de la matriz se han desarrollado pseudomorfas completas de zeolitas y mineral



Fig. 53 Contacto entre la colada de lava andesítica (b) y las tobas, margas y areniscas (a) subyacentes. Formación Magüey. Camino Resvalozza, al este de Provincial (K824; coords:  $y=268,05/x=617,70$ ). Foto: Il. Kantchev.



Fig. 54 Meteorización esférica en las areniscas vulcanoclásticas de la Formación Magüey. Camino Resvalozza, al este de Provincial. Entre dos coladas de lavas (véase la figura 52). Al norte de K824 (coords:  $y=268,10/x=617,75$ ). Foto: Il. Kantchev

arcilloso. El vidrio volcánico ha quedado intensamente alterado;

- 6 m de areniscas volcanoclásticas de textura masiva de ---  
acentuada meteorización esférica (muestra K 841). Están --  
constituidas por fragmentos de rocas volcánicas (andesitas),  
fragmentos cristalinos de plagioclasa (andesina) y augita.  
El cemento es calcáreo. En estos materiales fue hallado --  
un ejemplar de *Barrettia* (muestra K 841a);
- 20 m de andesitas (muestra K 840) con muchas amígdalas re-  
llenas de zeolitas y calcita. Los minerales profíricos son  
plagioclasa (andesina) y piroxeno (augita). La matriz está  
compuesta casi totalmente por microlitos plagioclásticos y-  
en una proporción menor, de augita y vidrio volcánico. Es-  
te último es relativamente ácido (el N del vidrio volcáni-  
co es más bajo que el N del balsamo del Canadá). Por la --  
plagioclasa y el vidrio volcánico se ha desarrollado calci-  
ta;
- 11 m de un intervalo sin afloramientos. Es muy probable que  
las rocas sean los sedimentos volcanoclásticos o las tobas;
- 28 m de andesitas. En la parte inferior de la colada se en-  
cuentran intensamente meteorizadas, mientras que en la par-  
te superior se mantienen relativamente más frescas (mues-  
tra K 839). Las andesitas de esta colada no difieren de --  
las de transición (andesitas augíticas). Sin embargo, aquí  
en la matriz se observa cuarzo microgranular de origen se-  
cundario (cuarcificación);
- 5.50 m de brechaconglomerados volcanoclásticos a areniscas  
de grano grueso. Están constituidos por fragmentos de ro-  
cas volcánicas, tobas y fragmentos de cristales. En estas-  
rocas aparecen en cantidades relativamente grandes, forami-  
níferos

(Pseudorbitoides) (muestra K 838);

- 3.50 m de andesitas;
- 3.50 m de brecha conglomerados volcanoclásticos de fragmentos pequeños a areniscas de grano grueso. Son de color -- gris oscuro con matiz verde. Están constituidos casi exclusivamente de fragmentos de rocas volcánicas (andesitas); en proporción menor de tobas y granos de plagioclasa (andesina), augita y anfíbol. Los fragmentos alcanzan un tamaño de hasta 1 cm. El cemento es escaso, relleno de calcita y zeolita. Estas rocas contienen foraminíferos grandes en abundancia, bien conservados (Pseudorbitoides), de los -- cuales se han determinado P. israelskyi Vaughan and Cole (muestra K 837);
- 5.50 m de andesitas (muestra K 836) <sup>con</sup> porfirios de plagioclasa (andesina) y fenocristales aislados de piroxeno. La matriz está constituida por microlitos anfibólicos y plagioclásticos, mineral metálico y vidrio volcánico;
- alrededor de 150 m de intervalo no aflorado (aproximadamente 80 m de espesor), después del cual vienen los sedimentos de la formación Salvador que yacen concordantemente sobre la formación Magley. En esta sección los estratos de la formación Magley buzan monoclinamente al norte con una inclinación de 30-55°;

El espesor de la parte de la formación que aflora en este perfil es de 172 m, a la cual se le pueden añadir las partes del perfil que no afloran alcanzando un espesor de unos 250 m.

A 3.2 km al este del pueblecito Provincial y a 2.2 km al -- oeste del corte anteriormente descrito, el perfil de la formación

Magüey presenta el aspecto siguiente (de abajo a arriba):

- rocas subyacentes - son calizas de la formación Palmarito (K 856) (véanse anexo No. 7 y fig. No. 52);
- unos 25 m de tobas de color gris verdoso, bien estratificadas, de grano medio a grueso. Estas tobas son muy parecidas a las de la formación Hilario y se le pueden atribuir;
- unos 6 m de intervalo cubierto;
- unos 8 m de alternaciones de tobas y margas. En las margas se ha determinado la siguiente microfauna: Globotruncana stuarti (Lapp.); Globotruncana cf. contusa (Cush.); - Globotruncana sp. y Radiolaria;
- unos 15 m sin afloramientos;
- unos 865 m de areniscas volcanoclásticas de grano grueso a brechaconglomerados de fragmentos pequeños, igual a los que aparecen en la sección del camino Resbaleza (K 837, - K 841). Están constituidas fundamentalmente por fragmentos de andesitas, tobas, calizas y granos de plagioclasa y piroxeno. Los fragmentos alcanzan un tamaño de hasta 1 cm. Estos materiales originan una pequeña cresta sobre el relieve al norte del camino que se extiende paralelamente al Arroyo Magüey, buzando al N-NE con una inclinación de 40-50°;
- aproximadamente 45 m sin afloramientos;
- unos 50 m de brechaconglomerados volcanoclásticos de pequeño tamaño a areniscas de grano grueso que originan una pequeña cresta en el relieve. Contienen foraminíferos grandes (Pseudorbitoides) - muestra K 857;
- 5 m de andesitas;
- 16 m sin afloramientos;

451

- 5 m de andesitas;
- 10 m sin afloramientos, después de lo cual afloran sedimentos en forma de flysch de la formación Salvador.

A 2.5 km al oeste del perfil anteriormente descrito y a 1.7 km al este del pueblecito Provincial (siempre en el valle del -- Arroyo Magley), el perfil de la formación adquiere el siguiente aspecto (del sur al norte):

- en la parte inferior, entre las calizas subyacentes de la formación Palamarito (K 848) y los primeros afloramientos hay un intervalo cubierto;
- 8 m de tobas vitroclásticas intensamente alteradas (zeolitizadas) de color gris verdoso, parecidas a las de la formación Hilario;
- 1 m de margas arcillosas de color gris verdoso con intercalaciones de tobas. A someter las margas a la disgregación y al lavado para establecer la microfauna (K 847), - se detectaron solamente radiolarios;
- 17 m de tobas intensamente alteradas (zeolitizadas) de color gris verdoso, semejantes a las de la formación Hilario.

Los tres intervalos anteriormente descritos se pueden considerar como afloramientos de la porción más oriental de la formación Hilario;

- 33 m sin afloramientos;
- 8 m de brechaconglomerados de fragmentos pequeños a areniscas de grano grueso, constituidas de material con cemento calcáreo. Producen un pequeño accidente en el relieve;
- unos 57 m sin afloramientos;
- unos 38 m de areniscas volcanoclásticas y brechaconglomeradas

(muestra K 846). Están constituidos principalmente por fragmentos de andesita, algunos fragmentos de tobas y granos de plagioclasa, augita y anfíbol. Los fragmentos alcanzan una longitud de hasta 1 cm. Cuantitativamente el cemento es escaso, relleno los poros entre los granos y está representado por zeolita y calcita. La roca contiene muchos foraminíferos grandes: Pseudorbitoides --- (K 846a);

- 65 m sin afloramientos. Este intervalo coincide con la parte más baja del relieve (lecho del Arroyo Magdley);
- 20 m de afloramientos aislados de areniscas y brecha conglomerados;
- 6 m de andesitas con amígdalas en abundancia, iguales a las que aparecen en las demás secciones;
- 20 m sin afloramientos;
- 20 m de andesitas;
- 25 m sin afloramientos;
- comienzan los afloramientos de alternaciones de areniscas y margas de la formación Salvador (K 845).

Al oeste de la sección descrita, los afloramientos de la formación Magdley se observan por el territorio del pueblecito Provincial, el valle del Arroyo Ranchuelito, casi hasta el pueblo de Seibabo. En el Arroyo Ranchuelito, donde se ha señalado la localidad típica original, los afloramientos son muy malos. Afle- ra tan sólo una colada de lava. Las vulcanitas de esta colada --- (K 872) a una distancia de 1.5 km al este de la localidad "típica" de Wassal y Truitt, representan andesitas a andesita-basaltos. Están constituidos de pórfiros de plagioclasa y matriz. La plagioclasa aparece intensamente alterada (arcillosa, zeolitizada y -



cloritizada esporádicamente). La matriz está formada de microli-  
tos y vidrio volcánico. Este último se encuentra en parte cloritiza-  
do. La roca presenta muchas oquedades (amígdalas) de forma irre-  
gular, rellenas de clorita o clorita y zeolita.

Al oeste del pueblecito Seibabo, los afloramientos de la for-  
mación Magñey se pueden observar como una franja continua. Aquí-  
se ha establecido una sola colada de lava (K 648, K 672, K 916, -  
K 1020, K 151), predominando las areniscas volcanoclásticas y los  
brechaconglomerados.

La sección de esta formación en el valle del Río Sagua la -  
Grande se presenta interesante (K 687, K 1017-19), aunque es muy  
incompleta. De abajo a arriba y del sur hacia el norte, el per--  
fil es como sigue:

- la formación Magñey aquí yace sobre la formación Hilario;
- los 150-160 m inferiores de la formación no afloran muy -  
bien, pero por el camino que une el Callejón de los Azu--  
les y el camino Quemado Hilario (al norte de K 688), se -  
puede observar que en las proximidades de la base de la -  
formación (en este lugar hay una pequeña falla transver--  
sal que ha provocado el desplazamiento hacia el norte de-  
las tobas de la formación Hilario del bloque occidental),  
aparecen areniscas de grano grueso a brechaconglomerados-  
iguales a los que presentan los demás cortes mencionados;

En uno de los afluentes izquierdos del Río Sagua la Grande-  
que en este lugar tienen una dirección casi Sur-Norte, se puede-  
observar:

- 4 m de alternaciones de calizas arcillosas, margas a ar-  
cillas calcáreas. Al someter las margas a la disgrega---  
ción para investigar la microfauna (muestra K 687), se estable-

cieron:

*Globotruncana fornicata* Plummer; *Gl. Rosseta* (Carsey); *Gl. linneiana* (d'Orb.); *Gl. Stuarti* (Lapp.); *Gl. Contusa* --- (Cush.); *Marsonella Oxycona* (Reuss); *Guembelina Pulchra* - (Br.);

- 1 m de areniscas de grano grueso, constituidas por material volcánico;
- 5 m de alternaciones de margas, calizas y areniscas;
- 5 m de brechaconglomerados volcanoclásticos de fragmentos pequeños (K 1019). En su composición se encuentran distintos tipos de andesitas (mayormente en la matriz), tobas - (intensamente alteradas: zeolitizadas o zeolitizadas con alto contenido de componente arcilloso; granos de plagioclasa, augita, epidota, y fragmentos de conglomerado volcanoclástico (constituidos por fragmentos de andesita, tobas y otros). El cemento es polimineral, de calcita y zeolita. El cemento de zeolita rellena las oquedades entre los fragmentos. La zeolita es de grano grueso, en lugares aislados, evidentemente radial. En la mayoría de las veces, la calcita del cemento rodea los fragmentos, constituyendo un tipo de cementación de contacto;

Estas rocas contienen una gran cantidad de foraminíferos -- (Pseudorbitoides);

- 2 m de areniscas igual que las de la muestra K 1017 (véase más adelante);
- 3.5 m de areniscas de granulometría fina a media (K 1018) de color pardo al meteorizarse. Presenta una marcada meteorización esferoidal;
- 3.5 m sin afloramientos;
- 2 m de areniscas;

455

- 5 m sin afloramientos;

- 15 m de brecha, constituida mayormente por fragmentos de rocas volcánicas, principalmente de andesitas (K 1017b, K 1017c, K 1017d, K 1017e, K 1017f, K 1017g, K 1017h), brechas volcánicas (K 1017i), tobas (K 1017k) y areniscas -- (K 1017j). Las andesitas son de color gris oscuro a negro. Minerales porfíricos son la plagioclasa y el piroxeno, siendo la matriz de microlitos igual en composición, más vidrio volcánico. Esporádicamente se observan amígdalas. Las brechas volcánicas (K 1017i) están constituidas por fragmentos de andesita, granos de plagioclasa y augita, donde el cemento es de vidrio volcánico. Ciertos fragmentos de la andesita se encuentran intensamente cloritizados con zeolita y epidota. Las tobas (K 1017k) son de color gris claro con ligeros visos rosados. Están intensamente alteradas, observándose sólo relictos de vidrio volcánico. El resto de la masa está compuesto por zeolitas y minerales arcillosos. También contiene cristaloclastos aislados de -- plagioclasa y augita. Las areniscas (K 1017j) están constituidas por fragmentos de andesita, caliza y restos orgánicos. El cemento de la brecha (K 1017a) tiene la misma -- composición, pero con los fragmentos de menor granulometría, siendo arenisca volcanoclástica, cuyo cemento es zeolito-calcítico y muy escaso en cantidad. La composición fundamental de la arenisca está constituida por distintos tipos de andesitas (mayormente de su matriz), tobas alteradas, calizas, granos, de plagioclasa, augita y foraminíferos grandes.

Las dimensiones de los fragmentos constituyentes las brechas es variada, alcanzando de ordinario hasta 0.05 m y -

456

en raras ocasiones, hasta 0.10 - 0.20 m. Todos estos fragmentos son angulares o ligeramente redondeados. La estratificación no se observa;

- unos 40 m de afloramientos parciales de areniscas a brechaconglomerados de fragmentos pequeños;
- unos 15 m de areniscas de grano grueso que al meteorizarse adquieren un color amarillo pardoso (K 686b), de composición polimítica. Están constituidas por fragmentos de andesitas, granos de plagioclasa, rocas zeolíticas, tobas y calizas. El cemento es de zeolita y calcita. Los granos alcanzan una dimensión de hasta 2 mm, predominando las de 0.5 - 1 mm. Estas areniscas de grano grueso alternan con otras variedades de grano fino que tienen la misma composición (hasta aleurolitas). El espesor de las capas es de 0.50 m a 1.5 m;
- 6 m sin afloramientos;
- 14 m de alternaciones de areniscas, semejantes a las anteriores (espesor de los estratos de 0.15 a 1.20 m), margas aleurolíticas arcillosas, calizas gris verdosas y arcillas;
- 45 m sin afloramientos;
- varios metros de alternaciones de areniscas calcáreas de color gris azulado que se vuelven de color pardoso al meteorizarse, areniscas calcáreas en capas delgadas, margas arcillosas de color gris verdoso a arcillas calcáreas. -- Por la superficie inferior de las capas de areniscas se observan muchos jeroglifos. Estos materiales son de la -- formación Salvador (muestras K 686, K 686a).

La última sección que describiremos se encuentra por el --

camino de San Juan de los Yeras a Santa Clara. En el lugar donde el camino cruza el Arroyo Roble se observa la parte inferior de la formación y su transición a la formación Hilario. De abajo a arriba (de Sur a Norte), observamos el siguiente perfil (fig. 52 y 55):

- tobas zeolitizadas de la formación Hilario (K 974 a unos 50 m al sur del Arroyo Roble);
- 22 m sin afloramientos (=espesor de 14 m);
- 1 m de areniscas;
- 1 m sin afloramientos;
- 1.20 m de tobas zeolitizadas;
- 3.50 m de tobas zeolitizadas;
- 7 m de alternaciones de margas, arcillas, tobas y areniscas;
- 7 m de brecha conglomerados de fragmentos pequeños (K 972) constituidos por material volcánico, principalmente fragmentos de anesitas, tobas, rocas zeolíticas y granos de plagioclasa, augita y calizas. El cemento es de zeolita y calcita;
- 3 m de tobas volcánicas intensamente alteradas (K 971) -- que afloran en el Arroyo Roble;
- 7 m (=10 en longitud horizontal) por el flanco norte del valle en forma de una "U" sin afloramientos;
- 3 m de arcillas calcáreas compactas, de color gris (K 152a). Están constituidas por minerales arcillosos y calcita, predominando los minerales arcillosos que están íntimamente mezclados con la calcita formando una masa común de grano grueso;

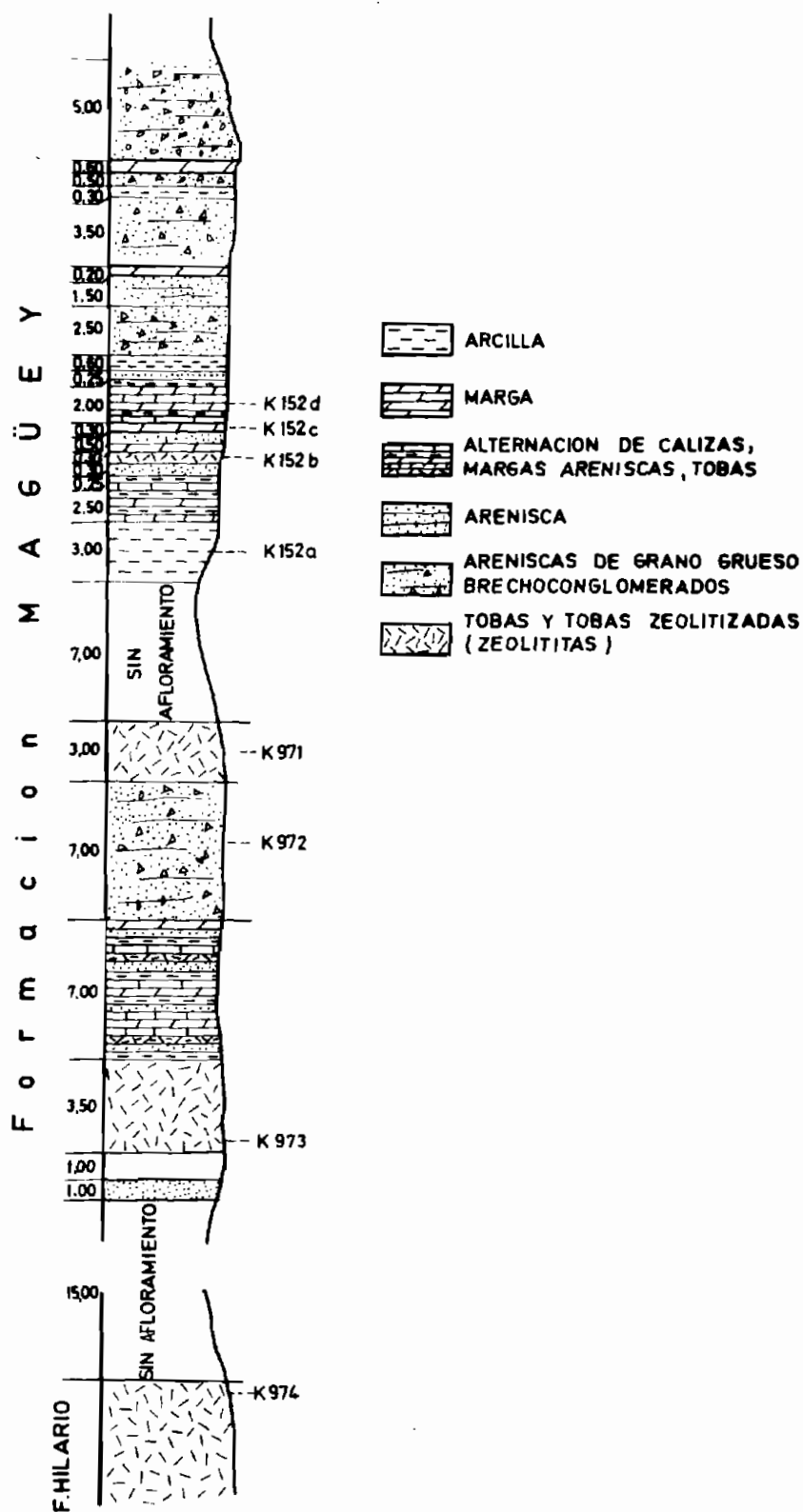


Fig.55 COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA PARTE INFERIOR DE LA FORMACION MAGÜEY EN ARROYO ROBLE ( coordenadas :  $y=281^{60}$   $x=514^{90}$  )

- 2.5 m de alternaciones de arcillas como las anteriores y calizas de color gris verdoso;
- 0.25 m de arenisca muy calcárea;
- 0.10 m de arcilla;
- 0.30 m de tobas blancas de ligeros trazos color ocre (K 152b). La masa de la roca es de grano fino, presentan o los zeolitos y minerales arcillosos una polarización agregada. Contiene cristálitos plagioclásicos y restos calcíficos de microorganismos. La estructura es de grano fino, vitroclástica relíctica. Las tobas están intensamente alteradas; zeolitizadas y argilitizadas;
- 0.10 m de arcillas;
- 0.50 m de tobas volcánicas de color blanquizco;
- 0.30 m de arcillas (K 152c);
- 2 m de alternaciones de margas gris verdosas a calizas arcillosas (K 152d), arcillas y tobas;
- En la matriz de grano fino, de composición arcilloso-calcífica de las margas (K 152d) se observan restos de microorganismos de constitución calcítica y paredes interiores rellenas de ópalo, fragmentos fosfatizados de restos de vertebrados y granos aislados de plagioclasa e dimensiones aleuríticas. Las margas son de grano fino y en parte, de estructura organógena;
- 0.25 m de areniscas;
- 0.60 m de arcillas;
- 2.50 m de areniscas vulcanoclásticas de grano grueso;
- 1.50 m de areniscas de grano algo menor, igualmente constituidas por materiales volcánicos;

- 0.20 m de arcillas;
- 3.00 m de conglomerado constituido por fragmentos pequeños de rocas volcánicas, intensamente meteorizado;
- 0.30 m de arcillas calcáreas a margas arcillosas;
- 0.50 m de areniscas vulcanoclásticas de grano grueso;
- 0.60 m de tobas volcánicas intensamente meteorizadas;
- 5.00 m de brechaconglomerados vulcanoclásticos, constituidos por fragmentos de andesitas y tobas. En la parte inferior los fragmentos son de mayores dimensiones (hasta 1-2 cm), pasando a arenisca de grano grueso en la superior;

Los materiales del intervalo anteriormente descrito buzan al norte-noreste con una inclinación de  $40^{\circ}$ ;

- intervalo de unos 750 m (aproximadamente = 300 m de espesor), cubierto por los aluvios del Río Sagua la Grande y Arroyo Roble;

- unos 3.50 m de areniscas vulcanoclásticas de grano grueso, intensamente meteorizadas. Buzan al noreste ( $45^{\circ}$ ) con una inclinación de  $50-55^{\circ}$ ;

- alrededor de 22 m de andesitas. Las 6-7 m inferiores están intensamente meteorizadas (K 151d). Están constituidas por pórfiros y matriz. Los pórfiros, más abundante, son de plagioclasa (labrador) y en menor cantidad de piroxeno. La matriz está compuesta de microlitos plagioclásicos y piroxénicos y vidrio volcánico. Difiere solamente de las partes superiores de la colada en que la roca está intensamente meteorizada. Las partes superiores afloran muy bien por el camino. Las andesitas de esta parte son de color oscuro a negro. Se observa, en algunos casos bien en otros peor, una textura de almohadillas. La parte exterior



de las almohadillas están constituidas por rocas donde predomina la matriz (K 151a) y en menor cantidad, los pórfi--ros. Estos últimos son de plagioclasa (labrador), son zonales y con mucha frecuencia presentan vidrio volcánico paralelamente dispuesto a los planos laterales. Los pórfiros--piroxénicos (augita) son escasos y relativamente pequeños.-- La matriz es de vidrio volcánico de color caramelita oscuro casi opaco. En los tramos centrales de las "esferas", la roca es claramente porfírica (K 151b). Los pórfiros son --también de plagioclasa (labrador) y con menos frecuencia --son de augita. Los últimos son más pequeños. La plagiocla--sa esesfonal, conteniendo con frecuencia vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa y augita. En la roca aparecen amígdalas rellenas de zeolitas y calcedonia o de zeolitas y --ópalo;

- al norte, hasta los afloramientos de la formación Salvador (K 970), el terreno está cubierto de depósitos aluviales.

Los perfiles anteriormente examinados de la formación Magley evidencian que el elemento litológico fundamental de la formación son los depósitos terrígeno-vulcanoclásticos: areniscas y brecha-conglomerados constituidos por fragmentos de andesitas, granos de plagioclasa, augita y en menor, tobas y calizas, casi siempre contienen como material constitutivo distintas cantidades de foraminíferos grandes (Pseudorbitoides). En las distintas localidades --el número de las coladas de lava es diferente. Sólo por el camino Resbalosa aparecen seis coladas de un espesor de 3.5 m a 30 m, representadas por andesitas. Las rocas K 863, K 867, K 872, K 853, --y K 1396 (véase anexo 7 - fig. 52), son más ricas en piroxeno monoclínico y de estructura más cercana a la del basalto, pudiénse caracterizar como andesitobasáltics. En este caso, sólo el --

análisis químico podría determinar con mayor precisión si han de referirse a los basaltos o las andesitas.

3. Límites. La formación Magüey yace normalmente sobre la formación Hilario o Palmarito. Cuando yace sobre la primera, el límite inferior de la formación Magüey queda marcado por la aparición de las alternaciones de margas, tobas y areniscas vulcanoclasticas suprayacentes a las tobas zeolíticas de la formación Hilario. Esta transición se efectúa en un intervalo de unos 10-20 m. En el campo, el límite es fácil de establecer. En la región del Arroyo Magüey, donde la formación Hilario se estrecha hasta casi desaparecer, el límite entre las calizas de la formación Magüey, también se observa claramente.

La formación Magüey está cubierta concordantemente por los sedimentos flyschoides de la formación Salvador. La diferencia litológica es conspicua, razón por la cual no existen dificultades para el establecimiento de los límites y su cartografía. Lamentablemente, en ningún lugar pudimos observar el contacto natural inmediato.

4. Fauna y edad. Los autores del nombre de la formación le confieren una edad Cretácico superior, a base de las observaciones de campo. Subrayando que su litología es muy semejante a la de la formación Carlota. En la fig. 19 de la Geología de Cuba (Furrazola-Bermúdez et al., 1964), esta formación está situada dentro de la formación Salvador subyacente a la formación Cotorro. En la misma figura se señala una edad Campaniano.

En las areniscas vulcanoclasticas los fósiles se encuentran con frecuencia. En varios lugares hemos recolectado ejemplares de foraminíferos grandes (muestras K 837, K 838 y K 857), pudiendo determinar el *Pseudorbitoides israelskyi* Vaughan and Colé y *Pseudorbitoides* sp. En un lugar (muestra K 841a) se encontró un

# MICROFOSILES DE LA FORMACION MAGUEY

Tabla 18

MICROFOSILES	MUESTRAS							
	K 152**	K 687*	K 687**	K 825**	K 867**	K 855**	K 860**	K 1030**
Globotruncana fornicata Plummer		+		+			+	+
Globotruncana cf. fornicata Plummer			+					
Globotruncana linneiana (d'Orb.)			+					
Globotruncana roseta Carsey		+						
Globotruncana stuarti (Lapparent)			+			+		+
Globotruncana contusa (Cushman)			+					+
Globotruncana cf. contusa (Cushman)						+		
Globotruncana sp.	+			+		+	+	
Pseudotextularia elegans (Rzehak)				+				
Heterohelicidos	+							
Marsonella oxycona Reuss		+						
Gümbelina pulchra (Brotzen)		+						
Gaudryna pyramidata (Cushman)								+
Radiolarios	+				+	+	+	

\*Determinados por Y. Vaptzarova

\*\*Determinados por S Arruti, P Borro y A. Garcia

ejemplar de *Barrettia monilifera* Woodward. En las intercalaciones de margas y calizas se pudo establecer una asociación de microfósiles muy pobre, que señalamos en la tabla <sup>18</sup> más adelante.

La micro- y macrofauna establecidas no son suficientes como para establecer con precisión la edad de la formación. La cuestión de la edad de las rudistas de la especie *Barrettia* es discutible. Asimismo, la edad de la especie *Pseudorbitoides*, conocida solamente en la región del Caribe, tampoco está exactamente establecida. De los microfósiles, con mayor frecuencia y en mayores cantidades se destaca la *Globotruncana fornicata* Plummer. Ciertos autores sitúan la zona de la *Globotruncana fornicata* en el piso Santoniano; otros en el Campaniano inferior. Teniéndose en cuenta la fauna y la situación estratigráfica de la formación - propendemos optar por una edad Santoniano.

### Formación Salvador

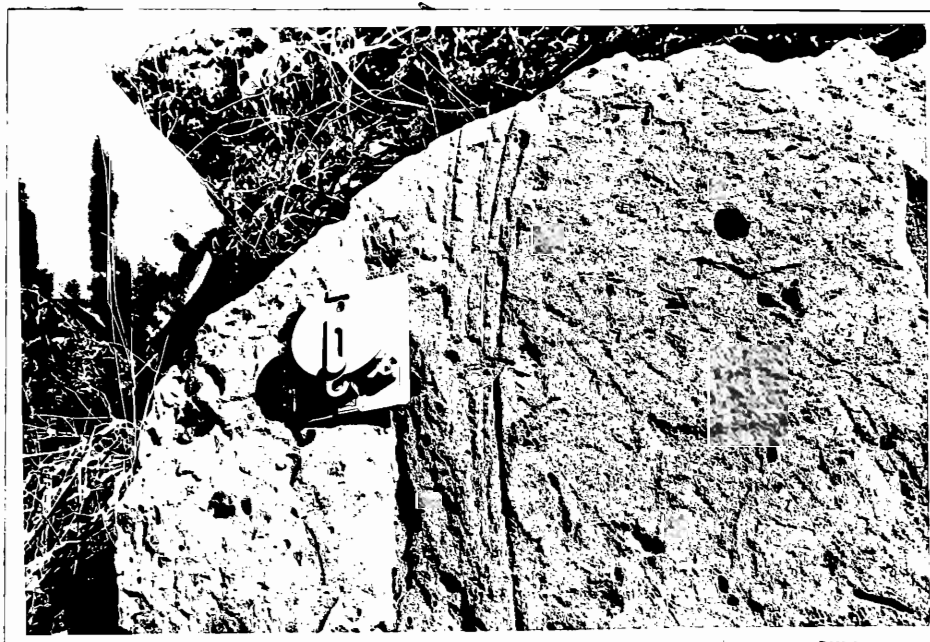
1. Nombre y antecedentes. Con el nombre de formación Salvador Wassal & Truitt (en Brommanna & Pardo, 1954) denominan las calizas arenosas con intercalaciones de margas en el Arroyo Ranchuelito al sureste de Seibabo. Debido a que ellos han mezclado las areniscas vulcanoclásticas de la formación Magüey con las tobas de la formación Cotorro, aceptan que la formación Salvador se encuentra sobre la formación Cotorro.

2. Litología. La facies fundamental de esta formación es la alternación flyschoides de areniscas (hasta calizas arenosas) y margas (fig. 56). En menor cantidad están las intercalaciones de conglomerados.

Las areniscas y las calizas arenosas son gris azuladas en superficie fresca y gris amarillentas a cremosas, al intemperizarse. Estas son polimícticas con cemento calcáreo (K 830, K 967, K 1013). En su composición participan fragmentos de anesitas



**Fig. 56** Alternación de areniscas y margas de la formación Salvador. Pueblo Provincial (K862; coordenadas:  $y=269,20/x=611,90$ ). Foto: Il. Kantchev.



**Fig. 57** Jeroglifos en la superficie inferior de las areniscas de la formación Salvador; probable huellas de arrastre de una concha de Inoceramos. Camino de San Juan de los Yeras a Santa Clara (K967; coords:  $y=283,35/x=595,40$ ). Foto: Il. Kantchev.

tobas volcánicas, granos de plagioclasa, rocas zeolíticas (K 967), restos de organismos. En muchos casos, especialmente en los cortes al este de la carretera Santa Clara - Manicaragua (K 624, K 830), en su composición predominan fragmentos de organismos -- (algas marítimas, briozoos, etc.), ejemplares enteros de foraminíferos grandes (Pseudorbitoides) y una cantidad diferente de -- granos de andesita, tobas y muy raramente cuarzo (K 624). La cantidad de detritus orgánico es más de un 50% de la composición de la roca - en la muestra K 624 la cantidad de los restos orgánicos es alrededor de un 75-80%, y las rocas pasan a caliza detrítica. El cemento es calcáreo con un contenido pequeño de componente arcilloso.

El espesor de las capas de areniscas (de calizas) es de varios centímetros hasta 0.50 m, rara vez mayor. Frecuentemente se observa una estratificación graduada. Las superficies inferiores de los estratos son siempre bruscos y en ellos se observan gran número de jeroglifos - mecánicos o biogénicos (fig. 57). La superficie superior de los estratos no siempre es clara y las transiciones con los estratos de margas suprayacentes son paulatinas.

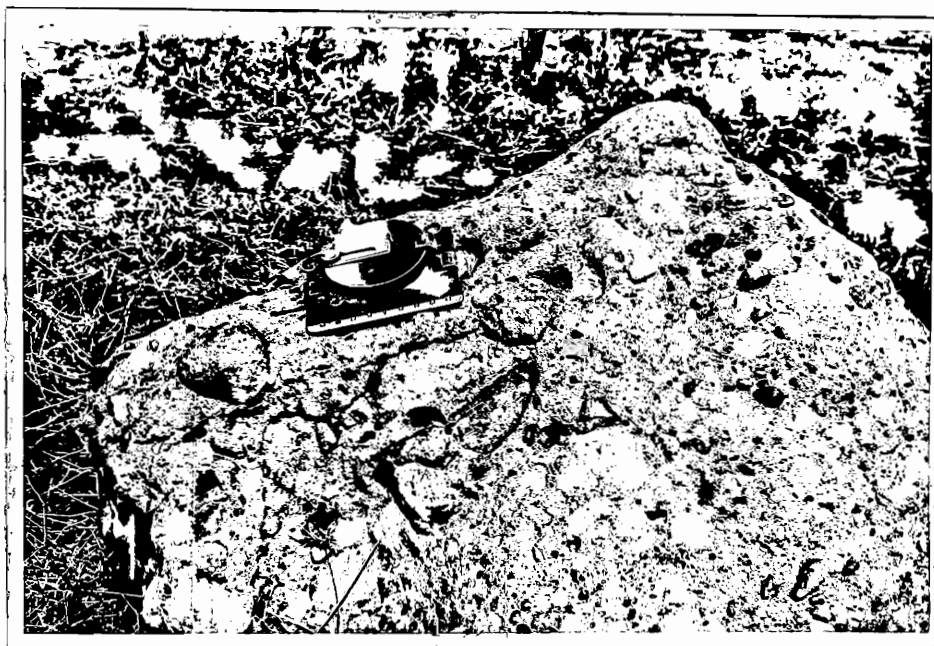
Las margas que alternan con los estratos de areniscas (de calizas) tienen un espesor de milímetros a 0.50-1.00 m. Estas -- son de color gris verdoso, frecuentemente alauríticas o muy arcillosas y pasan a arcillas calcáreas.

Irregularmente en el corte se alternan paquetes, en los cuales predominan las areniscas (las calizas) y paquetes con predominación de las margas. Habitualmente estas últimas están alteradas fuertemente y forman suelos, y los afloramientos en esta parte de la formación son insignificantes.

En varios lugares se han establecido intercalaciones de conglomerados (fig. 58, 59). En el Arroyo Ranchuelito (K 869) en la



**Fig. 58** Conglomerado y arenisca de la formación Salvador. Río Sagua la Grande (K142; coorde:  $y=280,75/x=598,00$ ). Foto: Il. Kantchev.



**Fig. 59** Conglomerado de la formación Salvador. Lugar Oropesa (K954; coorde:  $y=283,20/x=597,20$ ). Foto: Il. Kantchev.



parte inferior de la formación se observan varias capas de conglomerados. En su composición participan principalmente fragmentos de andesitas, tobas (incluyendo también a las de la formación Hilario), calizas (de los miembros Provincial y Gómez de la formación Tobas), calcedonia y otros. El tamaño de los fragmentos es de 0.01 a 0.05 m, raramente mayor. Todos están bien redondeados, raramente semiredondeados. El cemento es de tipo <sup>al</sup> básico y ocupa alrededor de 20-25% de la composición de la roca. Está representado por arenisca fuertemente calcárea de granos diversos.

Conglomerados similares se establecen también en el Río Sagua la Grande (K 142), igualmente en la parte inferior de la formación. Aquí una pequeña elevación al sur del río está formada por areniscas macrogranulares a conglomerados. Los conglomerados están formados de fragmentos de rocas volcánicas, tobas y calizas con rudistas. El tamaño de los fragmentos es de 0.20 a 0.50 cm, raramente hasta 1 m. Predominan los que tienen dimensiones de 0.05 a 0.10 m. El cemento es de tipo basal, tiene la misma composición y representa arenisca calcárea de granos diversos. Se observa una alternación irregular de areniscas macrogranulares y conglomerados. El espesor de los estratos es de 0.30-0.40 m a 1.00-1.50 m. El surtido de los fragmentos en un mismo estrato es malo. En algunos casos se observan estratos lenticulares de conglomerado, entre los estratos de arenisca macrogranular. En las areniscas hay grandes fragmentos aislados y se observan transiciones entre arenisca y conglomerado en una misma capa (fig. 58).

3. Localidad típica. Los autores del nombre de la formación señalan una localidad típica y dos cotípicas. La localidad típica está señalada a 1.6 km al sureste de Seibabo, por el camino de Seibabo a Provincial, que pasa por el Arroyo Ranchuelito. La primera localidad cotípica es por el mismo camino a 4 km al ---



sureste de Sibabo (casi coincide con nuestra localidad K 870-71, (anexo 7, fig. 53). En ambos lugares, señalados por Wassai y Traitt se localizan sólo una pequeña parte del perfil de la formación. - Además, los afloramientos son malos y se ven sólo las calizas detriticas arenosas.

Cortes relativamente más completos de esta formación pueden observarse por el camino Respalosa (K 829-35), a 6 km al este de Provincial, donde está la localidad típica de la formación Magdley y por el camino de San Juan de los Yeras a Santa Clara, en el tramo entre el Río Sagua la Grande y la localidad Chucho Soler -- (K 967-70).

En el perfil del camino Respalosa se observa el siguiente corte de abajo a arriba:

- formación Salvador yace concordantemente sobre la formación Magdley, pero el contacto difecto no aflora;
- entre la formación subyacente Magdley y los primeros afloramientos de la formación Salvador hay un intervalo de alrededor de 150 m (= espesor 80m) sin afloramientos, pero al juzgar por el carácter del suelo, una parte de este intervalo indiscutiblemente está formada por los depósitos de la formación Salvador;
- alrededor de 50 m (= espesor 30 m) malos afloramientos de calizas arenosas a areniscas calcáreas, formadas de detritus, foraminíferos grandes, fragmentos de rocas volcánicas. Las rocas están bien estratificadas, con jerooglifos en la superficie inferior del estrato. Se observa que alternan con margas, pero éstas últimas no afloran. De estas areniscas provienen los fósiles Pseudorbitolites de la muestra K 835;
- alrededor de 10 m (= espesor 5 m) sin afloramientos;

- alrededor de 10 m de calizas detríticas, formadas de fragmentos calcáreos, fragmentos de rudistas, grandes foraminíferos y otros. De ellas es la muestra K 834;
- alrededor de 60 m (espesor de 50 m) muy buenos afloramientos de la alternación de calizas detríticas arenosas y -- margas. El espesor de los estratos calcáreos es de 0.10 a 0.50 m. Las calizas (especialmente los estratos más gruesos) están formadas principalmente de grandes foraminíferos, detritus y fragmentos pequeños de rocas volcánicas. Por la superficie inferior del estrato de las calizas se localizan muchos *Inoceramus*. Todas las conchas están viradas con la abertura hacia abajo;
- alrededor de 60 m (espesor de 55 m) no hay afloramientos;
- alrededor de 20 m (= espesor de 18 m) alternación de calizas arenosas a areniscas calcáreas y margas. Las calizas y las areniscas son de color gris verdoso en superficie -- fresca y cremosas, al intemperizarse. Están formadas de -- detritus, foraminíferos muy grandes (*Pseudorbitoides*). El espesor de los estratos es de 0.10 a 0.50 m. En la superficie inferior del estrato se observan muchos jeroglífos. Las margas son de color gris verdoso. Estas son muy arcillosas y fácilmente pasan a suelo. Su espesor es de 0.20 a 1.00 m;
- intervalo de 30 m (= espesor de 20 m), en los cuales predominan las margas sobre los estratos de las areniscas;
- alrededor de 250 m sin afloramientos, después aflora la alternación de calizas y margas del miembro Gómez de la formación Tobas (Albiano-Cenomaniano).

En el perfil, por el camino de San Juan de los Yermos a Santa

Clara, sirven igualmente de base los sedimentos de la formación Magley, pero debido a la aluvión del Río Sagua la Grande, su límite inferior no puede observarse. El límite superior tampoco puede observarse, debido a que los sedimentos de la formación Salvador entran en contacto por falla de rechazo horizontal con los de la formación Cotorro. Los mejores afloramientos de la formación en este perfil se observan al norte del Río Sagua la Grande y la localidad Chucho Soler. Allí, a una distancia de alrededor de 700 m (= espesor m's de 300 m) en la excavación del camino aflora una alternación de areniscas y margas.

Las areniscas son de granos medios a pequeños que pasan a aleurolitas. Están formadas de los productos destruidos de rocas volcánicas, detritus y cemento calcáreo. A diferencia del perfil anterior aquí los foraminíferos grandes son menos. El espesor de los estratos es de 1-2 cm a 0.10-0.40. Muy a menudo en las areniscas se observa claramente expresada una estratificación gradual y en algunos lugares, laminación. Las superficies inferiores de los estratos son bruscas y en ellas hay muchos jeroglifos (mecanoglifos y bioglifos - huellas de arrestre de conchas (e) - inoceramúsicas (fig. 57), tunelitos de lombrices y otros.

Las margas son gris verdosas, fuertemente arcillosas con intemperización esférica. Su espesor es de 0.20 a 0.50 m. Generalmente en todo el corte se encuentran inoceramos y algunos ammonites. Los restos fósiles se encuentran en la cercanía de la superficie inferior del estrato de las areniscas y las partes de granos más gruesos del estrato, lo cual habla de su procedencia alóctona.

4. Distribución. Los afloramientos más occidentales de la formación Salvador están en la región del perfil anteriormente descrito, por el camino de San Juan de los Yeras a Santa Clara.

En estos lugares forman una franja ancha (más de 2.5 km), la --- cual al sureste rápidamente se estrecha por razones tectónicas - (anexo 7). Después de una gran interrupción ésta aparece nueva- mente en el valle del A royo Ranchuelito, al este de la carrete- rra de Santa Clara a Manicaragua. De allí se observa sin interrup- ción hasta el valle del Río Agabama, donde los afloramientos ter- minan debido a las fallas transversales. Al este del Río Agabama la franja de los sedimentos de la formación Salvador está despla- zada por un sistema de fallas al sur y sus últimos afloramientos se encuentran en las faldas septentrionales de la Loma de Báez.

A la formación Salvador pertenecen los afloramientos de la- alternación de calizas estrólicas arenosas, areniscas y margas, - que se observa a lo largo del camino Callejón de los Azules, al- este-noreste de San Juan de los Yeras. Los afloramientos de esta franja están dislocados por un gran número de fallas transversa- les, y la presencia de sedimentos de la formación Salvador en es- te lugar está condicionada por una gran falla longitudinal que - duplica el perfil del Santoniano en estos lugares.

5. Límites y espesor. La formación Salvador yace directamen- te sobre la formación Magdley. Sin embargo, en ningún lugar no he- mos observado el contacto directo, debido a la falta de aflora- mientos. Suponemos que la transición entre ambas formaciones es- paulatina. El límite superior de la formación es erosional. Se - cubre discordantemente por la formación maestrichtiana Guanajao- El espesor de la formación Salvador es del orden de 350-400 m.

6. Fauna y edad. Brännimann & Parao (1954) determinan la -- edad de la formación Salvador como Cretácico superior - Globotrūn- cana lapparenti group zone (Pseudorbitoides s.l. assemblage). En- la tabla de correlaciones en la Geología de Cuba (Furrazola-Ber- múdez et al., 1964, fig.19) la formación Salvador ha sido colocada

en campana debajo de la formación Cotorro. La formación Salvador es relativamente rica en restos fósiles. Fue señalado que los foraminíferos grandes desempeñan muy frecuentemente el papel del elemento formador de la roca en la creación de las calizas. Tampoco son escasos los hallazgos de microfósiles. Los foraminíferos grandes están representados por tipos de la especie *Pseudorbitoides*. De muchas localidades se determinaron los tipos reflejados en la tabla 19. La asociación de los foraminíferos grandes es la misma en las formaciones Palmarito y Magüey que yacen más bajo en el corte del Cretácico superior.

En varios lugares en el valle del Arroyo Magüey, al este de Provincial (K 831, K 851, K 853), y por el camino de San Juan de las Yeras a Santa Clara (K 150, K 959, K 967, K 969) se encontraron un gran número de inoceramus. Los inoceramus no han sido determinados, pero entre ellos hay seguramente nuevos tipos también. Algunas de las formas encontradas recuerdan *Inoceramus babini*.

Sólo en dos lugares (K 957 y K 967) encontramos varios ejemplares malos de ammonites de la especie *Solenoceras*. Esta especie es conocida del Campaniano y el Maestrichtiano de Texas, en los Estados occidentales de los EE.UU., y otros.

La asociación microfósil, obtenida por el método del lavado de muestras de las margas, no es muy abundante. Esta ha sido mostrada en la tabla 20. La asociación microfósil más rica fue obtenida en las muestras K 685 y K 686. En éstas, en mayores cantidades, se encuentran *Globotruncana fornicata* y *Globotruncana calcarata* junto con muchos otros tipos de la misma especie en ejemplares separados. La asociación faunística y la situación estratigráfica de la formación Salvador, dispuesta normalmente sobre la formación Magüey, y el hecho de que junto con ella las formaciones Hilario y Palmarito, (~~la formación Salvador~~) participa<sup>n</sup> en un

# FORAMINIFEROS GRANDES DE LA FORMACION SALVADOR

Tabla 19

ESPECIES	LOCALIDADES												
	K 142	K 155	K 197	K 624	K 830a	K 832	K 833	K 835	K 842	K 849	K 871	K 952	K 953
<i>Pseudorbitoides israelskyi</i> Vaughan and Cole					+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pseudorbitoides trechmanni</i> H. Douville	+	+	+	+									
<i>Pseudorbitoides</i> sp.					+	+	+	+	+		+	+	+
<i>Lepidorbitoides (Orbitocyclina) minima</i> H. Douville											+		

## MICROFOSILES DE LA FORMACION SALVADOR

Tabla 20

MICROFOSILES	MUESTRAS																					
	K. 155*	K. 156*	K. 156**	K. 624*	K. 685*	K. 685**	K. 686*	K. 686**	K. 686d*	K. 740**	K. 829**	K. 830d*	K. 845**	K. 864**	K. 868**	K. 870**	K. 957d*	K. 967a**	K. 968**	K. 970**	K. 1008**	
Clavhedbergella sp.								+														
Globigerinelloides alvarezi (Olivera)	+	+			+		+															
Globigerinelloides messinae Bronn.							+															
Marginotruncana angusticarinata Gandolft						+																
Globotruncana arca Cushman		+					+															
Globotruncana calcarata Cushman		+			+		+	+														
Globotruncana churchi Martin		+			+		+															
Globotruncana concavata Brotzen						+																
Globotruncana contusa (Cushman)								+	+	+	+											
Globotruncana fornicata Plummer	+	+			+		+	+	+	+	+	+	+	+	+		+					
Globotruncana lapparenti Brotzen		+					+															
Globotruncana lineiana (d'Orb.)								+		+												
Globotruncana mariei Banner and Blow							+															
Globotruncana plicata White					+		+															
Globotruncana rosetta Carsey	+				+		+		+			+										
Globotruncana subcircumnodifer Gandolft		+			+		+															
Globotruncana stuarti (Lapparent)		+						+														
Globotruncana tricarinata Querean							+															
Globotruncana ventricosa White		+			+		+															
Globotruncana spp.			+								+	+	+	+	+	+				+	+	
Gümbelina elegans (Rzehak)	+	+			+		+				+		+									
Gümbelina globulosa Ehrenberg		+																				
Pseudogümbelina cornuta Seiglie												+										
Rugoglobigerina macrocephala Bronn.	+																					
Rugoglobigerina pustulata Bronn.								+														
Rugoglobigerina rugosa (Plummer)										+												
Rugoglobigerina sp.			+																			
Heterohelix moremani Cushman						+																
Heterohelix sp.													+		+		+					
Heterohelicos			+					+													+	
Schackoina multispinata Cush. & Wiek.								+														
Nadosaria															+							
Dentalina sp.								+														
Lenticulina navarroensis (Plummer)														+								
Lenticulina sp.										+							+	+				
Præbullivina carseya Plummer																		+				
Bolivina incrassata Reuss										+								+				
Bolivina kickapoensis Cole																					+	
Bolivina eley Cushman	+																					
Buliminella sp.																	+					
Quadriformina allomorphinoides								+														
Quadriformina camerata (Brotzen)							+															
Alomorphina sp.																		+				
Cibicidesclvdtzianus d'Orb.				+																		
Cibicides sp.										+												
Eponides sp.												+		+								
Osangularia spinea									+													
Plamumalina sp.																		+				
Anomalina sp.												+						+				
Dorothia bulletta Carsey							+															
Dorothia oxycona Reuss.								+														
Dorothia sp.											+											
Tritoxia																	+					
Valvulinaria sp.											+											
Ostracodos										+												
Radiolarios																		+	+	+	+	

\*Determinados por Y Vaptzarova

\*\*Determinados por Sara Arruti, P Borro, A Garcia

complejo estructural plegado y en parte erosionado antes del Maestrichtiano, demuestran que la formación Salvador tiene edad pre-maestrichtiana. Globotruncana fornicata abunda en casi todas las muestras. Algunos autores consideran la zona de Globotruncana fornicata como santoniana, mientras que otros la refieren al Campaniano. En algunas muestras, junto con la Globotruncana fornicata se observan fósiles que se consideran como característicos del Campaniano (Globotruncana calcarata) y del Maestrichtiano, o fósiles característicos del Coniaciano y Santoniano (Marginotruncana renzi, Globotruncana concavata). Basándose principalmente en la posición estratigráfica de la formación y en consideraciones geológicas generales, hemos aceptado de manera condicional una edad Santoniano para la formación Salvador. Sin embargo, no se excluye la posibilidad que, después de haber realizado investigaciones más detalladas, resulte que la formación tiene una edad Campaniano.

Depósitos santonianos en la región de Seibabo  
(sinclinal de Seibabo)

Los sedimentos del Cretácico superior de esta región ocupan el sinclinal que aparece al norte del pueblo de Seibabo (sinclinal de Seibabo), pudiendo observarse como una franja ininterrumpida y de diferente ancho al sur del macizo serpentínico de Santa Clara, extendiéndose al este a partir del valle del Río Agabama en dirección oeste hasta el Arroyo Grande, tributario del Río Sagua la Grande. Pequeños afloramientos de estos sedimentos se observan también al norte del macizo serpentínico, en la región oeste-noroeste de la ciudad de Santa Clara.

A diferencia de la región Provincial, los sedimentos santonianos del sinclinal de Seibabo se pueden dividir solamente en dos unidades litoestratigráficamente mapeables - formaciones.



La unidad litoestratigráfica inferior (formación Felipe) está representada por sedimentos terrígenos. En la base de dicha formación se establecieron varios cuerpos de traquiandesitas que describimos como miembro Pelao. Suprayacentes a la formación Felipe se encuentran concordantes, sedimentos tobáceos y varios paquetes de rocas terrígenas como también cuerpos de calizas arrecifales con *Barrettia*. Precisamente esta parte superior de la sección, la estamos denominando formación Cotorro.

Entre la facies y la consecutividad de los depósitos de la región Provincial y del sinclinal de Seibabo, existen diferencias que, a grosso modo, consisten en lo siguiente: en la facies de la base de la sección santoniana aparecen calizas arrecifales con *Barrettia* (formación Palmarito), mientras que en la parte inferior de la sección del sinclinal de Seibabo se presentan sedimentos terrígenos (formación Felipe), observándose calizas arrecifales con *Barrettia* en las partes superiores del perfil. Por las peculiaridades litológicas y las características del volcanismo, las formaciones Hilario y Magley de la región de Provincial, mantienen cierta analogía con la formación Cotorro del sinclinal de Seibabo. Sin embargo, en la formación Cotorro faltan las rocas de lava. Sedimentos análogos a la formación Salvador de la zona de Provincial, no se han establecido en la región del sinclinal de Seibabo.

A continuación procedemos a la descripción de las formaciones de la región de Seibabo: formación Felipe y formación Cotorro.

#### **Formación Felipe**

1. Nombre y antecedentes. El nombre de formación Felipe lo utiliza Wassal (en Bronnimann & Pardo, 1954) para designar los sedimentos terrígenos en la base del Senoniano en el sinclinal -

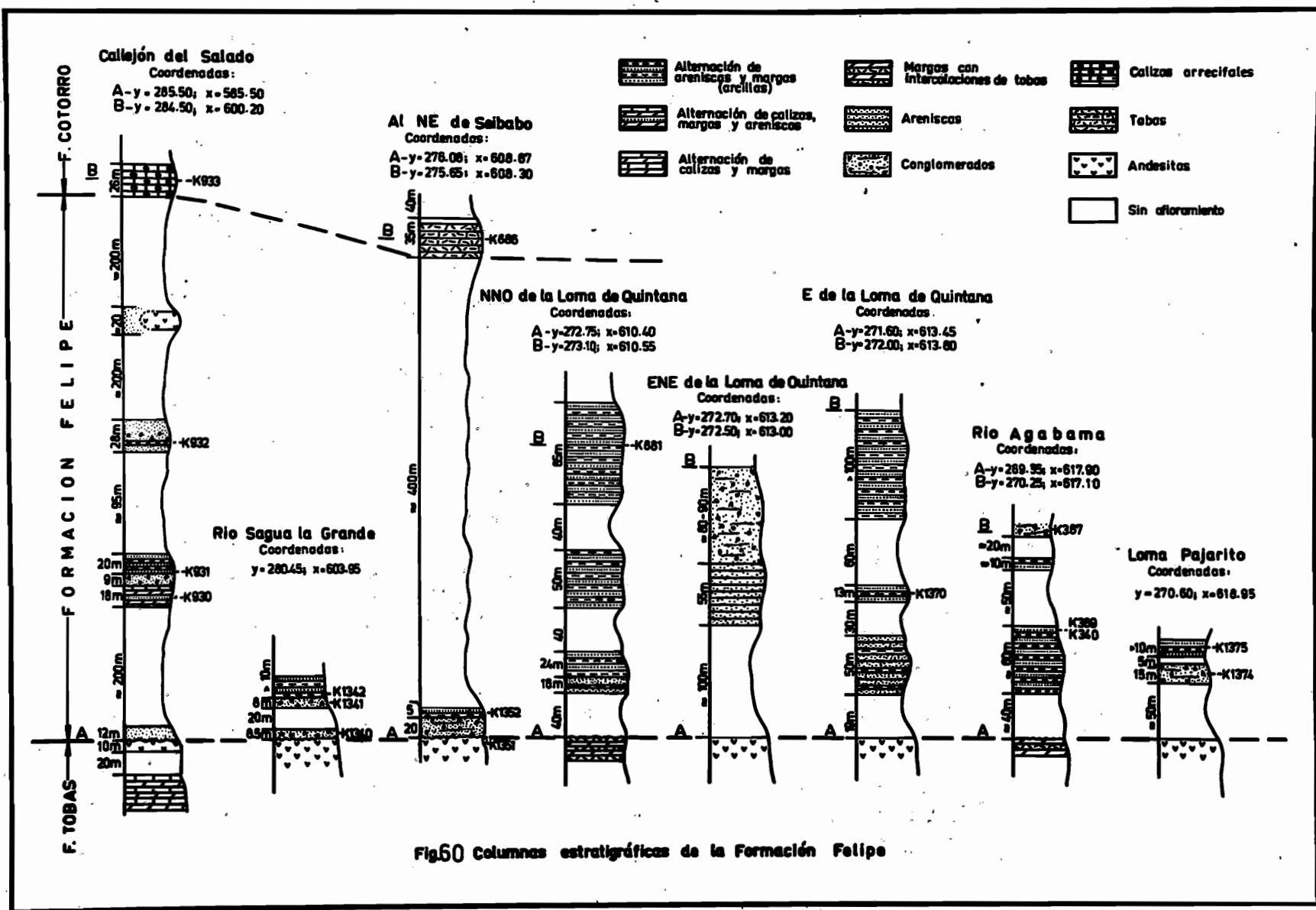
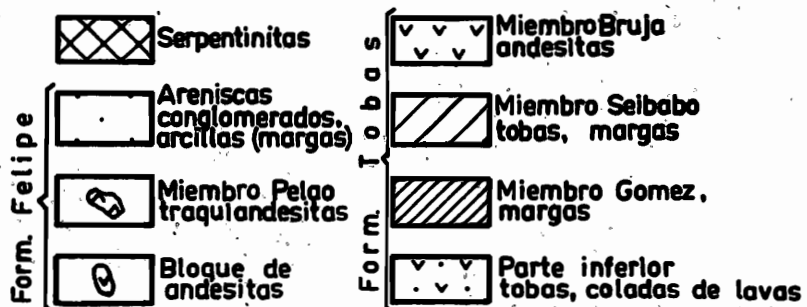


Fig.50 Columnas estratigráficas de la Formación Felipe

6/7/8



**Fig.61 Columna estratigráfica de la Form. Felipe por la carretera a Sta Clara, al este de Villa**

de Santa Clara. Antes que él, en el mapa geológico de H.G. Rutten (1936b) las mismas rocas han sido señaladas junto con los sedimentos senonianos restantes como formación Habana. El nombre de formación Felipe se encuentra también en la fig. 19, anexo en la Geología de Cuba (Furrázola-Bermúdez et al., 1964).

2. Localidad típica. Wassal (en Bronnemann & Pardo, 1954) - señala como localidad típica el arroyo que comienza cerca de la Carretera Central, a unos 3 km al oeste de Santa Clara en dirección hacia el Río Bélico. La localidad señalada casi coincide con el corte del arroyo Carrascal, donde pasa el Callejón Palma-Cafío (muestras localidades N 54 y N 15). En realidad en estos lugares afloran materiales de la formación Felipe, pero no se observa la cobertura ni el perfil completo de la formación, ni la base.

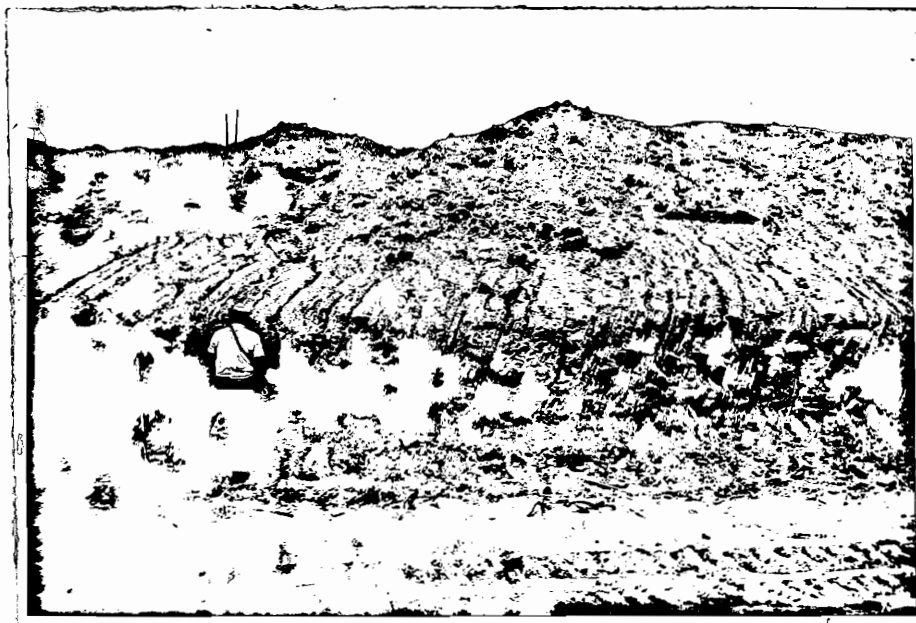
Puede ser necesario escoger otros lugares para la localidad típica de la formación. Más abajo describiremos algunos cortes y afloramientos que pueden ser enumerados como localidades cotípicas.

3. Litología. La facies fundamental de la formación es la alternación de areniscas y margas arcillosas a arcillas calcáreas, entre las cuales intercalan estratos finos o gruesos y paquetes de conglomerados (fig. 63, 62). Raramente se encuentran los estratos de calizas arcillosas gris claras verdosas. Se encuentran cuerpos pequeños dentro de esta formación de traquianesitas que condicionalmente separamos como miembro independiente de la formación bajo el nombre de Pelao.

Las areniscas son gris azuladas en superficie fresca y marrón amarillentas al intemperizarse. Con respecto al tamaño de los granos varían de macrogranulares (transitorios hacia conglomerados) a granos pequeños y transitorios a aleurolitas. Están ---



**Fig. 62** Conglomerados de la formación Felipe. Falda SE de la loma Pelao (coords:  $y=273,70/x=610,65$ ).  
 a) fragmento de traquiandesita del miembro Pelao;  
 b) fragmento de andesita de la formación Tobas.  
 Foto: Il. Kantchev.



**Fig. 63** Alternación de areniscas y margas (arcillas). Formación Felipe. Nueva carretera al oeste de Santa Clara (K1327-K1335; coords:  $y=283,55/x=601,20$ ). Foto: M. Kanazirski.

formadas exclusivamente de fragmentos bien redondeados a semiredondeados de rocas volcánicas de la formación Tobas y principalmente del miembro Pelao, cementados con cemento calcáreo. Una particularidad característica de las areniscas es la presencia casi siempre de biotita, por lo cual las areniscas de esta formación se diferencian de las areniscas de las demás formaciones senonianas. Indiscutiblemente la biotita proviene de la desintegración de las traquiandesitas del miembro Pelao.

Los conglomerados tienen la misma composición. Están formados de fragmentos bien redondeados de andesitas, tobas y calizas de la formación Tobas y las traquiandesitas del miembro Pelao. El tamaño de los fragmentos varía de milímetros a 0.10-0.20 m. El cemento de los conglomerados está constituido por arenisca con cemento calcáreo.

Las margas son de color gris verdoso o rojizo. Estas son muy arcillosas y pasan a arcillas calcáreas. Se encuentran como estratos finos entre las areniscas.

En varios lugares, en medio del perfil de la formación, afloran grandes bloques de andesitas (K 1301, K 1302, K 137 y en otros lugares). Las dimensiones de los bloques alcanzan hasta 50-100 m de ancho y 200-250 m de largo. Las andesitas de estos bloques (K 137) por macro- y microparticularidades no se diferencian de las andesitas del miembro Bruja de la formación Tobas. Los contactos directos de estos bloques con los sedimentos terrígenos de la formación Felipe no los hemos observado, pero por la posición que ocupan puede considerarse seguro que están incluidos como bloques grandes entre la alternación de la formación Felipe. En el afloramiento en la localidad Peña (K 1301, K 1302) junto con el bloque grande de andesitas del miembro Bruja de la formación Tobas, se encuentran también fragmentos de calizas del

miembro Gómez de la misma formación. La existencia de bloques anesíticos del miembro Bruja de la formación Tobas entre los sedimentos terrígenos de la formación Felipe, puede explicarse sólo como un desprendimiento en la zona costera (o de una zona insular) en la cuenca marítima cretácica superior durante la sedimentación de la formación Felipe.

Las traquiandesitas (miembro Pelae) serán descritas aparte.

4. Distribución y descripción de algunos afloramientos. Los sedimentos de la formación Felipe afloran en el sinclinal de Seibabo donde se encuentran en la base del perfil senoniano. Se siguen como una franja ininterrumpida en su ladera septentrional, y en la parte oriental del sinclinal son la única formación senoniana en esta estructura (véase anexo 7). En la ladera meridional del sinclinal, debido a causas tectónicas, los sedimentos de la formación Felipe afloran sólo en la región de Esquiha de Bernia.

La segunda región de distribución está al noroeste de Santa Clara (al norte de las ultrabasitas de Santa Clara) en el valle del Río Bólico. En estos lugares los sedimentos de la formación Felipe, por causas tectónicas, están mezclados con las rocas vulcanógeno-sedimentarias de la formación Cotorro y su mapeo independiente es posible sólo con el levantamiento geológico a mayor escala.

En la ladera septentrional del sinclinal de Seibabo los afloramientos más occidentales son los que están al sur de Antón Díaz. Aquí forman una franja ancha alrededor de 1 200 m con dirección NO-SE. El perfil de la formación en este lugar se observa por el Callejón del Salado (fig. 60): de abajo a arriba se observa la siguiente continuidad:

- inmediatamente sobre las andesitas del miembro Bruja de -

la formación Tobas, se encuentran las areniscas polimícticas macrogranulares, formadas de fragmentos de rocas volcánicas, granos de plagioclasa y escamas de moscovita, -- con cemento calcáreo. Espesor de 12 m. Al norte del Callejón del Salado en un pequeño arroyo al sur de la elevación Mamoncillo (K 1303) éstas pasan a conglomerado de -- fragmentos con un tamaño de hasta 0.15-0.20 m y abundante en cantidad de cemento arenoso;

- intervalo de alrededor de 250 m sin afloramientos, pero -- evidentemente son sedimentos arenosos. Espesor alrededor de 200 m;

- margas fuertemente intemperizadas con intercalaciones de areniscas y calizas arcillosas microgranulares, gris verdosas. Espesor de 18 m;

En la muestra de las margas (K 930) fueron establecidos -- varios tipos de Globotruncana (véase tabla 21);

- areniscas macrogranulares a conglomerados de fragmentos -- pequeños. En su composición pueden diferenciarse fragmentos de tobas y vulcanitas de la formación Tobas, granos de plagioclasa, biotita y otros. El tamaño de los fragmentos alcanza hasta 1-2 cm. Los estratos buzan al suroeste con -- una inclinación de  $75^{\circ}$ . Espesor de 9 m;

- alternación de areniscas de granos pequeños y arcillas calcáreas de coloración rojiza. Espesor de 20 m. En la mues--  
a 5m tra K 931/26 la base fueron determinados sólo Radiolarios;

- intercalo de alrededor de 150 m sin afloramientos. Sólo en varios metros afloramientos muy malos de areniscas fuertemente intemperizadas. Espesor alrededor de 95 m;

- arenisca polimíctica macrogranular con cemento calcáreo.



En dirección horizontal y vertical pasa a conglomerado de fragmentos que tienen un tamaño de hasta 0.01-0.02 m, raramente hasta 0.10-0.15 m. El cemento es arenisca calcárea. No hay clasificación de los granos por su tamaño. Espesor de 5 m;

- areniscas de granos medios a grandes mezcladas con arcillas gris verdosas fuertemente calcáreas a margas arcillosas. En la muestra para microfauna (K 932) no se encontraron fósiles. Espesor de 1 m;

- conglomerados con fragmentos que tienen un tamaño de hasta 0.10-0.20 m y cemento abundante de arenisca macrogranular. En su composición predominan fragmentos de rocas volcánicas y de margas. Los conglomerados pasan hacia arriba a areniscas de granos gruesos con estratificación mal expresada. Espesor de 22 m;

- intervalo con espesor aproximado alrededor de 200 m sin afloramientos;

- en el camino se encuentra un pequeño afloramiento de areniscas macrogranulares. Al costado del camino, debajo de ellos se observa un bloque con un tamaño de 10 m de andesitas del miembro Bruja de la formación Tobas;

Bloques semejantes con dimensiones mucho mayores también afloran al sur del camino. Al juzgar por su posición en el perfil, debemos aceptar que se trata de bloques grandes incluidos en los sedimentos terrígenos de la formación Felipe;

- intervalo de alrededor de 350 m (= espesor alrededor de 200 m) sin afloramientos. Sin embargo, no hay duda que son areniscas con intercalaciones de margas de la formación Felipe. Las mismas afloran bien en un pequeño arroyo a unos 500 m -

al sureste del camino donde buzan  $80^{\circ}$  al suroeste y yacen claramente sobre los bloques de andesitas del miembro Bruja que fueron mencionados anteriormente;

- siguen calizas arrecifales (K 933) formadas por rudistas (Barrettia y otros) y corales que ya pertenecen a la formación Cotorro.

A unos 2 km al sureste del perfil descrito, en la excavación de la nueva carretera en construcción a Santa Clara, se observa uno de los mejores afloramientos de la formación Felipe (fig. 61, 63). Allí se observa muy bien una falla con dirección NO-SE, por la cual el bloque suroccidental ha sido trasladado al sureste al rededor de 600 m. La base inmediata de la formación no se observa. El sector cubierto es del orden de 50-100 m. En el corte del arroyo inmediatamente al sur de la carretera (fig. 6, perfil A-D), se observa una alternación de areniscas de estratos gruesos de color gris azulado en superficie fresca y margas arcillosas gris verdosas a arcillas calcáreas. Espesor de 32 m. La investigación microscópica de las areniscas de la alternación (K 1328) demuestra que están formadas de fragmentos rocosos y granos minerales con dimensiones psamíticas a graviliosas, unidos con cemento calcítico medio- a macrocristalino de tipo de contacto y poroso. El cemento ocupa alrededor de un 30%. Los fragmentos rocosos son de andesitas fuertemente alteradas, bien redondeados. Los granos minerales son de plagioclasa (oligoclasa y andesita), y están débilmente redondeados. En menor cantidad están las escamillas de biotita. La estructura de la roca es psamítica y la roca es arenisca grosamente granular, muy calcárea. Sobre la alternación sigue un conglomerado formado de fragmentos bien redondeados de traquiandesitas del miembro Pelao y vulcanitas de la formación Tobas. El cemento es arenisca de granos variados con la

misma composición. El espesor es mayor de 2-3 m. El perfil se complementa con los afloramientos en las excavaciones septentrionales de la magistral (fig. 61, perfil B'-C). Sobre los conglomerados nuevamente se encuentra una alternación de areniscas y margas; *(fig. 63). Sobre esta siguen 2.7 m de areniscas; 1 m alternación de areniscas, alurolitas y margas;* 4.5 m de areniscas macrogranulares; 19 m de alternación de areniscas y margas; 5.5 m de arenisca macrogranular a conglomerado de fragmentos pequeños. Sobre la superficie fresca tiene color gris azulado y, al intemperizarse es marrón. Tiene una textura masiva e intemperización esférica; 5.5 m de alternación de areniscas, alurolitas y margas; 9 m de conglomerado, formado de fragmentos bien redondeados de vulcanitas de la formación Tobas y traquiandesitas del miembro Pelao (K 1331b). El cemento es arenisca macrogranular, formada de fragmentos de rocas volcánicas, granos de plagioclasa y escamas de biotita, unidos por cemento calcáreo.

Este afloramiento podría señalarse como localidad co-típica de la formación, pero con la terminación de la carretera, probablemente su mayor parte será destruido. Exactamente frente al afloramiento descrito, al sur de la carretera (K 1318) afloran las traquiandesitas del miembro Pelao, que forman en este lugar una elevación isométrica. Al sureste del corte descrito, la formación Felipe se sigue como una franja ininterrumpida en el valle del Río Sagua la Grande. En el corte de un arroyo, afluente septentrional del río mencionado, puede observarse el contacto inmediato de la formación Felipe y su base (fig. 60, el perfil en K 1340-42). Aquí, inmediatamente sobre las andesitas del miembro Bruja sobre una superficie claramente erosionada, yacen 3.5 m de areniscas macrogranulares a conglomerados gravillosos. En su composición se encuentran fragmentos de rocas volcánicas y algunos de calizas (K 1340). Después de un intervalo de suelo (20 m de espesor), siguen 3 m de arenisca macrogranular a conglomerado

de color gris azulado en superficie fresca y marrones cuando están intemperizados. La investigación microscópica demuestra (K 1341) que están formadas de fragmentos de vidrio volcánico muy alterado con microlitos; de traquiandesitas del miembro Pelao, algunos granos de plagioclasa y biotita. Muy rara vez los vacíos entre los granos están rellenos de calcita microgranular. Hacia arriba sigue una alternación de areniscas, aleurolitas y arcillas calcáreas verdosas. La muestra (K 1342) para microfauna resultó estéril. Afloramientos grandes de la formación Felipe se observan en el Río Sagua la Grande en su cruce con el camino de las Vegas Nuevas (K 661) y al norte, por el camino mencionado (K 665). Aquí, en la orilla izquierda (meridional) del Río Sagua la Grande se observa el límite superior de la formación. Sobre la alternación de areniscas y margas comienzan las tobas gris verdosas de la formación Cotorro. Al este tampoco, entre la formación Felipe y la formación Cotorro, no se observan las calizas arrecifales con *Barrettia*.

Al este del Camino de las Vegas Nuevas, junto a la carretera hacia Santa Clara - Manicaragua, la formación Felipe está cubierta casi totalmente de la aluvión del Río Sagua la Grande. Al este de la carretera Santa Clara - Manicaragua, los sedimentos de la formación Felipe afloran en superficies amplias en ambas laderas del sinclinal de Seibabo y en su centriclinal oriental. Buenos afloramientos se observan en muchos lugares a lo largo del camino de Seibabo a Provincial (K 699, K 898, K 882, y otros). Al norte de la Loma Quintana, se observa un perfil relativamente bueno a través de todo el sinclinal de Seibabo, el cual se rellena sólo con los sedimentos de la formación Felipe. En la ladera meridional del sinclinal (fig. 60) el perfil es el siguiente:

- entre la base, representada por los sedimentos del miembro

agabaza de la formación Tobas y los primeros afloramientos de la formación Felipe, hay un intervalo de alrededor de 50 m (= 40 m de espesor) sin afloramientos;

- 16 m de areniscas macrogranulares abigarradas o grises con intercalaciones finas de margas. Las areniscas están formadas principalmente de granos plagioclásicos y biotita, unidos por cemento calcáreo;
- 24 m de alternación de margas gris zuladas, gris verdosas y areniscas medio-a macrogranulares;
- intervalo correspondiente a un espesor de 40 m sin afloramientos;
- alternación con aspecto de flysch entre areniscas y margas arcillosas gris verdosas. En las superficies inferiores de los estratos de las areniscas hay muchos jeroglifos. Espesor de 50 m;
- alrededor de 40 m sin afloramientos;
- 85 m de areniscas calcáreas de estratos gruesos. Se alternan variedades de granos más pequeños y granos más gruesos. Por las superficies inferiores de los estratos hay jeroglifos. Entre las areniscas se intercalan estratos finos de margas. En las areniscas fueron encontrados varios dientes de tiburón (K 881a). Las areniscas de este intervalo son relativamente más calcáreas que en los perfiles restantes. La característica microscópica de una muestra de las variedades de granos pequeños (K 881) es la siguiente: la roca está formada de granos terrígenos (alrededor de un 35%), detritus (alrededor de un 5%) y cemento calcítico (70%). Los granos terrígenos son principalmente de plagioclase, menos biotita, fragmentos de rocas volcánicas, de

vidrio volcánico y granos aislados de zircón. Los granos son semiredondeados con dimensiones de 0.1-0.35 mm. El detritus es de calcita microgranular. Los fragmentos orgánicos son casi indeterminados, se diferencian sólo los fragmentos de algas. Los fragmentos detríticos son de dimensiones de 0.1 mm. El cemento es de calcita microgranular. La estructura es psamítica, microgranular para el cemento. La roca es una transición entre arenisca calcárea y caliza arenosa;

- intervalo de 100 m, en los cuales no hay afloramientos. Este intervalo coincide con la parte axial del sinclinal.

Al norte, en la ladera septentrional del sinclinal, el cual está invertido se observa el corte anteriormente descrito, pero en orden inverso. En las areniscas de la parte más superior del perfil se encontró un inoceramo. En la parte inferior del perfil de la formación en la ladera septentrional, se encuentran una hilera de cuerpos de traquianesitas que forman la Loma Pelao (fig. 64) y las lomas al este de ésta. Sobre las traquianesitas en la formación Felipe yacen conglomerados de fragmentos medios a grandes, que en la ladera meridional no se observan. Los conglomerados están formados de fragmentos de rocas volcánicas de la formación Tobas y de traquianesitas del miembro Pelao (fig. 62). El tamaño de los fragmentos es de 2-3 cm a 10-20 cm. Todos están bien redondeados. La cantidad de los fragmentos es relativamente pequeña y predomina el cemento representado por arenisca, formada de los productos destruidos, principalmente del miembro Pelao (plagioclasa, biotita).

Al este del perfil descrito, los sedimentos de la formación Felipe se siguen en las partes bajas del relieve, al norte de la Loma de Quintana. Después de un traslado al sur, debido a una --



Fig. 64

Loma Pelao, al este del pueblo Seibabo. Localidad típica del miembro Pelao (K187; coords:  $y = 273,80/$   
 $x = 610,65$ ). Foto: Il. Kantchev.

gran falla de rechazo horizontal, éstos aparecen nuevamente en el valle del Río Agabama, donde termina el sinclinal de Seibabo. Al oeste del Río Agabama predominan las areniscas de granos gruesos y conglomerados. Aquí se encuentran bloques muy grandes de las traquianesitas del miembro Pelao. Sin duda alguna, algunos son bloques en los conglomerados, mientras que otros probablemente son afloramientos de raíces. Al este del Río Agabama hay afloramientos muy completos que se observan por el camino que se extiende paralelamente al río (K 387, K 340). La facies fundamental son las areniscas de estratos gruesos en alternación con margas arcillosas gris verdosas e intercalaciones de conglomerados.

De los varios perfiles y afloramientos descritos de la formación Felipe como localidades co-típicas de la formación pueden escogerse en el perfil por el Callejón del Salado y el perfil al norte de la Lama la Quintana.

5. Límites y espesor. El límite inferior de la formación es transgresivo. La formación yace transgresivamente sobre distintos miembros de la formación Tobas. Las diferencias litológicas entre las rocas de la base (depósitos vulcanógeno-sedimentarios) y las de la formación Felipe (conglomerados, areniscas, margas) son muy grandes. El límite superior de la formación es igualmente claro. La formación Felipe se cubre concordantemente y con transición por la formación Cotorro. En la parte occidental del sinclinal de Seibabo se marca por las calizas arrecifales que se encuentran en la base de la formación Cotorro inmediatamente debajo de las tobas. La inclusión de las calizas arrecifales mencionadas a la formación Cotorro es condicional. Con igual derecho podrían incluirse también a la formación Felipe, por cuanto, entre ellas, hay areniscas. En las partes orientales del sinclinal señalado estas calizas faltan y la formación Cotorro comienza con tobas.



El espesor más grande de la formación, calculado en el perfil por el Callejón del Salado, es de alrededor de 300 m.

6. Fauna y edad. Bronnimann & Pardo (1954) dan una edad cretácica superior a la formación Felipe - Globotruncana lapparenti (group zone Turoniano - Maestrichtiano). En la tabla de correlaciones en la Geología de Cuba (Furrasola-Bermúdez et al., 1954, - fig. 19), según los datos de Bronnimann, esta formación está colocada en algunas zonas como Senoniano inferior, y en otras, en el Campaniano. Los sedimentos de la formación Felipe no son ricos en fósiles. Sólo en un lugar (muestra K 188) encontramos restos de Inoceramos y dientes de tiburones (K 331a). Fueron estudiadas muchas muestras para microfauna, pero la mayoría de ellas resultó estéril, y en las restantes, la comunidad microfósil es pobre. Los resultados de estas investigaciones están mostrados en la tabla 21. Llama la atención la presencia de Globotruncana fornicata casi en todas las muestras, a veces en gran cantidad, lo cual nos hace pensar que está presente la zona de Globotruncana fornicata, que algunos autores aceptan como Santoniano, y otros como Campaniano. Sin embargo, en algunas muestras en ejemplares aislados, se encuentran microfósiles que se consideran como mucho más viejos, y otros como mucho más jóvenes. La posición estratigráfica de la formación en la base del perfil Senoniano y debajo de la formación Coterro con edad Senoniano determina la edad de la formación Felipe como Senoniano o más vieja. Por los datos estratigráficos y faunísticos existentes consideramos la edad de la formación como Santoniano.

#### Miembro Pelao

Al miembro Pelao referimos los cuerpos de andesitas anfibolíticas a traquitas no mencionados hasta el momento en la literatura geológica sobre las Villas. Debido a que estas rocas en -

# MICROFOSILES DE LA FORMACION FELIPE

Tabla 21

MICROFOSILES	MUESTRAS												
	K 171*	K 172*	K 188a**	K 390*	K 657a**	K 671*	K 878**	K 883**	K 884**	K 885**	K 902**	K 930**	K 931**
Clavhedbergella sp.			+							+			
Globigerinoides alvaresi Olivera			+										
Globotruncana cf. angusticarinata Cand.						+							
Globotruncana arca (Cushman)						+					+		
Globotruncana cf. arca (Cushman)												+	
Globotruncana contusa (Cushman)										+	+		
Globotruncana cf. contusa (Cushman)												+	
Globotruncana fornicata Plummer			+	+		+				+	+	+	
Globotruncana gagnebini Tilev			+										
Globotruncana havanensis (Voorwijk)											+		
Globotruncana linneiana (d'Orb.)								+		+		+	
Globotruncana cf. linneiana (d'Orb.)			+										
Globotruncana roseta Carsey						+							
Globotruncana sp.		+	+										
Heterohelicidos			+					+			+	+	
Gümbelina globocarinata Cushman				+									
Gümbelina globulosa Ehr.			+										
Rugoglobigerina macrocephala Bronn.											+		
Rugoglobigerina rugosa Plummer											+		
Rugoglobigerina sp.												+	
Globigerina sp.	+												
Radiolarios		+			+	+	+	+					+

\* Determinados por Y. Vaptzarova

\*\* Determinados por Sara Arruti, P. Borro, A. Garcia

la mayoría de los casos están estrechamente ligadas con los depósitos de la formación Felipe, las describiremos como miembro de esta formación. Su denominación la damos por el nombre de la colina Pelao, a 5 km al este del poblado de Seibabo.

1. Distribución. Los afloramientos principales de las vulcanitas del miembro Pelao están ubicados hacia la parte inferior de la formación Felipe, en el costado del sinclinal de Seibabo (véase anexo 7). Estas no forman una franja ininterrumpida, sino constituyen una serie de pequeñas colinas. El afloramiento más occidental está en la localidad El Mamey, al oeste de Santa Clara, del lado sur de la nueva autopista a Santa Clara (fig. 61).-- Aquí éstas forman una pequeña colina, levemente alargada en dirección sureste (K 1313) con dimensiones de 100-130 m. A unos 500 m al este aflora otro cuerpo con dimensiones de 60-70 m a 500 m (K 1319 y K 1320). Este está dividido por una falla de rechazo horizontal, en la cual desplaza la parte oriental del cuerpo al norte alrededor de 150-200 m. Dos cuerpos pequeños, alargados, se encuentran en el valle del Río Sagua la Grande, a alrededor de 1 km al este por el camino a Bernia. Más grandes son los afloramientos en la localidad El Pelao, al este de Seibabo (K 137, - K 1357-51) donde forman un rosario de pequeñas colinas (la Loma Pelao y otras sin nombres). Los afloramientos más orientales se encuentran en el valle del Río Agabama, a 25 km al sur del embalse Agabama (K 1361, K 1362, K 1363, K 1365), donde forman varias lomas pequeñas.

Además de las localidades anteriormente mencionadas, las rocas del miembro Pelao se encuentran como bloques pequeños o grandes en los conglomerados de la formación Felipe, la formación Monos y otros.

Los bloques más grandes de rocas del miembro Pelao en la --

formación Felipe se encuentran en el valle del Río Agabama (K 387, K 619). En la formación Monos los bloques más grandes se localizan al suroeste del poblado Falcón (N 346 y otros) y al oeste de Placetas (K 2589).

Una situación más particular ocupan las vulcanitas del miembro Pelao al norte de Meyer (véase fig. 72). En este lugar (N 164) se localizan como un cuerpo en dirección casi norte-sur, con dimensiones de 1 km por 100 m incluidos entre las tobas de la formación Minerva (Santoniano (?)), casi paralelamente a la dirección de las capas. Debido a la formación de suelos no se puede ver si están incluidas concordantemente entre las tobas o las cortan.

2. Localidad típica. Como localidad típica aceptamos los afloramientos en la Loma Pelao (K 187), a 5 km al este del poblado de Seibabo, a 1.5 km al norte de la Loma la Quintana (coordenadas:  $y=273.80/x=610.65$ ). El cuerpo volcánico en este lugar forma una pequeña loma (fig. 64) con un ancho de 100-150 m y un largo de alrededor de 1 500 m, alargado en dirección oeste-este. Debido a una falla de rechazo horizontal, la parte este del cuerpo está desplazada al sur alrededor de 200-250 m.

3. Característica petrográfica. Las rocas del miembro Pelao son uniformes por su aspecto exterior en todas sus localidades. Son rocas volcánicas de color gris claro, gris a beige, con matriz rosado con textura masiva. Muy frecuentemente tienen textura brechosa que se condiciona por la existencia de sectores de rocas de la misma composición, que se diferencian por un color más oscuro o más claro de la matriz de la roca. Al microscopio se observan pórfiros de feldespatos, anfíbol y biotita. Los pórfiros anfibólicos a veces alcanzan hasta 10 mm, y la biotita hasta 5 mm.

En la localidad típica (K 187) están representadas las andesitas anfibolo-biotíticas. Sus minerales pórfiros forman alreor

del 40% de la masa de la roca. La plagioclasa es transparente, exclusivamente fracturada, en lugares con cristales redondeados por la corrosión. Por su composición es <sup>n</sup>andesítica. El anfíbol está representado por cristales de color verde abigarrado, y la biotita en escamas fuertemente alargadas, a veces dobladas. Este último incluye poiquilíticamente apatito.

La matriz contiene microlitos de los minerales de la generación porfírica, granos metálicos y apatito. En su mayor parte está formado por vidrio colcánico desvitrificado. La estructura de la roca es porfírica. Las investigaciones de los fragmentos de las variedades de brechas (K 187a) mostraron que éstos son de composición mineral análoga. En las partes centrales de los cristales plagioclásicos, más fuertemente fracturados, así como en sus grietas y en los fenocristales anfibólicos, se ha sedimentado calcita.

Las mismas rocas fueron determinadas también en la parte más oriental de la localidad típica (K 1357, K 1358, K 1359). La plagioclasa por su composición alcanza hasta andesina - labrador y a veces (K 1358) muestra una estructura zonal bien expresada. En la matriz (K 1358) predomina el vidrio volcánico de color marrón con índice más alto que el del bálsamo del Canadá. Raramente en la roca aparece cuarzo primario (K 1359b) en cantidad mayor a un 5%. Los fragmentos de los sectores brechosos (K 1359a) son de la misma roca, incluidos junto con algunos fenocristales del enfriamiento de la porción de lava consecutiva. No tienen formas claramente delineadas, sino que son de transición a la masa restante de la roca. En los fragmentos están ausentes los fenocristales grandes, pero hay microfenocristales de anfíbol, biotita y plagioclasa. El carácter extrusivo se revela en la trituración de los cristales y su cementación en la matriz.

Además de las andesitas anfíbolo-biotíticas anteriormente descritas en la localidad típica, las vulcanitas del miembro Pelao pasan a traquiandesitas y traquitas. En el afloramiento en el Ma<sup>me</sup>y (fig. 61) la roca (K 1318) es traquiandesita. Aquí además de plagioclasa, anfíbol y biotita se observan cristales aislados de sanidina. La cantidad de la sanidina en la generación pórfiro es más considerable en los bloques del miembro Pelao en los conglomerados de la formación Felipe y la formación Monos (K 342, K 346). En la muestra M 342 la sanidina está mejor incluida. Los pórfiros sanidínicos varían en dimensiones. Forman cristales tabulares idiomórficos pequeños y transparentes, cristales grandes tabulares o granos elípticos a redondos corroídos, en lugares corroídos en forma de golfo por la matriz. Ópticamente uniaxial, negativo, con índice de inflexión menor que bálsamo del Canadá. La plagioclasa por su composición es andesina - labrador. El anfíbol y la biotita tienen un pleocroísmo fuerte y opacitización. La biotita incluye poiquilíticamente granos de plagioclasa. La matriz es microcristalina principalmente de composición feldespática (K 342) o microgranular hasta criptocristalina (K 387). La estructura es porfírica.

Para la determinación segura de las vulcanitas del miembro Pelao como andesitas, traquiandesitas e inclusive traquitas, es necesario el análisis químico. La paragénesis mineral y en especial la existencia de sanidina en algunos de los afloramientos nos permiten caracterizarlas como vulcanitas <sup>ia</sup>cinotípicas, producto de lavas mediobásicas con elevado contenido de  $K_2O$ . En el mapa geológico las hemos mostrado bajo la denominación de traquiandesitas.

Para las vulcanitas del miembro Pelao es característico que no se acompañan por tobas.

3. Edad. Ya al principio señalamos que las vulcanitas del miembro Pelao están estrechamente relacionadas con los depósitos de la formación Felipe en el flanco septentrional del sinclinal de Seibabo. Estas se encuentran casi siempre entre los depósitos de esta formación, alrededor de 100-150 m en su base y, en ninguna parte puede observarse, debido al carácter de los afloramientos, si estas rocas cortan la parte inferior de la formación o están incluidas concordantemente. En los conglomerados de la formación Felipe que se encuentran estratificados más alto en el corte, se localizan fragmentos de las traquiandesitas del miembro Pelao (fig. 62). y en la constitución de las areniscas participan mucho feldespatho, anfíbol y biotita, sin duda, provenientes de la destrucción de las vulcanitas del miembro Pelao. Estas relaciones recíprocas espaciales y estratigráficas determinan el período de la formación de las vulcanitas durante la sedimentación de la formación Felipe o antes. Si éstas se hubieran formado antes de la sedimentación de la formación Felipe (Santoniano), su formación podría haber sucedido entre el Turoniano inferior (la Parte Superior de la formación Tobas) y el Santoniano (formación Felipe). En este caso durante la sedimentación de la formación Felipe éstas han sobresalido como islas en medio de la cuenca santoniana. Sin embargo, lo más probable es que se hayan formado a principios de la sedimentación de la formación Felipe (Santoniano).

Esto se confirma también por el hecho de que al norte de Miller las mismas rocas están incluidas entre las tobas de la formación Minerva (Santoniano (?)).

#### Formación Cotorro

1. Nombre y antecedentes. En el sinclinal de Seibabo, suprayacente a los depósitos terrígenos de la formación Felipe, se --

encuentra<sup>2</sup> un complejo vulcanógeno-sedimentario de gran espesor que denominamos formación Cotorro. Los geólogos de las compañías petroleras norteamericanas denominaron los distintos perfiles y afloramientos de estos sedimentos con diferentes nombres.

La mayoría de estas formaciones han sido establecidas tan sólo en un afloramiento, sin llegarse a conocer su situación en la sección del Cretácico superior, como tampoco su volumen y cartografiabilidad. Son éstas las formaciones "Cotorro", "Algarrobo", "Bernia", "Curamagley", "Roble" y "Yaya". Además, algunos de los materiales de la formación aquí examinada, han sido cartografiados y descritos como las formaciones "Salvador", "Magley" e "Hilario" que dicho con propiedad, no están desarrolladas en el sinclinal de Seibabo. Quizás es correcto proponer un nuevo nombre para los sedimentos vulcanógeno-sedimentarios del sinclinal de Seibabo para evitar confusiones al hacer uso de los informes de los geólogos norteamericanos. Por ahora nosotros utilizamos el nombre de formación Cotorro que es también como lo ha utilizado Truitt (en Bronnimann & Paruo, 1954). Sin embargo, este autor al utilizar el nombre de formación Cotorro ha tenido en cuenta solamente la parte inferior de la formación. A esa conclusión nos han llevado los afloramientos señalados como localidad típica. Nosotros dilatamos el volumen de la formación Cotorro de Truitt, incluyendo también los sedimentos descritos como formaciones "Algarrobo", "Bernia", "Curamagley" y "Yaya". Quizás en las exploraciones ulteriores de la formación Cotorro, ciertas variedades litológicas puedan separarse como miembros de la formación y éste afecta mayormente las calizas con *Barrettia* que aparecen en la base y en el medio de la formación (antigua "formación Bernia" y los paquetes de las areniscas y margas que aparecen en medio de la formación.

Los depósitos de la formación Cotorro han sido descritos y



y cartografiados por M.G. Rutten (1936b) bajo el nombre de "formación Habana".

2. Distribución. La formación Cotorro está desarrollada solamente en el sinclinal de Seibabo, al sur del gran macizo de serpentinitas de Santa Clara. Unos escasos afloramientos de esta formación se han establecido al norte del macizo de serpentinitas en la región noroeste de Santa Clara. En el sinclinal de Seibabo los depósitos de la formación Cotorro forman grandes áreas en la región al sureste del pueblo Antón Díaz. En/Río Sagua la Grande los afloramientos se van estrechando por motivos tectónicos, después nuevamente se ensanchan en la región de la carretera de Santa Clara a Manicargua, al norte del pueblo de Seibabo.

3. Litología y localidad típica. En la constitución de la formación participan tobos, areniscas, calizas microgranulares, margas y calizas detríticas arrecifales. La litología de la formación se evidenciará al pasar a la descripción de la localidad típica y algunos perfiles y afloramientos complementarios.

Proponemos como localidad típica de la formación el perfil del Callejón del Salado y su continuación por el Arroyo la Ciega (fig. 65).

El perfil comienza a los cuatrocientos metros al noreste del cruce del Arroyo la Ciega y el Callejón del Salado (K 933, coordenadas  $y=284.50/x=599.20$ ). Desde abajo hacia arriba se observa la secuencia estratigráfica:

- 1.- Sin contacto inmediato con los sedimentos subyacentes de la formación Felipe afloran 26 m de calizas detríticas - organógenas constituidas por fragmentos o piezas enteras de organismos (rudistas - *Barrettia* y otros; gasterópodos - *Nerinea* y otros; equínidos, corales, algas foraminíferos grandes). En cantidades variables contienen granos bien

redondeados de rocas volcánicas. Las calizas son masivas, formando ocasionalmente capas gruesas. Estas calizas se pueden observar como una franja continua al norte y al sur del Callejón del Salado. Precisamente de estas calizas proceden los fósiles enunciados por M.G. Rutten (1936a), de sus localidades H 143 y L 483);

2.- Un intervalo de unos 45 m (= 30 m de espesor) sin afloramientos;

3.- Areniscas de granulometría fina a media constituidas por los productos de la destrucción de las rocas volcánicas, un poco de detritus y cemento calcáreo. Espesor de 10 m. Además del afloramiento en el camino estas areniscas afloran muy bien en el arroyo pequeño al sur del camino (K 937). En la muestra de estas areniscas fueron establecidos sólo *Pseudorbitoides* sp.;

4.- Un intervalo de 20 m sin afloramientos. En el arroyo pequeño al sur del camino anteriormente mencionado (en el punto K 956), el intervalo está constituido por margas aleurito-arcillosas de color gris verdoso. En éstas se pudo establecer la siguiente microfauna: *Globotruncana stuarti*, *Globotruncana contusa*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana cf. linneana*;

5.- Calizas detríticas arenosas de un espesor de 7 m;

6.- Un intervalo de unos 90 m (= 50 m de espesor) sin afloramientos;

7.- Tobas de fragmentos grandes o areniscas vulcanoclasticas (K 934). Están constituidas por fragmentos y cemento. Los fragmentos son de andesitas, tobas, cristales enteros o desmenuzados de plagioclasa y piroxeno. Los fragmentos de andesitas están intensamente alterados. Los

de tobas se encuentran zeolitizados y cloritizados. El cemento aparece en escasas cantidades y es de zeolitas que esporádicamente presentan una estructura radial. El espesor de este paquete asciende a unos 35 m;

- 8.- Tobas calcáreas de grano fino a microgranular, de color gris verdoso, intensamente alteradas. La roca (K 935) está constituida por zeolitas, calcita, minerales arcillosos y algunos granos de plagioclasa, anfíbol y augita. Las zeolitas y los minerales arcillosos son producto de la alteración del vidrio volcánico. Espesor de 42 m;
- 9.- 2 m de tobas fragmentarias (fragmentos grandes) iguales a las del intervalo 7;
- 10.- Tobas calcáreas de grano fino microgranulares, iguales a las del intervalo 8. Se intercalan capas de calcita microgranulares de color gris verdoso. Espesor de 35 m;
- 11.- Tobas fragmentarias (de fragmentos grandes) de 10 m de espesor;
- 12.- Tobas calcáreas de grano fino de 20 m de espesor;
- 13.- Tobas de fragmentos grandes litovitroclásticas - 14 m de espesor;
- 14.- Intervalo de 60 m (= espesor de 40 m) donde no hay afloramientos (hasta el puente destruido del Arroyo La Ciega). Sin embargo, el terreno es de color amarillento, probablemente esté constituido por areniscas y margas;
- 15.- Inmediatamente al norte del mencionado puente en el Arroyo La Ciega afloran unos cuantos metros de margas arcillosas gris verdosas. A unos 100-150 m al norte del puente, en el valle aparecen buenos afloramientos y se puede ver que se trata de alternancias de areniscas y

margas. De entre las margas de este intervalo se han establecido la siguiente asociación microfósil: *Globotruncana renzi angusticarinata*; *Praeglobotruncana stephani*, - *Globotruncana concavata*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Clavinedbergella* sp., *Gumbelina globulosa*, *Heterohelix morremani*, *Cublerina ernatissima*.

Semejante alternación de areniscas y margas se observa a unos 100-150 m al sur del camino. El espesor de este intervalo es de 30 m;

- 16.- Suprayacentes al intervalo de areniscas y margas se encuentran calizas estratificadas arenosas. Afloran a 40 m al oeste del puente anteriormente mencionado mientras que al sur se les puede observar a lo largo de una distancia de 200-250 m paralelamente al Arroyo La Ciega, después se desvían al oeste.

En el perfil hasta aquí descrito las capas buzan con una inclinación de 40-50° manteniendo rumbo oeste-sur oeste.

Los afloramientos de la formación Cotorro se observan también al oeste del Arroyo La Ciega, pero por el plegamiento de las capas el Callejón del Salado se extiende casi paralelamente a la dirección de éstas.

Para observar la parte superior de la formación Cotorro hay que ir a 1.5 km al norte y seguir el perfil por uno de los afluentes del Arroyo La Ciega. La correlación de las dos secciones es fácil tomando como punto de referencia las calizas de la base del perfil y los sedimentos vulcanógenos que se encuentran suprayacentes a éstas y que se pueden observar muy bien en el mismo terreno; no cabe duda alguna que los sedimentos que se describirán más adelante, yacen normalmente sobre éstas. La parte más

superior de los sedimentos volcánógenos descritos en el perfil anterior afloran en el lugar K 1304. Se trata de tobas de fragmentos grandes, vitrocrystaloclasticas. Las dimensiones de los clastos de rocas volcánicas, y mayormente los de vidrio volcánico, alcanzan hasta 1-2 cm. Desde este punto al oeste del Arroyo La Ciega, la secuencia es como a continuación sigue:

1. Por encima de las tobas fragmentarias (de fragmentos grandes) del punto K 1304, sigue un intervalo de unos 150 m - (equivalentes a unos 75 m de espesor) donde no hay afloramientos. Este intervalo responde a las areniscas y las margas del intervalo 15 del perfil del Callejón del Salado;
2. Unos 10 m de tobas microgranulares de color gris verdoso, intensamente alteradas (K 947). El estudio al microscopio mostró que la roca está constituida mayormente por zeolitas y minerales arcillosos, predominando las zeolitas. Contiene en cantidades pequeñas cristaloclastos de plagioclasa. Las zeolitas y los minerales arcillosos son producto de la desvitrificación del vidrio volcánico. Este último, originalmente ha sido de fragmentos de hasta 2 mm. Al alterarse, los límites entre los distintos fragmentos se han borrado significativamente. La estructura de la roca es microgranular, vitroclástica relictica;
3. Suprayacente a las tobas aparece una capa de 0.60 m de espesor de caliza detrítica arenosa (K 946). Está constituida por un 75% de detritus y granos terrígenos de roca volcánica y cemento calcáreo;
4. Intervalo de unos 12 m sin afloramientos;
5. Alrededor de 3.5 m de alternación de areniscas y margas gris verdosas claras;

6. Intervalo de unos 500 m (equivalentes a un espesor de unos 200 m), en el cual no hay afloramientos continuos para poder observar el perfil completo. En este intervalo se observan distintos afloramientos de tobas intensamente alteradas de color gris verdoso, margas de color violáceo o gris verdoso, areniscas calcáreas de grano fino y grueso, llegando a calizas arenosas. En dos lugares de este intervalo se intercalan areniscas de grano grueso a conglomerados de fragmentos pequeños (K 940). Son de color gris a gris oscuro; al meteorizarse presentan color amarillo pardo. Estas rocas (K 940) están constituidas por fragmentos y granos de rocas volcánicas, calizas, tobas, piroxeno, plagioclasa, anfíbol y restos orgánicos. Los fragmentos de roca volcánica son de andesitas de estructura diferente, algunas están intensamente alteradas. Los granos de calizas ~~son de calizas~~ son de caliza microgranular, con frecuencia bien redondeada. El cemento es escaso en cantidad y rellena los poros entre los granos. Es calcítico, microgranular, recristalizado.

En la localidad K 940 las areniscas de grano grueso a conglomerados de fragmentos pequeños son ricas en ammonites e individuos raros de inoceramus. Los ammonites están constituidos del mismo material que la roca.

De los ammonites se determinaron: *Eupachidiscus* sp., *Hauericeras* sp., *Ferresteria* (*Harleites*) sp., *Parapuzosia* sp.;

7. Margas a calizas arcillosas, de color gris verdoso, de espesor de las capas de 0.05 a 0.10-0.15 m. Se alternan con capas más calcáreas y más arcillosas e más aleurolíticas.

El estudio de la muestra de estas calizas al microscopio (K 939) prueba que están constituidas por calcita microgranular

con impurezas de minerales arcillosos (del 5% al 10%) y algunas impurezas terrígenas (alrededor del 5 al 10%). Los granos terrígenos son de plagioclasa o de fragmentos de rocas completamente argilizadas. Son de dimensiones aleuríticas. La calcita, además de constituir la matriz, forma los numerosos restos orgánicos, mayormente las espículas. Los restos orgánicos alcanzan el 25-30% de la roca. La estructura es microgranular y su nombre es caliza arcillosa ligeramente aleurítica.

El espesor de estas calizas es de unos 25 m y afloran bien en el lugar donde el Arroyo La Ciega intercepta el camino vecinal que enlaza el camino La Guanaja con el Callejón del Salado;

8. Unos 7 m sin afloramientos;
9. 3 m de tobas litovitroclásticas fragmentarias (de fragmentos grandes);
10. Intervalo que responde a un espesor de unos 45 m sin afloramientos;
11. Calizas arcillosas a margas, de textura masiva y de color gris verdoso. El estudio al microscopio muestra (K 948) - que la roca está constituida por calcita microgranular, - con impurezas de minerales arcillosos (hasta el 5 %). Las impurezas terrígenas son de plagioclasa y de rocas intensamente alteradas. Los granos son de dimensiones aleuríticas. Los restos microorgánicos (alrededor del 3 %) son indeterminables. Algunos de éstos están rellenos de materia calcedónica - ópalo. El espesor de estas calizas es de unos 9 m;
12. 15 m sin afloramientos;

13. Unos 15 m de calizas arcillosas aleuríticas de color gris verdoso y margas. Ciertas capas están enriquecidas con impurezas terrígenas de origen volcánico asemejándose a las tobas por su aspecto exterior;
14. 52 m de tobas vitroclásticas, de granulometría fina a media, intensamente alteradas. Alternan en capas de variedades de grano más grueso. Se intercalan con mantos aislados de margas;
15. Intervalo de 90 m (equivalente a 35 m de espesor) sin afloramientos;
16. Unos 20 m de areniscas intensamente meteorizadas de granos gruesos a conglomerados de fragmentos pequeños constituidos por material vulcanógeno y cemento calcáreo. Por su aspecto exterior se asemejan a las tobas;
17. Intervale equivalente a un espesor de 25 m sin afloramientos;
18. 1.5 m de tobas vitroclásticas;
19. 3 m de margas arcillosas, de textura masiva de color gris verdoso y color violeta (K 950);
20. Intervalo de 30 m (equivalente a un espesor de 15 m) sin afloramientos;
21. 14 m de margas e intercalaciones aisladas de tobas calcáreas;
22. 20 m sin afloramientos;
23. 10 m de tobas fragmentarias (grandes) y textura masiva;
24. 30 m sin afloramientos;
25. 6 m de tobas de granulometría fina;
26. Intervalo equivalente a un espesor de unos 75 m sin afloramientos;



27. 5 m de tobas de granulometría fina a media;
28. 10 m sin afloramientos;
29. 3 m de margas aleuríticas de textura masiva (K 951) de color gris verdoso;
30. 6 m sin afloramientos;
31. 15 m de areniscas de granulometría gruesa, intensamente meteorizadas, a conglomerados de fragmentos pequeños. Estos últimos están constituidos por fragmentos de distintas rocas (andesitas, tobas, margas) unidas con cemento calcáreo. El tamaño de los granos alcanza hasta 1 cm;
32. 25 m sin afloramientos;
33. 4 m de tobas fragmentarias (de fragmentos pequeños);
34. Intervalo equivalente a un espesor de unos 90 m sin afloramientos;
35. Un paquete de unos 75 m de espesor de tobas de grano fino a medio, de color gris verdoso. Estas tobas afloran muy bien en la cantera del casino La Guanaja a 200 m al sur del puente del Arroyo La Ciega. En esta cantera se puede ver que se trata de una alternación de capas delgadas o gruesas de tobas con fractura concoidal, compactas y de grano medio. El estudio de las muestras de las tobas compactas al microscopio (K 148) mostró que la roca está constituida mayormente de vidrio volcánico intensamente alterado (convertido en zeolitas y minerales arcillosos) y poca calcita. La estructura de la roca es microgranular vitroclástica, relicta. Los cristaloclastos son de plagioclasa (andesina) y poco cuarzo y piroxeno. Sus dimensiones están por debajo de 1 mm, en muy raras ocasiones son mayores. El vidrio volcánico está alterado casi ---

totalmente (zeolitizado) convertido en una masa microgranular. La estructura es cristalovitroclástica, psamítica.

Con estas tobas termina el perfil del Arroyo La Ciega. Al oeste, al lado de los afloramientos del Maestrichtiano que yacen visiblemente discordantes a la formación Cotorro, hay un intervalo de unos 600 m sin afloramientos.

En el perfil anteriormente descrito, los estratos de la formación Cotorro buzan con una inclinación de 25 a 45° en dirección oeste, con pequeñas desviaciones al oeste-noroeste y oeste-suroeste. Este es el perfil más completo de la formación Cotorro en la provincia. Haciendo los cálculos con mucha cautela el espesor de la formación asciende a unos 1 200 m.

Descripción de la formación Cotorro alrededor del poblado de Seibabo. Los sedimentos de la formación Cotorro en esta área afloran bien en los dos flancos del sinclinal de Seibabo (véase el anexo 7). En la fig. 65 están mostradas algunas columnas estratigráficas del área mencionada. Uno de los perfiles mejor aflorados se observa por el camino que comienza del poblado de Seibabo y va al noreste para unirse con el camino llamado Callejón Curamagney --- (K 886-92). Tomando como base el perfil del flanco septentrional del sinclinal por el camino mencionado, trataremos de caracterizar la formación Cotorro en el área señalada, indicando las desviaciones en los perfiles adyacentes. Desde abajo hacia arriba en el perfil de la formación Cotorro se observa la siguiente secuencia:

1. El contacto directo con la formación Felipe que se encuentra subyacente, no aflora. Sin embargo, está claro que -- tanto aquí como en la parte este en general del sinclinal de Seibabo, en la base de la formación, no se han desarrollado las calizas detríticas con rudistas, con las cuales

comienza la formación en el perfil por el Callejón del Sa lado;

2. 35 m de tobas de color gris verdoso con intercalaciones de calizas arenarcillosas, microgranulares, también de color gris verdoso. Las tobas (K 886b, K 886c) están constituidas por fragmentos de vidrio volcánico y algunos de cristaloclastos. Los fragmentos de vidrio volcánico tienen una dimensión de 0.1 a 0.25 mm. Están intensamente alterados y transformados en zeolitas y minerales arcillosos. Los cristaloclastos son de plagioclasa. Su cantidad es escasa (unos 10% en la muestra K 886c y alrededor del 3-5% en la muestra K 886b). La estructura de la roca es relictica vi troclástica. En algunas capas las tobas son calcáreas con teniendo hasta el 15-20 % de calcita. Entre las tobas se intercalan capas calcáreas constituidas de calcita microgranular y minerales arcillosos (K 886a). Los minerales arcillosos son producto de la alteración del vidrio volcánico y se han agrupado en manchas. Ocasionalmente algunos fragmentos de vidrio volcánico se encuentran zeolitizados o carbonatizados. Además, la roca contiene granos de plagioclasa y cuarzo. En su presente aspecto, la roca es caliza arcillosa;
3. Intervalo de unos 60 m que equivalen a 40 m de espesor -- y que coincide con la parte baja del relieve - no hay afloramientos;
4. Tobas de granulometría gruesa (K 887a). Son de color gris verde, y pardoso al meteorizarse. El estudio microscópico de la muestra (K 887a) muestra que están constituidas por fragmentos de vidrio volcánico y algo de cristaloclastos de plagioclasa y piroxeno. El vidrio volcánico está intensamente

alterado, convertido en zeolitas y minerales arcillosos, encontrándose borrados los límites entre los distintos granos. La roca contiene fragmentos aislados de andesitas y calizas.

Ocasionalmente entre las tobas se intercalan capas de calizas compactas de color gris oscuro (K 887b). Estas calizas están constituidas por calcitas microgranulares que hacen la matriz y muchos restos orgánicos. Estos últimos están recristalizados y se puede ver como secciones redondas de dimensiones aproximadas de 0.1 mm. La calcita microgranular contiene impurezas de minerales arcillosos. En distintas capas, la roca contiene del 25 al 30% de impurezas terrígenas de plagioclasa y fragmentos de rocas intensamente argilizados o cloritizados.

Los intervalos anteriormente descritos coinciden con el estratotipo señalado en su "formación Cotérro" (en Brenni mann & Truitt, 1954);

5. Intervalo de unos 300 m equivalentes a un espesor de 270 m sin afloramientos a causa de los aluvios del Río Sagua la Grande. Este intervalo aflora en el flanco sur del sinclinal de Seibabo, por el mismo camino (K 896-97). En K 896 por las alturas que se encuentran al norte del Arroyo del Medio, afloran tobas bien estratificadas de color gris verde. Están constituidas por vidrio volcánico y de 8 a 10 % de cristalelastos (plagioclasa). Por la ladera septentrional de esta elevación comienza una alternación de tobas y areniscas, constituidas por material vulcanoclastico, calizas de estratificación fina de color gris verde y margas. En la parte más superior de este intervalo aparecen arcillas calcáreas alauríticas de textura masiva

(K 894), probablemente producto de la alteración del material vulcanógeno. Las características microscópicas de estas rocas son como las siguientes (K 894): los principales minerales formadores de la roca son minerales arcillosos, calcita en menores cantidades, granos terrígenos y clorita. Los componentes de la roca no se hallan uniformemente mezclados unos con los otros. La calcita es microgranular, no uniformemente distribuida. También constituye una parte de los restos orgánicos (foraminíferos pequeños y otros). En total, los restos orgánicos ocupan alrededor del 5% de la roca. Son muy escasos los restos orgánicos - constituidos por calcedonia y ópalo (espículas y otros). - Los minerales arcillosos son microlaminares. Los granos terrígenos son de plagioclasa (de composición media, ligeramente carbonatada<sup>a</sup> o argilizada<sup>a</sup>); clorita, que aparece en forma de cúmulos microescamosos (probablemente fragmentos de roca cloritizada); biotita; vidrio volcánico (zeolitizado y argilizado); fragmentos de roca zeolitizada; piroxeno y anfíbol. Los granos terrígenos alcanzan una dimensión de hasta 0.1 mm. Puede suponerse (a partir de la distribución de los componentes) que la roca está constituida por material vulcanógeno intensamente alterado, y mayormente, argilizado. Su denominación es "caliza arcillosa ligeramente aleurítica".

6. Calizas detríticas y arrecifales. En la superficie fresca tienen un color gris azulado, y blanquecino a beige al meteorizarse. Están constituidas por detritus (muestra K 888) que ocupa el 80% de la roca aproximadamente, siendo el cemento de calcita microgranular. Las impurezas terrígenas que aparecen en esta muestra son de plagioclasa absolutamente fresca. Estas calizas del perfil descrito del flanco septentrional del sinclinal tienen un espesor de 10 m.

Sin embargo, en dirección de la línea de intersección, su espesor varía y alcanza hasta 50-150 m (fig. 65). Los cambios faciales se expresan en aumento o disminución del componente terrígeno o en su transición en calizas arrecifales organogénicas constituidas de rudistas, corales, gasterópodos, etc. En algunos perfiles el componente terrígeno alcanza hasta un 10-15 %, de la composición de la roca. Siempre está representada por fragmentos de andesitas, granos de cuarzo, plagioclasa, anfíbol, piroxeno. Más raros son los fragmentos de tebas, silicitas y granos de cuarzo, escamillas de clorita, biotita, etc. Los granos terrígenos casi siempre están bien redondeados. Su tamaño varía en límites amplios y alcanza a veces hasta varios centímetros. Habitualmente predominan los granos con dimensiones hasta 2-3 mm. En todas partes las calizas están constituidas de detritus o ejemplares enteros de organismos (rudistas, corales, algas, gasterópodos, foraminíferos grandes, etc.), y más raramente pasan a calizas arrecifales. Por su facies las calizas son iguales a las de la base de la formación en la parte occidental del sinclinal y las de sus partes centrales. Por su posición estratigráfica en el perfil éstas responden a las calizas del intervalo 16 en el perfil por el Callejón del Salado. Las calizas del paquete descrito que afloran en la carretera Santa Clara - Manicaragua (nuestras localidades K 906, K 909) han sido denominadas por Wassal (en Bronnmann & Pardo, 1954) con el nombre de "formación Bernia".

- 7. Intervalo de alrededor de 100 m (= espesor de 60 m), sin afloramientos;
- 8. Afloramientos de alrededor de 3 m en el Río Sagua la Grande

de tobas de granos finos (K 889a) y tobas de granos gruesos (K 889b). Las variedades de granos finos son tobas -- vitroclásticas fuertemente alteradas constituidas principalmente por fragmentos de vidrio volcánico alterado y un poco de cristaloclastos. Las variedades de granos gruesos están constituidas por litoclastos (andesitas), cristaloclastos (plagioclasa y un poco de piroxeno) y un poco de fragmentos de vidrio volcánico. La estructura es cristalo litoclástica;

9. Intervalo de alrededor de 150 m (= alrededor de 60 m de espesor) al sur del río no hay afloramientos debido a sedimentaciones aluviales;
10. Alrededor de 40-50 m (=espesor de 20 m). Calizas de capas finas de color gris claro a gris verdoso (K 890). La característica microscópica de estas calizas es la siguiente: el mineral principal formador de la roca es la calcita que constituye numerosos restos de organismos (principalmente en cortes redondos hasta 0.1 mm), un poco de detritus y el cemento de la roca. Las mezclas terrígenas son con dimensiones aleurólicas y alcanzan hasta un 5%. Están representadas por plagioclasa, biotita, piroxeno y -- fragmentos de rocas arcillosas y cloritizadas. Las calizas de este intervalo afloran en la cadera meridional del sin clinal (localidad K 895). Su característica macroscópica y microscópica es completamente igual. Estas son calizas-microgranulares de capas finas (0.10 m, raramente hasta 0.50 m). Están constituidas de alrededor de un 25-35% de restos de organismos (foraminíferos pequeños y espículas-de esponjas), alrededor de un 5% de granos terrígenos y - masa básica de calcita microgranular, mezclada con un poco de minerales arcillosos (un 3-5% en la muestra K 895a

y hasta un 10% en la muestra K 895b). Además de encontrar se en ambos flancos del sinclinal de Seibabo en el perfil descrito, estas calizas se establecen también en el perfil por la carretera Santa Clara - Manicaragua y en la altura Santa Lutgarda al oeste de ésta. En estos lugares sin embargo, algunas de las capas o con mayor frecuencia diferentes capas de ellas están silicitizadas - la caliza está sustituida por calcedonia (muestra K 908a y K 908b). Estas calizas precisamente por la ladera meridional de la altura Santa Lutgarda han sido significadas -- por Wassal (en Bronnimann & Pardo, 1954) como formación-Yaya;

11. Sobre las calizas anteriores yace un complejo terrígeno representado por alternación de areniscas calcáreas hasta calizas arenosas y margas. Las areniscas (las calizas arenosas) están constituidas por detritus, foraminíferos grandes y granos terrígenos de los productos destructores de las rocas volcánicas. Por la superficie inferior de las capas hay muchos jeroglifos. De los foraminíferos grandes en este lugar (K 891) fue determinado Sulcorbitoides pardo. El espesor de este paquete es de alrededor de 30 m. Estos depósitos, y precisamente en este lugar, - Truitt (en Bronnimann & Pardo, 1954), los ha determinado como formación Curamagley.
12. Sin un contacto claro sobre los materiales anteriormente señalados yacen areniscas de granos gruesos y brechas de fragmentos pequeños. Están constituidas (K 892) por fragmentos de rocas volcánicas, tobas, raramente calizas con un tamaño de hasta 1 cm. El cemento es principalmente zeolítico, un poco calcítico y óxido-ferrífero. Por su aspecto



exterior estos materiales recuerdan algunas areniscas de la parte superior de la formación en el Arroyo La Ciega. Con estos materiales termina el perfil de la formación en el flanco septentrional del sinclinal en el perfil -- descrito. Visiblemente un poco más alto en el perfil por la carretera Santa Clara - Manicaragua en el centro del sinclinal afloran areniscas de grano grueso hasta calizas detríticas macrofragmentarias con fragmentos de conglomerados. Están constituidas (K 912, K 913) de detritus y granos terrígenos, unidos con cemento calcáreo. Los granos terrígenos son de rocas <sup>V</sup>volcánicas, plagioclasa, piroxeno, cuarcita, calizas con un tamaño de hasta 4 mm. Estas rocas constituyen capas de distinto espesor de 0.10- hasta 1-15. m, alternándose variedades de granos más finos y más gruesos. Estos materiales en este lugar han sido denominados por Vassal (en Bronnimann & Pardo, 1954) como "formación Algarrebos".

El perfil anteriormente descrito de la formación Cotorro en el flanco septentrional del sinclinal se repite también en la ladera meridional del mismo.

De los dos perfiles descritos de la formación Cotorro (por el Callejón del Salado y el de los alrededores de Seibabo) puede verse que las variedades rocosas principales que constituyen la formación Cotorro son las tobas, las calizas detríticas y arrecifales, las calizas microgranulares, las areniscas hasta gravelitas y conglomerados.

Entre las tobas predominan las cristalovitroclásticas (K 149, K 886a, K 886c, K 887a, K 889a, K 896, K 924, K 1311, K 1315). Están representadas además tobas litocristaloclasticas (K 129, K 889b), vitroclásticas (K 148) y fuertemente modificadas (K 935, - K 947).

Las tobas cristalovitroclásticas están constituidas en su mayor parte por fragmentos de vidrio volcánico, principalmente con dimensiones afuríticas. El vidrio volcánico de los fragmentos está fuertemente alterado convertido más frecuentemente en masa microgranular de zeolitas, en minerales arcillosos microescamosos y más raramente en clorita. Entre el vidrio volcánico a veces (K 1315) hay calcita microcristalina que en lugares forma distintas acumulaciones que recuerdan restos de microorganismos. Además, raramente (K 1315, K 1311) se encuentran también restos de microorganismos con esqueleto silíceo (calcedonia) - éstas son probablemente radiolarias y esponjas silíceas. El componente cristaloclastico alcanza hasta un 10-15%. Está representado por plagioclasa (andesina, oligoclasa), cuarzo, piroxeno, más frecuentemente sólo plagioclasa. Los fragmentos de cuarzo (K 1311) son irregulares, <sup>angulosos</sup> (aristoteses), o representan cristales cortoprismáticos muy bien formados que invariablemente hablan de su origen volcánico. Sus contornos están frecuentemente redondeados, corroídos parcialmente por la lava. Algunas de las tobas contienen fragmentos únicos de andesitas y calizas arcillosas (K 887a). Parte de las tobas son calcáreas (K 886b, K 889a, K 924). La calcita, además de granos pequeños, con frecuencia forma restos de organismos. En lugares está recristalizada. En algunos sectores la calcita sustituye parcialmente o por completo los fragmentos de vidrio volcánico. Raramente (K 1315) en las tobas se observa mineral metálico no transparente, probablemente pirita que está limonitizado y ha coloreado las tobas en distintos sectores. La estructura de las tobas es cristalovitroclástica, afurítica, microgranular, en parte microescamosa, relictovitroclástica, etc."

Las tobas litocristaloclasticas están constituidas por fragmentos de andesitas, cristales de plagioclasa y piroxeno y muy pocos fragmentos de vidrio volcánico alterado. Los fragmentos andesíticos

están alterados. La estructura es cristaloclastica.

Las tobas vitroclásticas (K 148) están constituidas por vidrio volcánico alterado en zeolitas y minerales arcillosos.

Las tobas en K 947 están fuertemente alteradas, zeolitizadas y arcillosas.

Fuertemente alteradas y calcáreas son las tobas en K 935. Están constituidas por calcita y zeolitas y, en pequeñas cantidades, se contienen minerales arcillosos, granos de plagioclasa, anfíbol, -- augita. La calcita es de grano fino o forma restos de organismos. Las zeolitas a veces también rellenan restos de microorganismos. La distribución de las zeolitas y la calcita es irregular, lamellar. Los minerales restantes se encuentran bajo la forma de granos con dimensiones aleutíticas. Su cantidad es menos de un 5%. La estructura es de microgranular a granos finos.

La sucesión estratigráfica de los depósitos en la formación Cotorro, en base a los perfiles concretos descritos, puede resumirse de la forma siguiente:

- la formación Cotorro yace concordantemente sobre la formación Felipe;

- en la base de la formación, sólo en la parte occidental del sinclinal de Seibabo, se establecen calizas detrítico-organogénicas con rudistas (determinadas en el pasado como formación Bernia);

- la parte inferior de la formación está constituida principalmente por tobas con intercalaciones de calizas. Sólo estos depósitos han sido descritos inicialmente por Truitt (en Bronnizmann & Pardo, 1954) como "formación Cotorro";

- la parte media de la formación es más variada en el sentido litológico. Estas son calizas detríticas y organogénicas (arrecifales) con rudistas, determinadas también como "formación Bernia"; -

paquetes de areniscas y calizas arenosas en alternación con margas (algunos afloramientos de éstas han sido denominados como "formación Curamagüey" e "formación Algarrobo"); paquetes o capas de areniscas a granelitas y conglomerados de fragmentos pequeños; paquetes de calizas microgranulares de capas finas (denominadas en algunos afloramientos como "formación Yaya"); capas y paquetes de tobas, iguales a las de las partes inferiores y superiores de la formación;

- la parte superior de la formación está representada de nuevo principalmente por tobas con intercalaciones de areniscas y calizas arcillosas. Los depósitos de esta parte superior de la formación han sido referidos a la formación Cotorro o a la formación Hilario.

Fue realizado un intento de que algunas de las variedades litológicas de las partes centrales de la formación (paquetes de areniscas y margas, calizas detríticas y organogénicas o calizas microgranulares de capas finas) sean seguidas en el campo y mapeadas por separado. Con éxito pudieron ser mapeadas por separado sólo las calizas detríticas y organogénicas en la base de la formación y algunos paquetes que se intercalan por el centro de la formación (véase el anexo 7). Las variedades restantes litológicas no representan cuerpos lo suficientemente bien aislados para ser mapeados por separado.

3. Límites y espesor. Los límites físicos de la formación en el volumen anteriormente descrito son lo suficientemente claros. El límite inferior se marca por el surgimiento de tobas sobre los sedimentos terrígenos de la formación Felipe. Ya fue señalado que en la parte occidental del sinclinal de Seibabo entre los sedimentos terrígenos de la formación Felipe debajo y los sedimentos tobáceos de la formación arriba, se establecen calizas detrítico-organogénicas con rudistas (Berrettia, etc.). Las relaciones a la


formación Cotorro debido a que éstas por su facies no se diferencian de las calizas que se intercalan más arriba (por el medio) en el perfil de la formación Cotorro.

El límite superior de la formación está erosionado. Esta es la formación más joven de edad Sononiano de la región descrita. - Al sur del poblado de Antón Díaz ésta se cubre discordantemente - por los depósitos de la formación Guanaja con edad Maestrichtiano.

El espesor de la formación, calculada en la parte occidental del sinclinal de Seibabo es de alrededor de 1 200 m. En la parte oriental de la misma estructura, debido a que una gran parte de los depósitos están denudados, éste es menor y no sobrepasa los 600-700 m.

4. Fauna y edad. En la literatura geológica manuscrita (Bronnemann & Pardo, 1954) la edad de los depósitos que entran en el volumen de la formación Cotorro, ha sido determinada así como sigue: para la formación Cotorro (en el sentido de la parte inferior de la formación descrita por nosotros) se señala edad Cretácico superior - "Globotruncana lapparenti group zone within the orbited assemblages". La misma edad se acepta también para las denominadas "formación Yaya" y "formación Curamaybey" (= areniscas y calizas arenosas en cambio con margas para la primera "formación", y calizas microgranulares para la segunda "formación" de la parte central de la formación Cotorro en el volumen descrito por nosotros). Para la "formación Bernia" (= calizas detríticas y organogénicas en las partes más inferiores y centrales de la formación) y para la "formación Algarrobos" (= areniscas, intercaladas en las partes centrales de la formación) se señala edad Cretácico superior o más joven. De la denominada "formación Bernia" se mencionan los siguientes fósiles: *Gambelina* sp., *Textularia* sp., *Millolidae*, *Oligostegina*-1, *Lockhartia* sp. o *Retalia*, *Lithothamnium*

sp. (del Cretácico). De la denominada "formación Algarrobos" se mencionan: *Globotruncana* cretacea, *Gl. contusa*, *Gl. stuarti*, *Gl. ex. gr. lapparenti*, *Gl. sp. Gumbelina* sp., *Oligostegina*-1,2, *Globigerinella* sp., *Locuhartia* sp., *Rotalia* sp., *Pseudorbitoides*<sup>2</sup>, *Pseudorbitoides* e *Vaughaniana*, *Sulcoperculina* sp., fragmentos de orbitoides, Ostracoda, Radiolaria, *Lithothamnium*, fragmentos de rudistas.

 La formación Cotorro no es pobre en fósiles. Los restos de organismos en muchos casos son elementos formadores de las resas (en las calizas detríticas y organogénicas, las calizas microgranulares, las calizas arenosas).

De las calizas detríticas y organogénicas en muchos lugares fueron recogidos foraminíferos grandes, en los cuales fueron determinados: *Sulcorbitoides pardei* (muestras K 891, K 903, K 911), *Pseudorbitoides trechmani* (muestras K 906, K 1039, K 1042) y *Pseudorbitoides israelskyi* (K 893).

Las calizas organogénicas están constituidas principalmente por rudistas, corales, gasterópodos, etc. De las rudistas (muestras D 115, K 893, K 903, K 920, K 921, K 926, K 933, K 981, K 986, K 1028) predominan los representantes del género *Barrettia* (*B. monilifera*, *B. multilirata*), *Bournonia*, *Biradiolites*, etc. De los gasterópodos (muestras D 113, K 893, K 920, K 1028) abunda el género *Nerinea* (*N. epelys*).

De los sedimentos de la formación Cotorro provienen también los fósiles determinados por M.G. Rutten (1936a, 1936b) de sus localidades: A-330, H-143, L-483, L-540, V-151, precisamente: *Vaughanina cubensis* (A-330, H-143, L-483, V-151), *Lepidorbitoides* sp. (H-143), *Barrettia monilifera* (L-483), *Biradiolites cubensis* (L-540), *Biradiolites* cf. *lameracensis* (L-540), *Plagioptychus antillarum* (L-540).

La fauna de foraminíferos grandes, rudistas y gasterópodos de la formación Cotorro es igual a la de la formación Palmarito.

En la descripción del perfil por el Arroyo La Ciega señalamos que allí en una capa de arenisca de granos gruesos por el medio de la formación se encontraron una gran cantidad de ammonites (muestra K 940). De ellos fueron determinados: *Eupachidiscus* sp., *Hauericeras* sp. indet., *Ferresteria* (Harleites) sp., *Parapuzosia* sp. En la colección de esta localidad hay también algunos ejemplares muy bien conservados, probablemente nuevos tipos de la familia *Collignoniceratidae*.

Muchas muestras de las margas de esta formación fueron lavadas para microfauna, pero sólo en algunas de ellas se establecieron comunidades pobres, mostradas en la tabla 22.

Una asociación microfósil interesante fue determinada de la muestra K 938, que proviene de las partes centrales de la formación en el perfil por el Callejón del Salado (véase la tabla 22). Esta comunidad puede interpretarse como coniasiana o santoniana. En la muestra K 938 en el mismo perfil la microfauna (véase la tabla 22) muestra edad campaniano-maestrichtiana<sup>2)</sup>.

La edad de la formación Cotorro es más vieja que el Maestrichtiano que se determina por el hecho de que los sedimentos maestrichtianos yacen discordantemente sobre ella. En base a la fauna determinada y principalmente a los ammonites, lo más probable es que la formación Cotorro tenga edad Santoniano.

-----

<sup>2)</sup> Esta anomalía en la sucesión de estas asociaciones merece ser verificada con una nueva investigación de muestras de los mismos materiales. Es posible que exista alguna mezcla de la muestra K 936 con pruebas de otras localidades.

## MICROFOSILES DE LA FORMACION COTORRO

TABLA 22

LOCALIDADES	K 651*	K 897**	K 936**	K 938**	K 945**	K 1040**	K 1312***
ESPECIES							
Clavibergella sp.				+			
Globigerinelloides bentonensis				+			
Praeglobotruncana stephani				+			
Globotruncana renzi angusticarinata	+			+			
Globotruncana arca	+		+				
Globotruncana concavata				+			
Globotruncana contusa			+				
Globotruncana fornicata	+						+
Globotruncana gagnebini	+						
Globotruncana cf. linneiana			+				
Globotruncana petaloidea	+						
Globotruncana stuarti			+				+
Globotruncana ventricosa	+						
Globotruncana sp. indet.					+		
Guembelina globulosa	+			+			
Guembelina pulchra	+						
Pseudoguembelina cf. cornuta							+
Heterohelix morremani				+			
Heterohelicoides					+		+
Cublerina ornatissima				+			
Flabellina rugosa	+						
Cibicides ex gr. voltzianus	+						
Robulus sp.	+						
Radiolaria		+				+	+

\* Determinados por Y. Vaptzarova

xx Determinados por Sarra Arruti, P. Borro y A. Garcia

xxx Determinados por Dr. A. de la Torre en sección delgada



Depósitos santonianos en la región de Arimao

La región alrededor del poblado de Arimao (fig. 66), al sur - este de la ciudad de Cienfuegos está constituida de vulcanitas que en el pasado (Thiadena, 1937a; Hill, 1959) han mapeado como forma- ción Tobas. Las observaciones de campo y las determinaciones de-- (de) laboratorio mostraron que estos depósitos por sus particulari- dades litológicas se diferencian esencialmente de las vulcanitas- <sup>de</sup> (de) la formación Tobas. Las calizas que están estrechamente liga-- das con la distribución de estas vulcanitas también son diferen-- tes de las calizas de la formación Tobas. Los fósiles que encontra- mos en estas calizas (ammonites) permitieron determinar su edad y santoniana. El complejo de rocas volcánicas básicas y cuerpos len- ticulares de calizas que yace sobre la formación Tobas y se cubre discordantemente por los sedimentos del Maestrichtiano (formación Cantabria), significamos como formación Arimao. Las calizas sepa- ramos como unidad litoestratigráfica independiente bajo el nombre de Moscas con el rango de miembro de esta formación. Sigue la des- cripción de la formación Arimao y su miembro Moscas.\*

**Formación Arimao**

1. Nombre y antecedentes. Denominamos a la formación por el nombre del poblado de Arimao, situado en la carretera de Cienfuegos a Trinidad.

Esta formación se separa por primera vez como unidad litoestra- tigráfica independiente. En los mapas geológicos existentes las - áreas ocupadas por la formación Arimao están señaladas como forma- ción Tobas.

2. Litología, distribución y localidad típica. Las principa- les variedades rocosas que forman la formación Arimao son basaltos, lavabrechas basálticas, andesitas piroxénicas y tobas. A veces en

la base de la formación entre las rocas volcánicas aparecen calizas arrecifales y detríticas y algunas areniscas y arcillas. Las calizas y los sedimentos arcilloso-arenosos de la formación Arimao -- los separamos como miembro Moscas de la formación y serán descritos aparte.

La formación Arimao tiene una distribución pequeña en la superficie, en las partes suroccidentales de la provincia de Las Villas. Estas son tres regiones separadas una de otra, a saber: -- a) la localidad San Ignacio - al noroeste de Cienfuegos y al nor-este del antiguo central Carolina; b) el valle del Río Arimao y - el Río Las Moscas, alrededor del poblado de Arimao; c) al sureste del poblado de Guajmico, por la carretera de Cienfuegos a Trinidad.

En la base de la formación en la localidad San Ignacio (K 36) afloran conglomerados, formados de fragmentos calcáreos, fragmentos de corales, rudistas, briozoos y de rocas volcánicas. Estos últimos están bien redondeados, mientras que los calcáreos y los organismos son angulares o están débilmente redondeados. El tamaño de los fragmentos es de milímetros a 3-5 cm. El cemento es arenoso de la misma composición. En éste se encuentran muchas espinas de equínidos. Hacia arriba (K 2658, G 524, G 526) hay varios afloramientos de tobabrechas con fragmentos de tamaño hasta 60-70 cm. En G 526 sin interrelaciones directas con las tobabrechas afloran calizas blancas, organógeno-detríticas que forman -- una franja ancha alrededor de 20 m.

Visiblemente entre los materiales anteriormente señalados -- de la formación Arimao en K 54 afloran rocas oscuras a negras con pórfiros de piroxeno y olivino y matriz compacta. La forma del -- cuerpo es de dique con dirección  $110^{\circ}$ , de 1-2 a 5 m de ancho y -- largo de 30 m aproximadamente. Forma una pequeña irregularidad del

terreno. La roca (K 54) es una variedad holocristalina del basalto olivínico, formada de olivino, piroxeno monoclínico, plagioclasa, Entre los fenocristales por el tamaño predominan los de olivino y el piroxeno (labrador) y mineral metálico. Estos también varían en tamaño y -- junto con los fenocristales plagioclásicos de dimensiones medianas paulatinamente pasan a cristales microlíticos que forman la matriz de la roca. Se observa una serpentización débil por las grietas en el olivino y el piroxeno. La estructura de la roca es porfírica y micropoiquilítico-efítica para la matriz.

Las vulcanitas más ampliamente distribuidas de la formación Arimao se encuentran en el área del poblado de Arimao (fig. 66). Habitualmente los afloramientos son muy buenos y permiten observar todas las variedades litológicas de las vulcanitas. Están representadas por lavobrechas, basaltos, andesitobasaltos, andesitas, toba brechas y tobas. Las vulcanitas de la formación Arimao tienen coloraciones características. Generalmente son oscuras a gris negras, pero muy frecuentemente <sup>predominan</sup> sus tonos característicos rojizos, violetas, gris verdosos y verdosos. Las rocas de esta formación afloran muy bien en el poblado de Arimao. En la excavación de la carretera al sur del puente del Río Arimao, a lo largo de más de 200 m, afloran basaltos de color gris negro a negro con un matiz verdoso, en los cuales microscópicamente se observan cristales de olivino -- (P 147, P 147a), así como basaltos de color rojizo violeta, compactos, con matriz de vidrio y muchas amígdalas (muestra P 147b).

Los basaltos (P 147) son olivínicos. La roca está formada por cantidades iguales de minerales porfíricos y matriz. Los minerales porfíricos son olivino y plagioclasa. También se encuentran pórfiros pequeños, aislados, de biotita opacitizada y plagioclasa. El olivino aparece en individuos redondeados en las puntas y las paredes, corroídos por la matriz. Por las grietas está alterado a serpentina - minerales ferrohidroóxidos, o a mineral verdoso parecido a -- clorita con granitos minerales entremezclados, probablemente magnéticos.



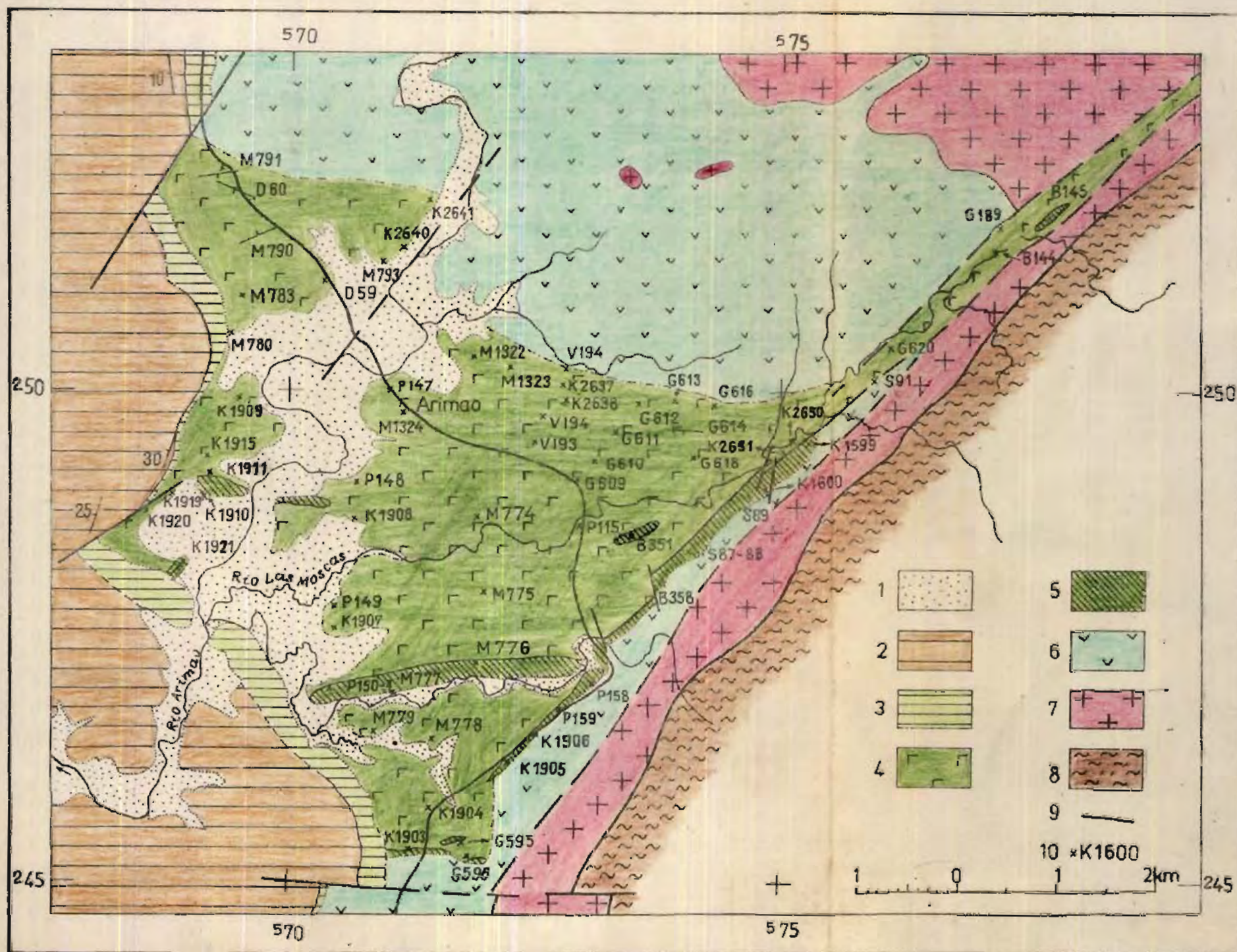


Fig. 66 MAPA GEOLOGICO DEL AREA DE ARIMAO

1 - Cuaternario; 2 - Formación Vaquería (Paleógeno); 3 - Formación Cantabria (Maestrichtiano); Formación Arimao (Santoniano); 4 - Vulcanitas; 5 - Calizas (Miembro Moscas); 6 - Formación Tobas (Cretácico inferior-Turomiano); 7 - Granitoides de Manicaragua y anfibolitas; 8 - Esquistos de Trinidad (Triásico-Jurásico(?)); 9 - Contacto tectónico; 10 - Números de campo de las localidades.



El piroxeno es monoclinico, por las hendiduras está insignificante mente serpentizado. Es interesante la presencia de distintas es camas de biotita opacitizada. En la matriz holocristalina se defa rencian microlitos plagioclásicos, granos piroxénicos y granos de minerales metálicos. La plagioclasa por su composición es bitow nita a labrador. La estructura es porfírica.

En los basaltos (P 147a) macroscópicamente se diferencian fe nocristales olivínicos y pseudomorfosis hematíticas por el piroxe ne. En las investigaciones microscópicas se observan pórfiros de piroxeno monoclinico variables en tamaño y la presencia de granos de minerales metálicos - pseudomorfosis por el mineral fémico. Es tos están dispuestos entre una matriz no bien recristalizada, en la composición de la cual se diferencian microlitos plagioclási cos y granos de minerales metálicos.

En los basaltos amigdaloides (P 147b) en la matriz vítrea con microlitos plagioclásicos no claramente diferenciables, están dis puestos fenocristales de piroxeno monoclinico de dimensiones pe queñas a medias. La roca es abundante de pequeñas amígdalas, fue cuentemente de forma irregular, rellenos de ópalo, ópalo y calce donia, o de calcita. La estructura de la roca es hialopelítica, - amigdaloides.

Al sur de los afloramientos basálticos de la carretera (P 147), la lomita en la parte sureste del poblado (M 1324) está formada de una roca fresca con macropórfiros de piroxeno. Los pórfiros tienen dimensiones variadas y alcanzan hasta 2 cm. Macroscópicamente estas rocas son andesitas piroxénicas. La matriz de la roca es fina a e criptocristalina. Las rocas son andesitas piroxénicas con matriz gris verdosa a débilmente rosada.

Los contactos de estas andesitas con los basaltos no se observan

pero no cabe duda alguna, que son una parte del complejo volcánico básico que separamos como formación Amaro. Además de encontrarse en este lugar, semejantes andesitas con pórfiros grandes de piroxeno forman también la lomita situada a unos 1.5 km al norte del poblado de Arimao, al oeste del Río Arimao (K 2640).

Los afloramientos de las vulcanitas alrededor del poblado de Arimao los proponemos como localidad típica para las vulcanitas de la formación Arimao.

En los demás afloramientos los basaltos y las andesitas vienen acompañados por lavabrechas basálticas y andesíticas, tobabrechas y tobas. Las vulcanitas de esta formación afloran bien a unos 2 km al este de Arimao (G 609, G 613, G 615).

Las investigaciones microscópicas permiten completar la característica de los basaltoides de la localidad típica. Los basaltos olivínicos están ampliamente distribuidos. En G 611 el olivino se diferencia también macroscópicamente. En este lugar los basaltos afloran en una franja de 100 m y probablemente pertenecen a la misma colada de la localidad típica. La roca está formada de pórfiros de olivino, plagioclasa y piroxeno. Por la cantidad y el tamaño predominan los fenocristales del olivino, frecuentemente corrosivamente redondeados, por las grietas débilmente serpentinizados y ferritizados. Los pórfiros piroxénicos no están alterados y raramente poiquilíticamente incluyen la matriz. La plagioclasa es labrador. Sus cristales tabulares más grandes son como los microfenocristales y, los más pequeños son microlitos grandes. En la matriz hay además granos piroxénicos y magnetíticos. Se observa también un poco de vidrio volcánico y más raramente mineral carbonático. Frecuentemente los microlitos plagioclásicos forman entre sí intersticiones rellenas de granos piroxénicos y minerales metálicos, matriz o vidrio volcánico. Anfloga es la característica --

microscópica de los basaltos olivínicos de G 610 y VI 94. Caracte-  
rístico para los basaltos de G 610 es la existencia de pseudomorfo-  
sis de tipo opacítico, probablemente de mineral biotítico. El pol-  
vo mineral a veces sustituye a todo el cristal escamoso del mine-  
ral félico. Pueden observarse relictos biotíticos si naturalmente  
la biotita no está formada por alguna de la pseudomorfosis de mine-  
rales metálicos. El cuerpo basáltico en G 610 aflora a lo largo -  
de 300 m.

En el intervalo descrito en alternación con las tobabrechas-  
y tobas (G 612) alteradas de color cremoso afloran andesitas bre-  
chosas cremosas oscuras (G 612), andesitas compactas gris oscuras  
casi negras (G 612a), andesitas granulares grises (G 612b). En la  
generación porfírica de las andesitas postmagmáticamente altera-  
das (G 612a) hay plagioclasa, piroxeno y anfíbol. La plagioclasa-  
es probablemente andesina, sericitizada y débilmente carbonatizada.  
Los fenocristales anfibólicos dominan en tamaño. Por las grietas  
están rellenos abundantemente con carbonato. El piroxeno es mono-  
clínico, representado por fenocristales aislados de tamaño media-  
no. En la matriz de la roca predominan los microlitos plagioclási-  
cos. Su composición se complementa con granitos de minerales metá-  
licos, vidrio volcánico en parte cloritizado y cuarzo secundario-  
y carbonato. En G 612b se observan los mismos minerales. Sólo la-  
cantidad de piroxeno es mayor y la roca puede caracterizarse como  
andesita piroxénica alterada. Están intensamente manifestadas las  
alteraciones postmagmáticas también en G 613 y G 616. Aquí el anfí-  
bol está presente intensamente. En lugares forma agregados (G 616)  
y es claramente un mineral secundario. El color varía de marrón a  
marrón verdoso. En la matriz hay cuarzo secundario, clorita, car-  
bonato y un poco de epidota. Hay rasgos de estructura intersep-  
tal. También están hidrotermalmente muy alterados los hialobasaltos

(G 189). Estos son afíricos, con muchos vacíos de forma irregular y dimensiones variadas. La matriz es vítrea, marrón rojiza, con un alto índice de refracción. Se observan muchos microlitos de plagioclasa, carbonatizada y sericitizada. Los vacíos de la roca en su mayor parte están rellenos de clorita, más raramente de carbonato. La estructura es hialopelítica. Al noroeste, oeste y sur del poblado de Arimao la formación está representada por la misma facies. Predominan los basaltos, las andesitas y lababrechas de color rojizo o gris oscuro a negro de matiz verdoso, con algunas intercalaciones de tobabrechas y tobas. No se han realizado investigaciones microscópicas detalladas.

Las tobas en D 60 han sido investigadas microscópicamente. Están formadas de fragmentos pequeños o cristalitas enteros de minerales feldespáticos y muy raramente de fragmentos de rocas. Los cristaloelastatos son casi todos de oligoclasa y más raramente de feldespato potásico. El tamaño de los granos varía de 1 a 0.01 mm. Muchos de los granos feldespáticos están parcial o íntegramente carbonatizados. Muy raramente se observan también granitos de cuarzo. Los fragmentos rocosos son de andesitas. La estructura de las tobas es psamoaurítica, cristaloelástica. Junto con las tobas afloran también tobabrechas formadas de fragmentos redondeados, semiredondeados y principalmente angulosos de rocas muy duras de composición andesítica, cementadas con un cemento arenoso-tobáceo duro. La selección de los fragmentos es mala. Estos son de dimensiones de 1 a 30 cm.

Tobabrechas, relativamente en mayor cantidad, se localizan al sur de Arimao (M 775, M 778, K 1904, K 1905). Están compuestas por fragmentos de andesitas de diferente color, con un tamaño de 0.10 a 0.20 m. Predominan los fragmentos de dimensión hasta 2 cm.

En la localidad M 791 y la localidad K 2641 las vulcanitas -



fuertemente alteradas hidrotermalmente: silicificadas y piritizadas. En K 2641 se encuentran vetas de cuarzo y en las grietas se observa azurita.

Los afloramientos más surorientales de la formación Arimao se observan al sureste de Guajímico. Aquí los materiales de la formación Arimao se observan como una franja estrecha (G 561, G 563). El ancho de la franja es de 1 a 2 km, y su longitud de 3 a 4 km. Al sur del camino Cienfuegos - Trinidad las rocas son lavabrechas basálticas y andesíticas de color rojizo violeta, característica para la formación, y un poco de calizas del miembro Moscas.

2.1. Miembro Moscas. Entre las vulcanitas de la formación Arimao, en varios lugares, se encuentran calizas que separamos como miembro de esta formación bajo el nombre de "miembro Moscas", por el nombre del Río Las Moscas.

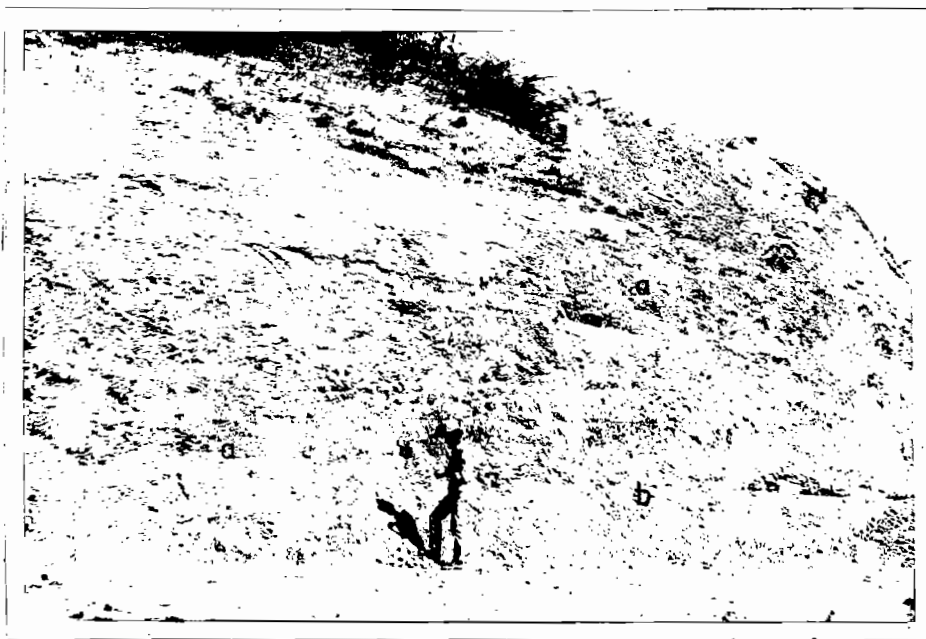
Como localidad típica proponemos los afloramientos por el nuevo camino del poblado Arimao a Cumanayagua, a 12 km al oeste de Cumanayagua (K 1600, coordenadas:  $y = 249.00/x = 574.85$ ) y las alturas situadas al norte de éste (fig. 67, 68).

El perfil en este lugar, del sur al norte (y de abajo hacia arriba) es el siguiente:

- la base de la formación Arimao no se observa, pero probablemente representa vulcanitas de la formación Tobas;
- en la base del perfil afloran alrededor de 4 m de conglomerados, formados de pedazos bien redondeados de rocas volcánicas. El tamaño de los fragmentos varía de 1-2 a 25 cm. La cantidad de los fragmentos predomina sobre el cemento. Este último es arenoso, formado por los productos destruidos de las rocas volcánicas;
- sobre los conglomerados yacen calizas de textura nodular



**Fig. 67** Vista general del afloramiento de las calizas del Miembro Moscas de la formación Arimao en la localidad tipo. Terraplén de Cumanayagua a Arimao (K1600; coords:  $y=249,00$   $x=574,85$ ). Foto: I. Kantchev.



**Fig. 68** Pequeñas fallas entre los conglomerados (b) y las calizas nodulares (a) del Miembro Moscas en la localidad tipo. La misma localidad que la figura No. 67. Foto: I. Kantchev

(fig. 69,70). De color gris oscuro, azulados en superficie fresca y, grises después de intemperizadas. Muy característica para estas calizas es la textura nodular. Los nódulos tienen forma irregular, alargada, con un tamaño de 20-30 cm, sin límites claros con la parte restante de la roca. Los nódulos están formados de caliza detrítica (fragmentos de organismos, unidos con cemento calcítico microgranular y recristalizado). La masa cementante entre los nódulos es relativamente más arcilloso-arenosa y tiene un color más oscuro.

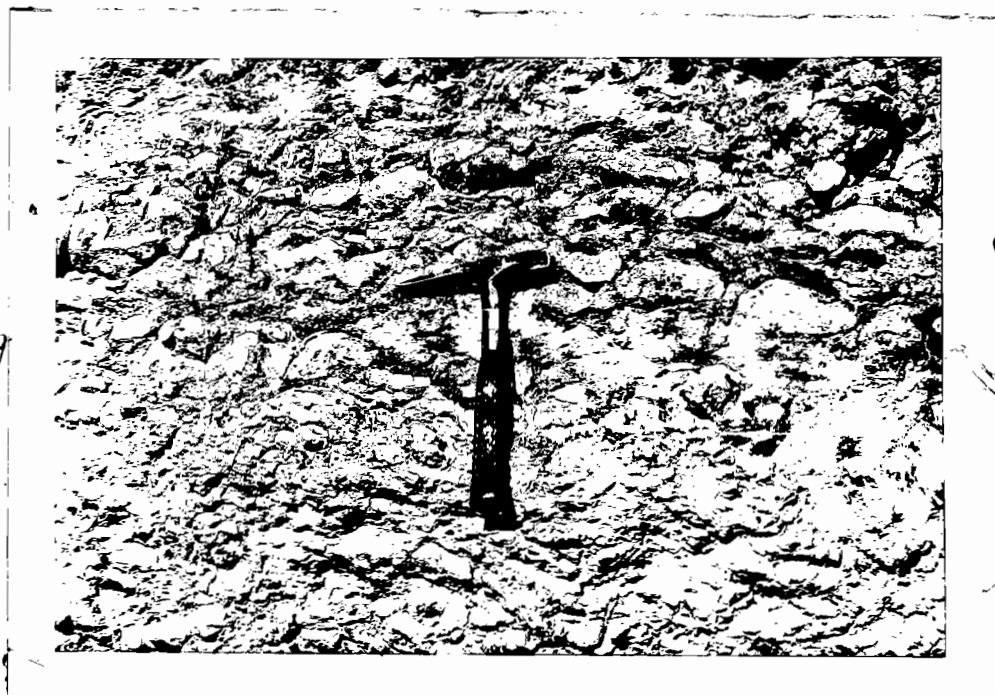
Irregularmente en el corte, las calizas contienen mezclas terrígenas de material vulcanógeno. En distintos sectores su cantidad aumenta y la roca pasa a arenisca calcárea, -- también con textura nodular.

Los nódulos de las calizas son más resistentes y al intemperizarse quedan aislados en el suelo.

Las calizas nodulares son ricas en restos fósiles: Pelecípoda (Phaladonia, Spondilus, Vaccinites, etc.), Gastropoda (Turritella, Actaeonella, etc.), corales y ammonites. De los rudistas fueron determinados: Vaccinites inaequicostatus mactillavry (Palmer), y de los ammonites Texanites sp. indet., Paralenticerias aff. steversi (Gerhard), Austinicerias sp. indet.

El espesor de las calizas nodulares en este perfil es de -- alrededor de 50-60 m. Afloran como una franja ancha de alrededor de 100-120 m y se siguen a una gran distancia a lo largo del camino.

Por el límite de las calizas nodulares y los conglomerados situados debajo, se observa una pequeña falla con dirección 30° y espejos tectónicos con estrías horizontales, que ---



**Fig. 69** Caliza nodular del miembro Moscas de la formación Arimao. La misma localidad que la figura No. 67  
Foto: I. Kantchev



**Fig. 70** Detalles de la caliza nodular del miembro Moscas de la formación Arimao. La misma localidad que la figura No. 67

Foto: I. Kantchev

sugieren un traslado horizontal del bloque noroccidental - al noreste (fig. 68);

- alrededor de 10-15 m de intervalo de suelo;
- siguen calizas gris abigarradas, de estratos gruesos. Están formadas de detritus de organismos y un poco de granos terrígenos. A diferencia de las calizas anteriores, son de textura masiva y mucho más duras. Forman las alturas al noroeste del camino. Su espesor es de alrededor de 20-30 m;
- inmediatamente sobre las calizas no hay afloramientos, pero al norte y arriba de ellas en el Río Las Moscas, afloran las vulcanitas de la formación Arimao;

El espesor total del miembro Moscas en este corte es de alrededor de 80-100 m.

Las calizas del corte anteriormente descrito parecen incluidas entre las rocas volcánicas (basaltos y andesitas) de la formación Arimao.

También en los afloramientos restantes al miembro Moscas está representado por la misma facies. Las alteraciones faciales se manifiestan en la disminución o el aumento del componente terrígeno y, en lugares, las calizas nodulares pasan a areniscas calcáreas también con textura nodular. En lugares se intercalan paquetes de margas arcillosas alauríticas. Las calizas detríticas masivas en algunos afloramientos pasan a calizas arrecifales, formadas de rudistas (B 145, etc.).

Los sedimentos del miembro Moscas se localizan bajo la forma de pequeñas manchas o franjas, mostradas en la fig. 66.

Los afloramientos más occidentales se encuentran en el valle del Río Arimao, al sureste del pueblo de Arimao. A 2 km al sureste del pueblo de Arimao en la orilla derecha del río, los -

sedimentos de este miembro forman una pequeña loma, al norte de la cantera para arena. Allí el perfil es el siguiente (de abajo a arriba) del norte al sur:

- en la base se encuentran lavobrechas andesíticas rojas con grandes pórfiros de material félico (K 1911) de las vulcanitas de la formación Arimao;
- varios metros de calizas arenosas nodulares;
- alrededor de 5-6 m de calizas detríticas gris azuladas en superficie fresca, en superficies intemperizadas, blancas; con textura masiva y estratos gruesos;
- alrededor de 30 m sin afloramientos;
- alrededor de 10 m de calizas detríticas de estratos gruesos;
- alrededor de 100 m de calizas arcillosas-arenosas a arenosas arcillosas calcáreas con textura nodular (K 1910). Con estos materiales termina el perfil y al sur siguen las sedimentaciones aluviales del Río Arimao.

Los estratos en este corte se hundén alrededor de 40-45° al sureste.

En este corte se ve que las calizas detríticas aparecen como paquetes separados entre las calizas nodulares.

A alrededor de 1 km al sur de los afloramientos descritos, inmediatamente debajo de las calizas del Maestrichtiano (formación Cantabria), hay un pequeño afloramiento (K 1921). En este lugar se ve muy bien la disposición discordante de los sedimentos maestrichtianos sobre las calizas del miembro Moscas.

Un mayor afloramiento de las calizas del miembro Moscas se encuentra en el valle del Río Matagua, a 3 km al sur de la aldea de

Arimao (P 150-54, M 776-77). Estas forman una loma estrecha y larga (100-150 m) por la orilla derecha del Río Matagua.

En la base del perfil, en el lado norte de la loma, afloran varios metros de areniscas fuertemente calcáreas a calizas arenosas con textura nodular. Sobre ellas siguen calizas detríticas macrogranulares que forman la loma. En la parte más occidental de la loma éstas pasan a calizas arrecifales formadas de rudistas -- (Vaccinites, etc.).

Al sur del Río Matagua, paralelamente a la carretera a Trinidad (P 158, P 159, K 1906, K 1905), se extiende una franja más de las calizas del miembro Moscas. Estas calizas son detríticas que pasan a calizas arrecifales, formadas de rudistas. En su base (K 1906) afloran varios metros de margas arcillosas gris oscuras a arcillas calcáreas (K 1906).

Otro afloramiento en la región de Arimao que merece ser señalado, se encuentra en B 145, a unos 8 km al suroeste de Cumanayagua, un poco al norte del camino. Aquí afloran calizas arrecifales de color gris azulado, formadas casi exclusivamente por los representantes de las especies Vaccinites. De ellas se determinó Vaccinites inaequicostatus magillavry (Palmer).

Además de encontrarse en la región de Arimao, las calizas -- del miembro Moscas se establecen también en la región al sureste de Guajímico entre las vulcanitas de la formación Arimao. Las calizas en estos lugares forman dos pequeñas lomas al sur de la carretera a Trinidad (G 552, K 2469, K 2647). Estas son calizas arenosas de color gris azulado con textura nodular o calizas detríticas masivas, iguales a las de la localidad típica. Las calizas de estos afloramientos están recristalizados y pasan a mármoles.

3. Límites y espesor de la formación Arimao. La formación -- Arimao se extiende transgresivamente sobre la formación Tobas. --

Esto se ve bien por el Callejón San Ignacio (K 30), donde en la base de la formación se encuentran varios metros de conglomerados.\*

En la región del Río Arimao las vulcanitas de la formación Arimao también se disponen sobre las de la formación Tobas.

El límite superior de la formación es erosional. Sobre la formación Arimao se disponen clara y discordantemente los sedimentos del Maestrichtiano (formación Cantabria).

El espesor de las vulcanitas de la formación Arimao es difícil de evaluar. Muy probablemente es del orden de 300-500 m por evaluaciones completamente aproximadas. El espesor de las calizas incluidas entre las vulcanitas, es de varios metros hasta 8-100 m, en raros casos más.

4. Fauna y edad. Las calizas del miembro Moscas son ricas en restos fósiles. De la localidad típica se determinaron los ammonites: *Texanites* cf. *americana*, *Lastwitz*, *Texanites* sp. indet., *Paraleuticeras* aff. *silversii* (Gerhardt), *Austiniceras* sp. indet.

De las rudistas (B 145a, K 1600) se determinaron: *Vaccinites inaequicostatus macgillivrayi* (Palmer).

Las investigaciones microfaunísticas en sección delgada (M 776, M 777) establecieron sólo fragmentos de rudistas, algas (probablemente *Lithothamnium* sp. y otros). Las investigaciones microfaunísticas por el método de lavado (K 1600, K 1906, K 1909) tampoco dieron resultado. Sólo en la muestra K 1906 se establecieron ejemplares de *Globotruncana* cf. *lapparenti* Brotzen, y en K 1909 e indeterminables Ostracoda.

Llama la atención que las calizas del miembro Moscas no contienen grandes foraminíferos.

Los ammonites encontrados muestran la edad Santonianiano para las calizas del miembro Moscas y las vulcanitas que las incluyen de la



formación Arimaó. Es interesante señalar que *Paraleuticeras silver* si (Gerhardt) de Las Antillas ha sido encontrada (Reeside, 1947) - en la península meridional de Haití en fragmentos calcáreos aislados entre los afloramientos basálticos.

Depósitos santonianos en la región al suroeste  
de la ciudad de Sancti Spiritus

Los depósitos con edad santoniana en la parte suroriental de la provincia de Las Villas tienen una distribución muy limitada -- (fig. 71). Estos afloran en el curso superior del Río Manacas y su afluente Arroyo Jarao y en pequeño afloramiento en el Camino de -- las Yayas. Los depósitos santonianos en los lugares señalados están presentados por sedimentos volcanogénicos y un poco de calizas. La facies de los depósitos es muy similar, y algunas rocas son completamente iguales con las de la región de Arimaó. El complejo de sedimentos volcanogénicos con edad santoniana de esta parte de la provincia denominamos "formación Jarao", cuya descripción sigue:

**Formación Jarao**

En la región al suroeste de Sancti Spiritus (fig. 71) aflora una serie vulcanógeno-sedimentaria que denominamos "formación Jarao", según el nombre del Arroyo Jarao.

1. Litología y localidad típica. En la constitución de la formación Jarao una mayor participación tienen las tobas volcánicas y menor, las rocas efusivas, las calizas, las areniscas y los conglomerados.

Las tobas tienen un color verde a verdoso que, en condiciones de meteorización, pasa a amarillento y amarillento carmelitoso. Predominan las tobas vitroclásticas de granulometría fina, apareciendo con menos frecuencia las capas de tobas litocristaloclasticas.

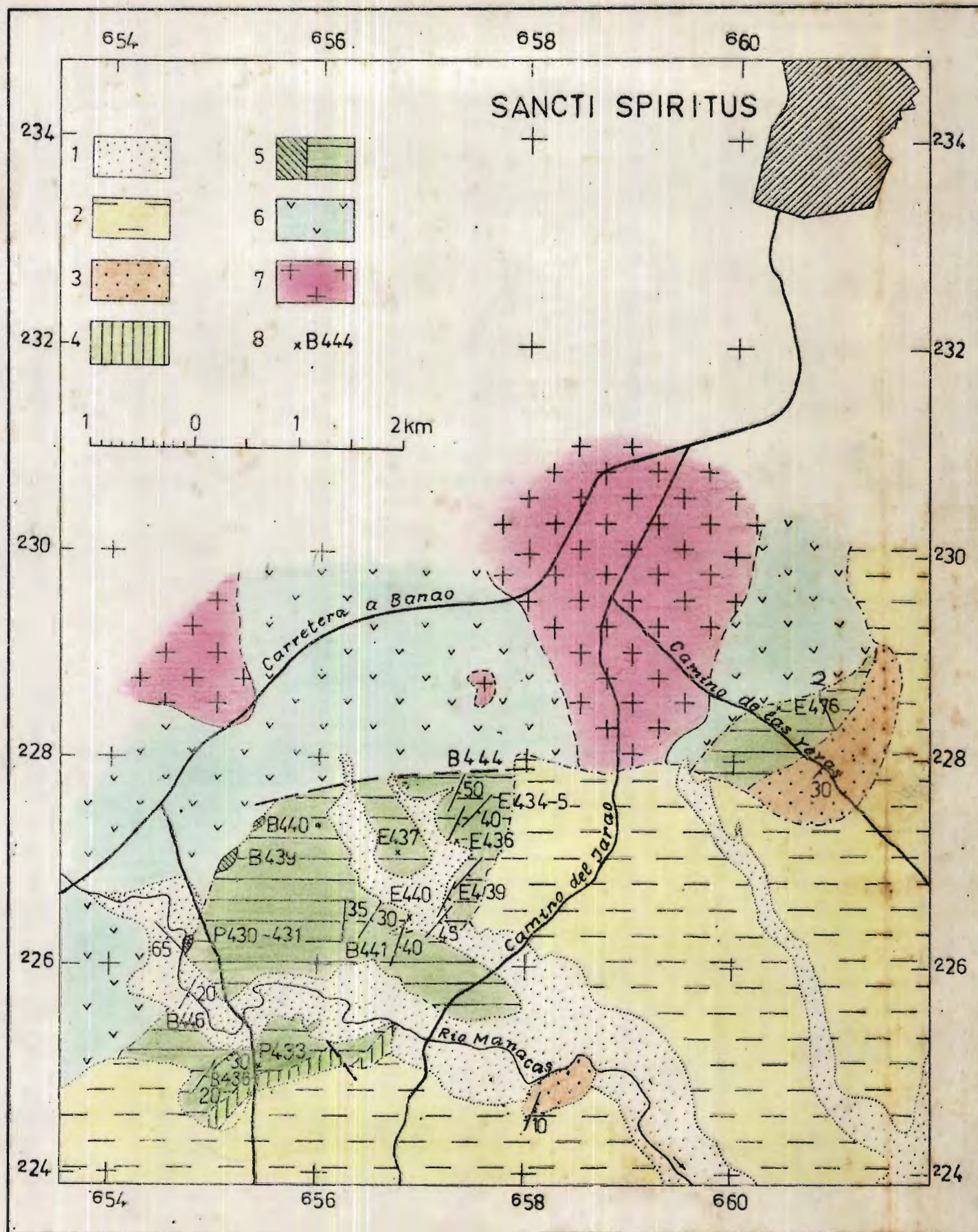


Fig.71 ESQUEMA DE LA DISTRIBUCION DE LA FORMACION JARAO  
 1-Cuaternario; 2-Mioceno; 3-Eoceno superior; 4-Maestrichtiano;  
 5-Santoniano -Form.Jarao (a-calizas; b-tobas y vulcanitas);  
 6-Cretácico inferior - Turoniano; 7-Granitoides de Manicaragua;  
 8-Numeros de campo de las localidades.



Por regla, las tobas están intensamente alteradas, cloritizadas y zeolitizadas; los límites entre los distintos granos se encuentran borrados.

Ciertas tobas que se encuentran en capas son intensamente calcáreas pasando a tufitas. Por regla, las tufitas aparecen bien estratificadas en capas finas. Por todo el perfil se observa una alternación ininterrumpida de tobas de ceniza, de granulometría fina, tobas de granos más grandes y tufitas.

En los afloramientos de la formación Jarao por el camino Guasimal, aparecen tobas masivas de color gris verdoso que están completamente zeolitizadas y convertidas en zeolitas. Su estructura es microgranular, vitroclástica relicta. Por su composición y grado de alteración estas tobas son absolutamente iguales a las de la formación Hilario. En casos muy ocasionales aparecen en el perfil intercalaciones finas de rocas efusivas con pórfiros de plagioclasa, intensamente meteorizadas, probablemente de composición andesítica.

En la base de la formación (en las localidades P 430, B 439, B 440, E 426) a simple vista se observan cuerpos lenticulares de caliza. Las calizas son de color gris azulado cuando se trata de superficie fresca y, de color azul claro o gris amarillento cuando están meteorizadas. Están constituidas por fragmentos de restos orgánicos (detritus) de distintas dimensiones (de hasta 3-4 mm) de contornos irregulares o semirredondeados cementados con calcita microgranular o recrystalizada. En ciertos tramos las calizas contienen impurezas terrígenas no uniformemente distribuidas y granos de rocas volcánicas.

En algunas localidades (E 426) además de las calizas detríticas de estructura masiva afloran calizas de estructura nodular, absolutamente iguales a las del miembro Moscas de la formación

Arima.

Unicamente en un lugar (B 144) en las proximidades inmediatas de la base de la formación afloran unos cuantos metros de areniscas macrogranulares a conglomerados de fragmentos pequeños de granos bien redondeados de rocas volcánicas (de 3 a 5 cm).

La formación Jarao está mal aflorada. Como localidad típica se puede señalar la sección que se observa en el valle del Arroyo de Jarao, por el camino vecinal a Banao que se separa de la carretera en el cruce de la línea ferroviaria de Sancti Spiritus a Guasimal, sigue paralelamente a la línea, pasa por la finca San Ramón continuando hacia el sur para unirse con el camino del Jarao, en el valle que lleva el mismo nombre - Localidades (B 444, E 434, 35, E 436, E 438-39). El perfil por este camino ofrece el aspecto siguiente:

- la base de la formación no aflora, limitando con la formación Tobas por falla;
- en el punto B 444 afloran unos cuantos metros de areniscas y conglomerados de granulometría fina;
- a partir del punto B 444 hasta el Arroyo de Jarao aflora, con interrupciones, una alternación de tobas psamíticas y de ceniza de color gris claro a verdoso; tufitas de color gris amarillento e intercalaciones delgadas de rocas efusivas intensamente meteorizadas.

Como localidad típica de las calizas detríticas se puede señalar el afloramiento en el Río Manacas, punto P 430. Son éstas unas calizas duras que están en capas de buen espesor, de color gris claro, ligeramente amarillento. Los estudios al microscopio (P 430) muestran que están constituidas por detritus orgánico de distintas dimensiones que varían entre 0.3-0.4 a 3-4 mm. Con respecto

a su forma, la mayoría son irregulares u ovalados, generalmente redondeados o semirredondeados. Entre éstos se observan en abundancia detritus de algas, equinos y otros fósiles no determinados -- que se encuentran recristalizados en grados diferentes; esporádicamente aparecen en monocristales grandes. La roca contiene también fragmentitos de caliza microgranular de dimensiones medianas de unos 0.3-0.5 mm. La matriz (el cemento) de la roca es de caliza microgranular, en ciertos tramos recristalizados llegando a finogranular. Su estructura es organógena (detritica).

Entre las calizas detriticas se intercalan como lentes irregulares calizas de estructura nodular.

2. Límites y espesor. Esta yace transgresivamente sobre los materiales de la formación Tobas. Sus límites son marcados con suficiente precisión por las calizas detriticas en la base de la -- formación, así como por las considerables diferencias que tiene -- con las tobas.

El límite superior es erosional. La formación Jarao se cubre discordantemente por las calizas del Maestrichtiano (la formación Isabel). Este contacto se observa perfectamente bien por el camino a Guasimal, a unos 500 m del puente del Río Manacas (P 433-34).

3. Fauna y edad. Los estudios microfaunísticos de las calizas no dieron resultados satisfactorios. En las secciones delgadas de las localidades B 339, B 440 y B 441, se pudieron identificar solamente fragmentos de rudistas, espículas, Algas Milobesiae (Lithothamnium y otros) y probablemente Globotruncana fornicata y Radiolarios.

En sección delgada (B 446) de las tobas se observan restos -- indeterminados, probablemente de Radiolarios.

En las calizas nodulares de E 426 se identificaron ejempla--

aislados de ruinitas de la especie *Vaccinites*.

Por analogía con las rocas de la formación Arimao y la formación Hilario, aceptamos como edad más probable de la formación Jarao Santoniano superior. ✕

### Depósitos santonianos en la región de Falcón

Bajo el nombre de "región de Falcón" entendemos los lugares- alrededor del poblado de Falcón, a 25 km al este de Santa Clara - en la Carretera Central (fig. 72). En esta región los depósitos - de la formación Tobas (Cretácico inferior - Turoniano) y las rocas cretácicas superiores yacentes sobre ellos forman una estructura- sinclinal complejamente constituida. En la base del corte cretácico superior, transgresivamente sobre la formación Tobas yacen depósitos vulcanogénicos que separamos como unidad litoestratigráfica independiente - formación Minerva. La edad de estos sedimentos no ha sido determinada con seguridad y su referencia al Santoniano ha sido realizada por analogía con los restantes sedimentos -- vulcanogénicos santonianos.

### Formación Minerva

1. Nombre y antecedentes. El nombre de esta formación es el homónimo geográfico del nombre de la presa Minerva, en cuya región aflora. Como unidad litoestratigráfica independiente ésta -- fue separada por primera vez por M.G. Rutten (1936b), el cual en su mapa geológico colorea una parte de los depósitos de esta formación como "formación Habana". Esta misma región aparece en los mapas de los geólogos de las compañías petroleras norteamericanas como "formación Cotorro". Los depósitos que examinamos como formación Minerva, son semejantes a los de la formación Cotorro por su litología, pero a la vez difieren por ciertas particularidades --







principalmente por la presencia de rocas magnéticas y la ausencia de calizas arrecifales. En la etapa actual de conocimiento de la geología de la provincia de Las Villas, consideramos que sería mejor describir estos depósitos separados como una unidad litostrográfica independiente.

2. Distribución. La formación Minerva aflora en el valle del Río Sagua la Chica en la región que se extiende inmediatamente al sur de la presa Minerva (fig. 72). Aquí los depósitos cretácicos forman una estructura sinclinal, en cuyo flanco afloran los depósitos de la formación Minerva. Donde mejor aflora esta formación es en el centroclinal noreste del sinclinal. Por la Carretera Central, que atraviesa la parte sur del sinclinal, los afloramientos no son buenos a causa de los aluvios del Río Sagua la Chica en el área Miller.

3. Litología y localidad típica. Las variedades de roca fundamentales que constituyen la formación Minerva son las tobas, en cantidades subordinadas se encuentran rocas efusivas y escasos conglomerados, areniscas, calizas y margas.

El color de las tobas de la formación Minerva es muy variable: de verde a gris verdoso, verde claro, amarillo verdoso, amarillento, beige claro, blanquecino a blanco. Predominan las tobas de tonalidades verdes. La mayor parte de las tobas son de grano medio a grueso, pero también aparecen tanto de granulometría fina como también de granulometría gruesa hasta variedades fragmentarias de fragmentos grandes que a veces alternan o hacen transición facial entre sí. Las tobas microgranulares de color verde claro (N 172) se cubren por tobas de grano grueso. Se observan transiciones faciales rápidas en el punto N 258, mientras que en el punto K 1306 las tobas aparecen intercaladas por tobas pelíticas y tobas aleuríticas. A menudo en las tobas se distinguen fragmentos



de vidrio volcánico de dimensiones de hasta 1 cm; ocasionalmente aparecen fragmentos de calizas y silicitas verdes de 2 mm a 2 cm.- Las tobas presentan diferente estratificación: de masivas a estratificación borrosa y bandeada de capas finas.

Entre las tobas se han determinado: tobas cristalovitroc<sup>l</sup>ásticas arcillosas; tobas an<sup>h</sup>esíticas zeolitizadas; tobas carbonatadas litovitroc<sup>l</sup>ásticas.

Las tobas cristalovitroc<sup>l</sup>ásticas (N 172) están constituidas de un 70 % de fragmentos de vidrio volcánico del tamaño de la aleurita o de la grava. En la composición de los clastos aparecen el piroxeno (augita), la plagioclasa (principalmente andesina y algo de oligoclasa). No se observa cuarzo. El vidrio conserva su morfología primaria - fibroso y alveolar, no obstante encontrarse totalmente alterado - argilizado y zeolitizado. Por los clastos y el vidrio volcánico se ha formado calcita. Se observan clastos aislados de roca volcánica. La estructura es cristalovitroc<sup>l</sup>ástica, psamito<sup>l</sup>ítica.

Las tobas litovitroc<sup>l</sup>ásticas (N 130) están cementadas con vidrio volcánico y calcita. El vidrio volcánico está alterado - zeolitizado y argilizado, con estructura relic<sup>l</sup>tica. La calcita es de grano medio a grueso. El cemento es de tipo de contacto o poroso. El componente clástico ocupa un 70-80 %. Las dimensiones de los granos son mayormente psamítico gruesas a gravas; con menos frecuencia aparecen granos de dimensiones aleuríticas. Los cristaloclastos están representados por plagioclasa (andesina y un poco de oligoclasa), piroxeno (augita), un poco de cuarzo, anfíbol y mineral metálico. Los litoclastos son diversos: fragmentos de vidrio volcánico, de pedernal de tipo jaspe, de color carmelita claro a negro; fragmentos de espilitas y otras rocas volcánicas de color casi negro por la presencia de polvo fino de mineral metálico. Los fragmentos de vidrio volcánico se encuentran intensamente

zeolitizados. La calcita, además en el cemento también sustituye el piroxeno y la plagioclasa o los corta. La estructura es litovicroclástica. La roca produce una reacción intensa al ensayo del fósforo.

Las rocas magnéticas volcánicas de la formación Minerva aparecen en forma de cuerpos de espesor hasta de 50-60 m y longitud de 600 a 300 m, en posición concordante o subconcordante entre las tobas apareciendo muy ocasionalmente en cuerpos en forma de diques (N 257, N 259), orientados transversalmente a la dirección de las tobas.

Las variedades principales son de color oscuro a negro (rocas volcánicas - andesitas) con plagioclasa porfírica y matriz microgranular o hialoína, donde se expresa muy bien la textura fluidal. Estas rocas (N 181, K 1803 y K 1805) aparecen como cuerpos lenticulares incluidos en posición subconcordante entre las tobas.

La segunda variedad son rocas porfíricas, de color gris a gris oscuro y matriz microgranular. Aparecen en forma de cuerpos subconcordantes entre las tobas o como diques. Los estudios microscópicos (N 178, N 260, N 262, N 257, N 259, K 1802, K 1804) prueban que se trata de andesitas. La plagioclasa es de cristales porfíricos zonales tabulares (oligoclasa - andesina); anfíbol prismáticamente alargado (a veces opacitizado) y esporádicamente biotita. La matriz es microgranular, holocristalina, hasta criptogranular. Está constituida por los mismos minerales o por plagioclasa y cuarzo (K 1802 y K 1804). La estructura de las andesitas es porfírica y microgranular cuando se trata de la matriz.

En ciertos casos (N 179) las rocas volcánicas han sufrido una alteración hidrotermal intensa que la han convertido en una roca de cuarzo - epidota. Está constituida casi exclusivamente de

cuarzo y epidota, observándose esporádicamente albita y magnetita. La estructura es hipidiomorfogranular.

En algunos lugares entre las tobas de la formación Minerva (N 167, N 261 y N 262) se intercala un paquete de calizas de color gris claro, microgranulares, conglomerados, calizas arenosas a areniscas y margas. El espesor de este paquete es de unos 50-60 m.

Localidad típica. El perfil de la formación Minerva que mejor aflora es el que se observa por el camino que conduce del pueblo Miller a la presa Minerva (N 170, N 178, N 253). Por toda la extensión del camino, con pocas interrupciones, afloran tobas verdosas de granulometría fina a gruesa. Algo más al este del camino (N 178) se pueden observar también las rocas efusivas de la formación Minerva.

4. Límites y espesor. La formación Minerva yace transgresivamente sobre distintas partes de los depósitos de la formación Tobas. Se cubre transgresivamente por los conglomerados y las areniscas de la formación Monos (Maastrichtiano ?). Su espesor es de unos 700 a 800 m.

5. Fauna y edad. La facies volcánica de la formación no ofrece facilidades para la búsqueda de restos fósiles. El estudio de algunas secciones delgadas de las calizas intercaladas en las tobas no dieron resultados satisfactorios. Solamente en la muestra N 261 se pudieron determinar los fósiles que a continuación siguen:

*Globotruncana linneiana linneiana*

*Globotruncana linneiana bulloides*

*Globotruncana linneiana tricarinata*

*Globotruncana fornicata* (probable)

*Hedbergella* (o *Rugoglobigerina*)

## Heterohelícidos

## Radiolarios

En las muestras restantes (N 167, K 1806) se encontraron sólo restos orgánicos indeterminables). Sin duda, la formación Minerva es más reciente que el Turoniano (la formación Tobas) y más antigua que el Maestrichtiano (la formación Monos) que la cubre --- transgresivamente. La fauna establecida tiene una distribución vertical, y según los datos de la fauna, la edad de la formación puede ser Coniaciano al Maestrichtiano inferior (opinión del Dr. de la Torre sobre la edad de la fauna de la muestra N 261).

Por analogía litológica con las formaciones Coherro y Jaraco (santonianas) y a base de ciertos motivos de carácter general, consideramos que la formación Minerva es producto de la sedimentación volcánica santoniana.

Depósitos santonianos en la región de Jarahuaca

En las porciones más septentrionales de la zona Zaza se encuentra desarrollado un complejo de vulcanitas básicas en compañía de algo de rocas sedimentarias.

En la existente bibliografía geológica manuscrita sobre la provincia de Las Villas, estos depósitos han sido descritos bajo distintos nombres ("formación Carlota"; "formación Rana" y otros) en tanto que su edad ha sido admitida como Coniaciano - Santoniano (Bronnemann en Furrer et al., 1964, o bien, Cretácico Superior (Hatten et al., 1958), Maestrichtiano (Bronnemann & Pardo et al., 1954). Probablemente sean éstas las vulcanitas que mencionan Judoley & A. Meyerhoff (1971), cuando se refieren a los centros volcánicos en Las Villas y al "aglomerado gris oscuro a negro de porfiritas basálticas", de edad determinada como Postturoniano inferior.

Entre los numerosos nombres que se les han adjudicado a esos

depósitos, hemos optado por hacer uso del primero, o sea "formación Carlota", cuya descripción ofrecemos a continuación.

### Formación Carlota

1. Nombre y antecedentes. El nombre de "formación Carlota" es usado por primera vez en el informe de Bronnimann & Pardo (1954), siendo los autores del mismo, los geólogos Wassal & Truitt (en Bronnimann & Pardo, 1954). Con el nombre de "formación Carlota" se han determinado las rocas básicas volcánicas de las partes orientales de Las Villas. Los autores anteriormente mencionados dividen la formación en tres miembros: "miembro de lavobrechas"; "miembro de porfiritas basálticas" y "miembro Rana" (de areniscas no calcáreas de granos de rocas magnéticas). Las calizas arrecifales que espacialmente está estrechamente relacionadas con estas vulcanitas son denominadas por los mismos autores como "formación Jiquimas".

Hatten et al. (1958) en su informe denominan con otros nombres esas mismas rocas volcánicas y calizas, al parecer, desconociendo el informe de Bronnimann & Pardo (1954), de manera que las rocas volcánicas aparecen bajo el nombre de "formación Rana" y una parte de éstas se encuentran junto con tobas como "formación pagamal". Las calizas microgranulares, intercaladas entre las tobas (que según los autores se encuentran suprayacentes a la "formación pagamal") aparecen bajo el nombre de "formación Caramayana", mientras que las calizas organógenas como "formación Carlota". Como autor del nombre de "formación Carlota" se señala Sandt, quien así lo deja sentado en su informe inédito del año 1958).

En el artículo de Seiglie & Ayala-Castañares (1963) aparece el nombre de "formación La Peña" para las mismas calizas de la parte oriental de la provincia de Las Villas y la porción occiden

de la provincia de Camagüey, que los autores anteriores denominaron como "formación Jiquimas" y "formación Carlota".

En circunstancias como éstas, donde a unos mismos depósitos se les han dado distintos nombres, o bien con un mismo nombre se han denominado distintas formaciones, optamos por utilizar los -- primeros nombres -- en este caso, formación Carlota. En el volumen de la formación Carlota incluimos todas las rocas descritas por -- los autores anteriormente mencionados bajo distintos nombres.

2. Litología. Las rocas constituyentes la formación Carlota<sup>(Fig. 73)</sup>, se pueden dividir en dos grupos: 1. Lavobrechas de andesitas y de andesito-basaltos, andesitas y basaltos; 2. Tobas y rocas sedimentarias.

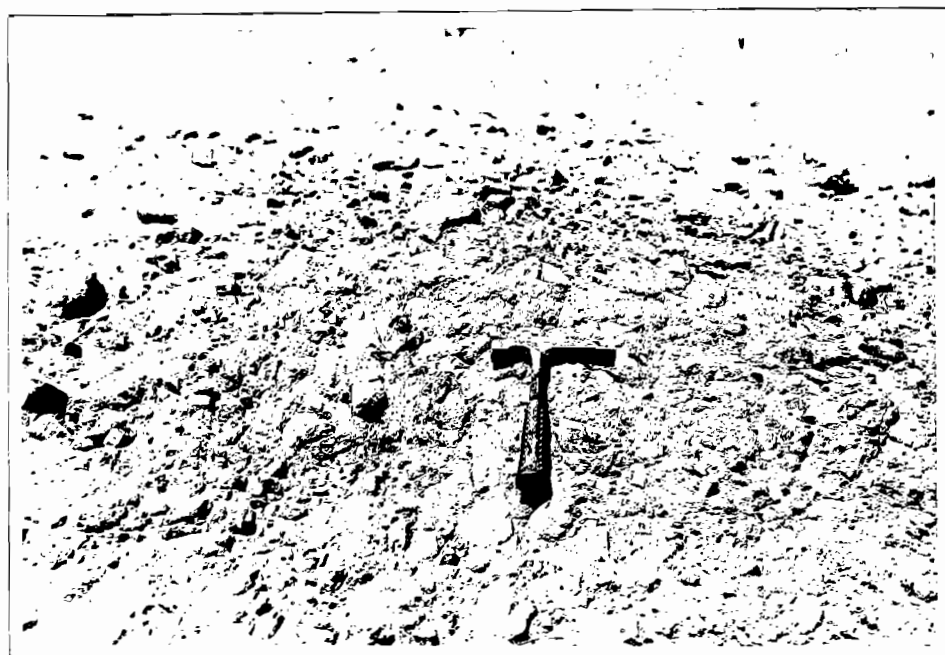
Las rocas de ambos grupos tienen distintas correlaciones ---- cuantitativas en los distintos perfiles. Predominan las vulcanitas entre las cuales las lavobrechas son las que le confieren la fisionomía a la formación.

Lavobrechas andesíticas y andesito-basálticas. Son aglomerados de mosaico de color negro grisáceo y negro verdoso, de brillo aceitoso. Están compuestos por bloques <sup>angulosos</sup> ~~aristosos~~ de diferentes dimensiones (desde unos cuantos milímetros hasta 50 cm), unidos de cemento de la misma composición<sup>(Fig. 74, 75)</sup>, de color gris oscuro a amarillo-verdoso cuando es fresco y, amarillento verdoso y más deleznable al intemperizarse. Solamente en algunos lugares las lavobrechas -- contienen fragmentos y bloques de calizas blancas a blanquecinas-- (K 449, K 1077 y otros).

En los fragmentos de andesitas y andesitobasaltos se observan plagioclasa porfírica y piroxeno. La plagioclasa, por su composición, varía de andesina a labrador básico; con mayor frecuencia aparece fresca y fisurada en las variedades más básicas. A --



**Fig. 74** Lavabrecha basáltica de la formación Carlota en Arroyo Grande, 4 km al noroeste de La Rana (K 1046, coords.:  $X=255.50/Y=764.90$ ). Foto: Il. Kantchev.



**Fig. 75** Lavabrecha andesítica de la formación Carlota, Camino de Jobosf (Yagunjay)-1.5 km al noreste de La Rana ---- (coords.:  $X=252.10/Y=676.80$ ). Foto: Il. Kantchev.

veces incluye poiquiliticamente granos de piroxeno. Raras veces os tenta estructura sectorial, con diminutos productos variables en ciertos sectores, sericita lo más probable, y minerales arcillosos. En casos aislados se observan en la plagioclasa clorita y minerales arcillosos. Los fenocristales de piroxeno son solamente monoclinicos o bien, monoclinicos y rómbicos. Los cristales del piroxeno no están alterados. Esporádicamente, entre los minerales de la generación porfírica se encuentran fenocristales de quersutita que han incluido poiquiliticamente granos de piroxeno. La matriz está constituida por vidrio volcánico, microlitos de plagioclase y granos de mineral metálico. Los microlitos de piroxeno se observan solamente en algunas localidades (K 451, K 455, K 535, - M 587). El vidrio volcánico permanece inalterado, a veces desvitrificado, cuyo índice de refracción es menor que el del bálsamo canadiense. Raras veces en la matriz (K 471) se encuentran cavidades pequeñas de forma irregular, rellenas de calcita y clorita. En general, las rocas de los bloques de lavobrechas son frescas. Su estructura es porfírica e hialopilitica, a veces, fluidal para la matriz. El cemento de las lavobrechas, por su composición, es análogo a los fragmentos (K 1050, K 1076). En el cemento se observan pequeños fenocristales triturados de minerales porfíricos de los fragmentos, los microlitos de plagioclase (K 1050) y fragmentos de andesita augítica y plagioclase, unidos por vidrio volcánico zeolitizado. En el cemento, el vidrio volcánico presenta un color carmelita, y en parte se encuentra desvitrificado.

Por falta de análisis químicos, la caracterización de las rocas se ha efectuado en base a estudios al microscopio. En dependencia de la basicidad de la plagioclase, el carácter de los pórfiros piroxénicos, el grado de la cristalización, el contenido de microlitos piroxénicos en la matriz, etc., referimos a las lavobrechas andesito-basálticas las rocas de las localidades: K 451, K 449, -



K 455, K 473, K 535, K 1057, K 1092, K 2583 y M 587; y a las lavobrechas andesíticas las rocas de : K 575, K 1050, K 1068, K 1076, K 1073.

Las lavobrechas son las rocas de mayor distribución en la -- formación Carlotá. Obsérvanse éstas en todos los afloramientos, -- formando cuerpos gruesos que se extienden a distancias largas. A veces pasan a andesitas piroxénicas y andesito-basaltos de textura masiva. Ocasionalmente, entre las lavobrechas se observan paquetes de tobas de diferentes espesor.

Es un elemento característico de las lavobrechas la presen-- cia de vetas cuarzo-calcedónicas o geodas de ágata. Las vetas tie-- nen varios metros de longitud, mientras que su espesor no sobrepasa de unos cuantos centímetros. Las ágatas aparecen en tonalidades diferentes: de blanco lácteo a gris blanco; rojo hematita a rojo-oxidado y verde oscuro. Estas formaciones se observan muy bien -- por el camino de La Rana a Tres Guanos, a unos 3.5 km al noroeste de La Rana (K 1076). En los afloramientos restantes se observan -- mayormente, diseminadas en el terreno, por la superficie erosionada de las lavobrechas.

Andesitas piroxénicas y andesito-basaltos. Son estas rocas de textura masiva, porfíricas por la plagioclasa y el piroxeno. -- Con mayor frecuencia, su color es negro grisáceo, a veces, verdoso (K 1051, K 1246a), otras veces es gris claro con matiz verdoso (K 1242) hasta rojizo (K 1246b).

La plagioclasa es andesina, en raras ocasiones labrador (K 2130), a veces en maclas cruciformes (K 1246a, K 2130). La plagioclasa se encuentra extraordinariamente arcillada en sus partes -- centrales (K 572) o convertido en minerales arcillosos y clorita-- (K 565). En la generación porfírica siempre está presente el piroxeno monoclinico; con menos frecuencia aparece el piroxeno rómbico

(K 2130). Generalmente, el piroxeno no está alterado. Solamente en las rocas intensamente carbonatizadas (K 1246a; K 1246b) hay pseudomorfosis calcíticas, por el piroxeno parciales o completas. Ocasionalmente por el piroxeno se desarrolla clorita. En la matriz hay vidrio volcánico parcialmente desvitrificado, con índice de refracción más bajo que el del bálsamo canadiense. Obsérvanse microlitos de plagioclasa, granos de mineral metálico y, con menos frecuencia, microlitos de piroxeno (K 2130). En ciertos casos aparecen numerosas cavidades de forma irregular, rellenas en el centro de cloritas y de zeolitas, en sus zonas periféricas (K 1051); también hay cavidades de forma regular rellenas de clorita (K 572, K 565). La muestra (K 1246b) ostenta una intensa hematización de la matriz, y cloritización, la muestra (K 1242). La estructura de las rocas es porfírica - para algunas es hialopilitica y fluidal - para la matriz (K 1244). De las muestras estudiadas K 565, K 572, K 574, K 1051, K 1242, K 1244, K 1246a,b; K 2130, solamente la muestra K 2130 puede referirse a las rocas andesito-basálticas -- que se establecen por el curso superior del Arroyo Remates, a 3.5 km al noreste de Los Tramejos, y algunos de los afloramientos por el Río Jatibonico del Sur (M 963). Las muestras restantes son andesitas piroxénicas.

Las andesitas piroxénicas y los andesito-basaltos forman coladas independientes de lava o bien pasan horizontal y verticalmente a las lavobrechas.

Andesitas piroxeno-anfibólicas y anfibólicas. Estas rocas son de textura masiva; su color es variable en conformidad con la composición de la matriz y de los productos de alteración. Aparecen de color gris (N 803, N 815, K 1255), gris verdoso (M 1008), verdoso azulado (M 611), gris crema (N 301), crema violáceo (N 813) y rojo hematítico (M 900). Por la plagioclasa y el mineral

fénico las rocas son porfíricas. La generación porfírica está representada por plagioclasa, piroxeno y anfíbol (N 815, N 801 y N 811), o solamente por plagioclasa y anfíbol (N 803, K 1255, M 900, M 1008, S 368). La plagioclasa es andesina básica a labrador muy transparente, con frecuencia de estructura sectorial; en algunas partes, sectorialmente arcillado (N 815) o carbonatado (N 811). La plagioclasa incluye poiquilíticamente mineral metálico, granos de anfíbol y piroxeno. A veces se encuentra extrusivamente triturada (N 815, M 1008). De los mafitos porfíricos, el anfíbol se da en mayores cantidades. Por su composición es quersutita: Ng:Z = hasta  $10^0$ , intensamente pleocroica - por Ng - rojo marrón oscuro, y amarillo carmelita claro por Np. Forma cristales idiomórficos, es porádicamente redondeados por corrosión. Frecuentemente, la quersutita está opacada. Raras veces incluye poiquilíticamente granos de plagioclasa. Presenta pseudomorfosis completas de clorita y calcita por la quersutita (N 811). Se observa el desarrollo de clorita desde el centro del cristal de quersutita hacia la periferia, - a veces asociado a granos de mineral metálico, probablemente originados al efectuarse la alteración de la quersutita (M 1008). La clorita es de color verde subido a azul verdoso por Ng, y amarillo paja a amarillo verde por Ng; intensamente pleocroica,  $1(-)$ , Ng:Z = hasta  $10^0$ . En las muestras M 611 y K 574, la quersutita ostenta plena pseudomorfosis clorítica. El piroxeno monoclinico es de color verdoso claro; no está alterado; está representado por feno cristales aislados.

La mayoría de las veces, la matriz contiene algo de vidrio - volcánico, microlitos de plagioclasa y granitos de mineral metálico. En la muestra (M 1008) se observan microlitos piroxénicos y - anfibólicos. El índice de refracción del vidrio volcánico es más bajo que el del bálsamo canadiense. Con frecuencia es cripoteocristalino.

En raras ocasiones la matriz es holocristalina (S 363). A veces, - en su composición se observan cuarzo secundario, apatito, clorita, agregados semejantes a la biotita y mineral carbonático. En la muestra M 900, la matriz está intensamente hematizada.<sup>ti</sup>

Las andesitas piroxeno-anfibólicas y anfibólicas anteriormente descritas, no tienen una situación muy clara en el perfil de la formación Carlota. En mayores cantidades se establecen por la parte oriental de la provincia, el valle del Río Jatibonico del Sur. Aparecen como pequeños e grandes afloramientos entre las lavas brechas, pero en ningún lugar se han observado interrelaciones -- claras entre éstas últimas y las andesitas piroxeno-anfibólicas y anfibólicas.

Tobas y tobabrechas. Los sedimentos piroclásticos se intercalan en las rocas volcánicas como paquetes de capas, de distinto espesor, encontrándose a menudo intercalados por calizas microgranulares y margas.

Comunmente, las tobas son de coloración verde claro a blanquecina. Por el tamaño de los clastos predominan las variedades de granulación fina a microgranular; en raras ocasiones las tobas Por su composición son mayormente vitroclásticas y vitrocrystalocásticas; son de capas pséfíticas, ocasionalmente cristalolitocásticas. Generalmente, el vidrio volcánico de los vitroclastos se halla intensamente alterado y convertido en una masa microgranular de zeolitas, minerales arcillosos y clorita, en tanto que los límites entre los distintos granos están, con frecuencia, desdibujados. Los cristaloclastos son de plagioclasa, en raras ocasiones de piroxeno y anfibol. Los litoclastos son de andesita. La estructura de las tobas normalmente es microgranular, relicto-vitroclástica. Las tobas están intensamente alteradas, zeolitizadas y argilitizadas; en raras ocasiones (muestras K 1085, K 1090) al verificarse la desvitricación del vidrio volcánico se ha formado cuarzo, calcedonia y-

zeolitas. En ciertos lugares se ha llegado a establecer que distintas capas de tobas se encuentran feldespaticizadas (K 1052, K 1053 y K 1254). Estas están constituidas por cristallitos informes de feldespato y minerales arcillosos en pequeñas cantidades. El feldespato (K 1052) forma intercalaciones difusas de feldespato microgranular o de grano fino. El feldespato es incoloro, biaxial, negativo, de ángulo entre los ejes relativamente pequeño, ( $N < 1.537$ ), probablemente feldespato potásico. Obsérvanse formas imprecisas, probablemente se trata de fragmentos de vidrio celcánico, feldespaticizados por completo. En las rocas aparecen relictos de cristallitos plagiocelásticos (K 1254) y granos regenerados de cuarzo, aislados.

Las tobabrechas alternan con las tobas y las lavobrechas, pero están menos representadas. Las tobabrechas (M 1011) son de color verde seco claro a beige, con fragmentos variables por su tamaño; por su composición son idénticas a las andesitas anfibolo-piroxénicas de las coladas. Los minerales félicos también aquí son el piroxeno monoclinar y la kersutita no muy bien individualizada. Se hallan intensamente desarrollados minerales cloríticos de color verde a verde glauco, más hidromicas de coloración carmelita, lo más probable por el vidrio de la matriz.

Arcillas bentoníticas. Ocurren éstas en intercalaciones de escaso espesor (0.5-1.0 m) en los paquetes de tobas, calizas microgranulares y margas. Donde mejor se les observa es en el Arroyo Las Vueltas (K 1216). Las arcillas bentoníticas son de color gris verdoso, llegando a blanqueco al intemperizarse. Son producto de la alteración de las tobas.

Areniscas volcanoclasticas. Son las rocas que menor representación tienen en la formación Carlota. Ocurren en forma de paquetes de poco espesor (hasta varios metros) entre las rocas volcánicas y las tobas. Están constituidas por granos de rocas volcánicas

(de la formación Carlota) por su aspecto exterior difícilmente se distinguen de las tobas cristaloclasticas de esta formación.

Calizas microgranulares y margas. Este tipo de rocas aparecen siempre en compañía de las tobas, formando paquetes de diferentes espesor en la parte inferior de la formación. Las calizas son de coloración gris claro o gris verdoso, en constitución de una masa microgranular o criptocristalina de calcita con minerales arcillosos en cantidades distintas (de calizas casi puras pasan a margas). Siempre contienen, como parte integrante de la roca, microorganismos en abundancia (foraminíferos), arrojando a veces hasta más -- de 10 % de la composición de la roca. En ocasiones, los restos de microorganismos están aglutinados en cantidades mayores en bancos de poco espesor, confiriéndole a las calizas una estratificación-bandeada. Las impurezas terrígenas aparecen en pequeñas cantidades (de 3-5%) en representación de plagioclasa, y de cuarzo, en raras ocasiones, ambos de dimensiones aleuríticas. Las calizas forman-- capas de 0.10-0.20 m y alternan con margas. Las margas son de color gris verdoso, microgranulares. El espesor de sus capas es de 0.20-0.50 m.

Calizas organógeno-detriticas y calizas arrecifales. Son calizas de color gris claro a crema, o de superficies intemperizadas blancas, con mayor frecuencia de textura brechoidal. Mayormente, -- están constituidas por detritus de distintos organismos (rudistas, corales, moluscos, algas y foraminíferos en abundancia). Con me-- nos frecuencia se les encuentra constituidas por individuos enteros de corales, rudistas, gasterópodos y otros. Casi siempre las calizas contienen impurezas terrígenas. Se trata de granos meno-- res o mayores de rocas volcánicas - andesitas y andesito-basaltos de la formación Carlota. Las calizas forman cuerpos lentiformes - de 50-60 m de espesor, encajados claramente en las rocas volcánicas

o se hallan suprayacentes a las vulcanitas en la parte más superior de la formación.

3. Localidad típica y descripciones de algunos perfiles. Bronnemann & Pardo (1954) señalan varias localidades típicas para los depósitos de esta formación. Como localidad típica de las lavobrechas señalan los afloramientos que aparecen por el camino del pueblo Jiquimas de Peláez al campo petrolero Jarahueca, a una distancia de 1.6 - 2.5 km de Jiquimas de Peláez. En dicho lugar, por el camino, a una distancia de 1.2 km, se observan magníficos afloramientos de lavobrechas (localidad nuestra K 449). Para el llamado "miembro de porfiritas basálticas" de los geólogos norteamericanos, estos autores señalan los afloramientos que aparecen a 3 km al norte de Gandarilla. Probablemente se trate de los afloramientos que surgen por el camino a Gandarilla, inmediatamente al norte del Arroyo Macho (localidad nuestra K 565); y para el llamado "miembro Rana" (areniscas volcánoclasticas), se señala un afloramiento al noreste de La Rana, por el camino a Tres Guanos.

Hatten et al. (1958) señalan, para su "formación Rana" la localidad típica en los afloramientos por el camino de La Rana a Tres Guanos, a 3.5 km de La Rana. En el lugar mencionado, a unos 1.4 km del camino anteriormente mencionado, surgen magníficos afloramientos de las lavobrechas de la formación descrita (localidad nuestra K 1076 y al noreste de ese punto). Como localidad típica de la llamada "formación Dagamal", se señala un afloramiento adyacente a la finca Dagamal, en la vecina provincia de Camagüey (nosotros desconocemos el mencionado afloramiento). Para la llamada "formación Dagamal" en la provincia de Las Villas se señala una localidad en el Río Caramayana (coincide con las localidades nuestras N 807 y N 808). La localidad típica de las calizas de su "formación Carlota" se señala en la propiedad Carlota, a 23.5 km

(63°) del Arroyo Blanco.

Seiglie & Ayala-Castañares (1963) señalan como localidad de mayor representividad de su "formación Peña", la loma La Peña, al norte del Arroyo Blanco en la provincia de Camagüey (no hemos visitado esta localidad).

En ninguna de las localidades típicas anteriormente señaladas se pueden observar el perfil completo de la formación, cosa natural, teniéndose en cuenta que la estructura tectónica de la región donde aflora la formación Carlota, es muy compleja. Por estas razones procederemos a la descripción de varios perfiles de las áreas de distribución de la formación Carlota, donde se pueden observar todas las variedades litológicas.

Perfil por el camino de Jiquimas de Paldé a Jarahueca. Esta es la localidad donde mejor se pueden observar las lavobrechas de la formación Carlota. Por este camino afloran dos franjas de la formación Carlota divididas entre sí por una franja estrecha de los sedimentos de la formación Taguasco. Por el camino de Jiquimas de Paldé a Jarahueca, se observa, del sur al norte, la siguiente secuencia de los afloramientos:

1. En el pueblo de Jiquimas de Paldé y al norte del mismo y afloran tobas intensamente tectonizadas de la formación Tobas (K 447, K 448). Estas rocas se extienden hasta 1.3 km al norte del pueblo;
2. Sin contacto directo con las rocas de la formación Tobas, afloran unos 10 m de calizas orgánogeno-detriticas, de color gris claro. Apparently, estas calizas yacen sobre las lavobrechas que afloran al norte de éstas. Este afloramiento está señalado como localidad típica para la llamada "formación Jiquimas";



3. Una franja de lavobrechas de 1 200 m aproximadamente, donde las rocas son oscuras a negras. Las características microscópicas de los fragmentos de esta lavobrecha (K 451), es como a continuación sigue: minerales porfíricos con la plagioclasa y el piroxeno. La plagioclasa representa labrador básico (ángulo de extensión en zona  $001 = 37-39^\circ$ ).-- Está muy fresco, incluye poiquilíticamente cristales de piroxeno; en raras ocasiones ostenta estructura sectorial, donde por algunos sectores se han desarrollado productos de alteración (sericita ?), minerales arcillosos (?). El piroxeno es augita, idiomorfa y fresca que ocupa un 30-40%. La matriz contiene vidrio volcánico, cuyo índice de refracción es más bajo que el del bálsamo canadiense. Es éste de color carmelita oscuro, encontrándose desvitrificado con cristalitas o microlitos de la plagioclasa y del piroxeno de prismas más largos que los de los cristales de los respectivos minerales de la generación porfírica. Los microlitos de la plagioclasa, frecuentemente están penetrados por la matriz, ostentando formas "cola de golondrina" y los cortes característicos con un núcleo de matriz y marco de plagioclasa. En la matriz hay mineral metálico probablemente magnetita.

A unos 50 m al este del camino, entre las lavobrechas, aflora un cuerpo pequeño, (10/100 m) de calizas organogénicas granulares, de color claro, constituidas por rudistas y foraminíferos. Las calizas están recrystalizadas, presentando el aspecto del mármol, encontrándose cortadas por vetas de calcedonia y de andesitas piroxénicas.

Las lavobrechas de este intervalo siguen al oeste, aflorando muy bien en el Arroyo Las Vueltas, en tanto que al -

este terminan a unos 200 m del camino (al este), tocando los depósitos de la formación Tebas mediante una falla. - Cerca del límite sur de esta franja, a 1.1 km al N/NO por el camino (K 286), las lavobrechas están cortadas por dos vetas de andesitas piroxénicas de un espesor de 0.10 a 0.50 m, manteniendo dirección 125-145°.

Los afloramientos del intervalo anteriormente descrito han sido señalados como localidades típicas de las lavobrechas de la formación Carlota (Bronnimann & Pardo, 1954);

4. Al norte de la franja de lavobrechas, sin contacto directo, sigue otra franja de unos 750 m de ancho que es de los sedimentos de la formación Taguasco: areniscas y conglomerados (K 452, K 453, K 454).

Los sedimentos de la formación Taguasco rellena<sup>n</sup> probablemente un pequeño pliegue sinclinal, cuyo flanco sur posiblemente esté complicado con fallas;

5. En el flanco norte del sinclinal, por una longitud de 300 m afloran de nuevo las lavobrechas de la formación Carlota. Estas no difieren de las del flanco sur. Los fragmentos de la brecha (K 455) son andesito-basálticas. Aquí también los minerales porfíricos son la plagioclasa (por su composición labrador básico) y el piroxeno monoclinico, probablemente augita, encontrándose con frecuencia, en grupos de unos cuantos. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, de piroxeno en cantidades menores y de vidrio volcánico;
6. Al norte de nuevo afloran los depósitos de la formación Tebas, que le sirven de lecho a la formación Carlota. El contacto directo no aflora. Tampoco aflora al oeste de la carretera en el Arroyo Las Vueltas (K 2120). Los estratos

de la formación Tobas (en K 2120) buzan al sur ( $190^{\circ}$ ) con buzamiento de  $80^{\circ}$  (buzan por debajo de las lavobrechas).-- El intervalo no aflorado entre las tobas de la formación Tobas y las lavobrechas es de unos 30-50 m. Es muy probable que el perfil entero de la formación Carlota en la localidad descrita, esté constituido solamente por lavobrechas.

Perfil por el camino de Jobosí. La formación Carlota aflora magníficamente por el camino de La Rana a Tres Guanos (camino de Jobosí) y al noreste del mismo. Siempre por ese camino, a partir de su desviación para Taguasco, al noreste en dirección Tres Guanos, se observan cuatro franjas de la formación Carlota a lo largo de una distancia de 5 km, divididas éstas entre sí por sedimentos de la formación Taguasco. El perfil (a S/E) que ofrece el camino es el siguiente (fig. 73):

1. En la desviación del camino a Taguasco afloran brechoconglomerados de bloques grandes de la formación Taguasco (P 387-88). Estos brechoconglomerados siguen por el camino a La Rana, en una extensión de 250 m;
2. Por debajo de los brechoconglomerados en un intervalo de 40 m afloran calizas arcillosas de color gris blanquecino o gris verdoso hasta margas calcáreas. El espesor de las capas varía de 0.05 a 0.20 m, alterando las capas de calizas arcillosas con capas de margas. Las calizas son de estratificación bandeada, debido a la alternación de capas muy finitas (hasta milímetros) de distinta coloración. -- Los estudios al microscopio (K 566, K 568, K 569) demuestran que están constituidas por calcita microgranular mezclada con minerales arcillosos finamente dispersos. Contienen restos de microorganismos en grandes cantidades. -

Estos restos vienen por lo general hacinados en capas separadas, lo cual condiciona la textura bandeada de las rocas. Las impurezas terrígenas son escasas (1 % aproximadamente) y están representadas por granos de plagioclasa y en cantidades exiguas, de cuarzo. En estas calizas (K 566) se determinaron: *Globetruncana gansseri* y *Gümbelina elegans*. Las margas de este intervalo buzan al suroeste ( $240^{\circ}$ ) con una inclinación de  $30-60^{\circ}$ ;

3. Después de las margas, en un intervalo de 1.00 m afloran tobas de granulometría media a fina, de color verdoso a azul verdoso. Las variedades de granulometría media (muestra K 567) están constituidas por fragmentos de vidrios volcánicos y cristaloclastos de plagioclasa y, en raras ocasiones, de cuarzo. Su cemento es zeolítico con algo de calcita, relleno de las cavidades entre los piroclastos. Su estructura es relicto vitroclástica y en partes, cristaloclástica. Las variedades de granulometría más fina (K 1054) están constituidas por una masa microgranular y microescamosa de zeolitas y minerales arcillosos, producto de la desvitrificación de fragmentos de vidrio volcánico. Algunos fragmentos están bien aislados alcanzando hasta 1 mm de dimensión. El cemento que une los fragmentos es zeolítico. Contiene en cantidades ínfimas calcita en granos finos o microorganismos constituyentes. Entre las tobas descritas se observan dos intercalaciones de tobas con un espesor de 0.25 m y 0.40 m, de color crema blanquecino o violeta rojizo (muestras K 1052 y K 1053), constituidas casi en su totalidad solamente por feldespatos (probablemente potásico). En la roca aparecen partículas pelíticas (probablemente arcillosas) irregularmente diseminadas. En tramos aislados aparecen cortes similares a -

fragmentos de vidrio volcánico que están feldespatizados por completo. La estructura de la roca es de granulometría fina a microgranular. Probablemente estas tobas alteradas (feldespáticas) son producto de las alteraciones metasomáticas de las tobas: la adularización (?).

Las tobas del intervalo que acabamos de describir están plegadas formando un anticlinal. Al inicio del intervalo buzan al suroeste por debajo de las calizas y las margas; al final buzan al noreste ( $45^{\circ}$ ) con una inclinación de  $30-35^{\circ}$ ;

4. Concordantemente sobre las tobas del intervalo anterior - de nuevo afloran las calizas arcillosas y las margas descritas en el intervalo 2; extendiéndose a unos 60 m (muestras K 568; K 569). Las rocas están plegadas en un pequeño pliegue sinclinal;
5. Intervalo de 55 m, coincidente con el vallecito, inmediatamente al suroeste de La Rana sin afloramientos;
6. Pequeño afloramiento de unos tres metros de andesitas piroxénicas de textura masiva de las vulcanitas que caracterizan la formación Carlota. Suprayacentes se encuentran --- unos 10 m de tobas de granulometría fina a media, bien estratificadas, llegando el espesor de las capas hasta 0.50 m. Las tobas de granulometría gruesa (muestra K 570) son litocristaloclasticas, de estructura psefitica. Los fragmentos de rocas volcánicas son de andesitas, constituidas por plagioclasa porfírica y anfíbol y matriz alterada. Los cristaloclastos son de anfíbol y plagioclasa. Las variedades de granulometría más fina (muestra K 571) son tobas vitrocrystaloclasticas. Están éstas intensamente alteradas - argilizadas y zeolitizadas. Predominan los fragmentos

de vidrio volcánico que se hallan intensamente argiliza--  
das y zeolitizadas, razón por la cual el límite entre los  
fragmentos está casi obliterado. Los cristaloclastos son--  
mayormente de plagioclasa y muy escasamente de cuarzo y -  
anfíbol. La estructura de las tobas es microgranular, re-  
lítico-vitroclástica, y en parte, cristaloclástica.

7. Sobre las tobas yacen normalmente 75 m de andesitas piro-  
xénicas de color gris claro y de granulometría media (K 572).  
Entre los minerales de la generación porfírica predominan  
los fenocristales de plagioclasa, algunos de los cuales--  
están intensamente alterados (argilizados), en tanto que--  
otros permanecen inalterados. La parte restante de los mi-  
nerales porfíricos son de piroxeno monoclinico, augita --  
probablemente. En la matriz se observan microlitos plagio-  
clásicos y en pocas cantidades, vidrio volcánico desvitri-  
ficado. Se observa clorita en cortes regulares en susti-  
tución pseudomórfica del mineral félico de la roca. Sobre  
estas rocas volcánicas se yergue una parte del pueblo La-  
Rana;
8. Por encima de las andesitas yacen calizas detríticas orga-  
nógenas de color gris blanquecino, de textura brechosa. -  
Afloran a lo largo de unos 40-50 m, sin sobrepasar de los  
10 m de ancho. Las calizas contienen muchos Orbitoides, de  
los cuales se pudieron establecer: Orbitoides sp. y Aster-  
orbis cubensis en la muestra K 573. El límite entre las ca-  
lizas y las vulcanitas subyacentes se encuentra precisa--  
mente junto a la escuela del pueblo de La Rana;
9. Intervalo de unos 300 m, por el camino donde no hay aflo-  
ramientos. El suelo es amarillento, arenoso, conteniendo--  
guijarros redondeados o <sup>angulosos</sup> (aristosos) de granitoides, vulcani-  
tas

de la formación Carlota, calizas, etc., lo cual demuestra que este intervalo está constituido por los sedimentos de la formación Taguasco.

Los depósitos descritos de los intervalos de 1<sup>a</sup> <sup>8</sup> ~~7~~ continúan al noreste no más de 400-500 m, encontrándose rodeados de todas partes por los sedimentos de la formación Taguasco. Su extensión al sur-sureste es de 700-750 m. Es posible que los depósitos de la formación Carlota de estos intervalos representen un enorme bloque entre los sedimentos de la formación Taguasco o bien afloran en el núcleo de un pequeño anticlinal;

10. Sin contacto claro con los sedimentos de la formación Taguasco, de nuevo afloran rocas volcánicas de la formación Carlota. Al inicio, alrededor de 10-15 m de las rocas presentan una textura masiva, muy similares a las andesitas del intervalo <sup>4</sup> ~~6~~. Su característica microscópica (muestra K 574) es análoga a la de la muestra K 572. Aquí se puede decir de una forma más determinada que las pseudomorfosis de la clorita verde subido están desarrolladas a partir de los pórfiros de un mineral anfibólico. Aquí -- también son minerales porfíricos la plagioclasa (labrador por su composición) y piroxeno monoclinico que constituyen el 70 % aproximadamente de la matriz. En la matriz simultáneamente con el vidrio volcánico inalterado y no-desvitricado aparecen muchos granitos de mineral metálico y menos clorita.

Por sobre las andesitas basálticas, con visible transición hacia arriba, siguen lavobrechas andesíticas (muestra K 575). Los fragmentos de las lavobrechas (su tamaño es de hasta 0.50 m), están representados por rocas ---

constituidas hasta el 60-70 % de minerales porfíricos: - plagioclasa (30-40 %), piroxeno rómbico (hipersten) y piroxeno monoclinico (augita). En la matriz hay vidrio volcánico inalterado de color carmetita, transparente; micro litos plagioclásicos y granos de mineral metálico. Su estructura es porfírica e hialopilitica.

Las andesitas y las lavobrechas afloran por el camino a lo largo de una distancia de 120 m, luego de lo cual viene un intervalo de unos 150 m coincidente con la parte - baja del relieve (el vallecito que se abre al noroeste). Aquí aparecen afloramientos parciales de margas arcillosas a arcillas de color rojizo e gris verdoso, areniscas y tobas volcanoclásticas deleznales. En los últimos 20 m de este intervalo (junto a la escuela) afloran areniscas de granulometría distinta bien estratificadas, constituidas por material volcánico. Este afloramiento ha sido señalado como localidad típica del llamado "miembro - Rana" de la "formación Carlotá" por los autores Truitt - (en Bronnimann & Pardo, 1954). La muestra para la microfauna (K 576) de las margas de este intervalo resultó estéril.

Por encima de las areniscas volcanoclásticas de nuevo - aparecen brechas de lava, semejantes a las descritas al inicio de este intervalo;

11. Por el camino, encima de las lavobrechas no hay afloramientos. A unos 500 m al sureste del camino, por encima de las brechas y por debajo de los brechoconglomerados de la formación Taguasco afloran calizas (K 1082). En este lugar, sobre las lavobrechas en las cuales abundan venas de calcedonia, afloran varios metros de areniscas, constituidas



por material volcánico; suprayacentes a éstas se hallan calizas detrítico-orgánicas de color blanqueco, formadas por rudistas, foraminíferos y otros organismos. El espesor de las calizas no sobrepasa de 15-20 m. Las rudistas están representadas mayormente por la especie *Parastroma*. De los foraminíferos (K 1082) se determinaron: *Orbitoides tissoti* y *Pseudorbitoides israelskyi*.

12. Por el camino sigue un intervalo de alrededor de 20 m -- sin afloramientos. En la superficie del terreno se encuentran dispersos, numerosos fragmentos diferentes por su composición (granitoides, calizas, vulcanitas de la formación Carlota, etc.) de los brechoconglomerados de la formación Taguasco;
13. Intervalo de 1.1 km, en el cual ininterrumpidamente afloran las lavobrechas de la formación Carlota. Solamente a 300-350 m al sur del camino terminan las lavobrechas, yaciendo sobre ellas los brechoconglomerados de la formación Taguasco. Al noreste siguen a lo largo de unos 2 km, luego de lo cual de nuevo afloran los sedimentos de la formación Taguasco. Al oeste del camino en las lavobrechas se encuentran muchas vetas y geodas rellenas de calcedonia. Los depósitos de la formación Carlota de este intervalo y los de los intervalos <sup>10</sup> 9 y <sup>11</sup> 10, se unen al oeste -- del camino. No ha quedado muy clara la situación tectónica de este bloque. A primera vista parece que éste se asoma por debajo de los sedimentos de la formación Taguasco en una elevación anticlinal. Teniéndose en cuenta el hecho de que a continuación de estos afloramientos hacia el oeste, en simultaneidad con los depósitos de la formación Carlota, en esta franja aparecen también granitoides

de tipo Tres Guanos (los "granitoides de La Rana"), es muy probable que los <sup>depósitos</sup> fragmentos de la formación Carlota en este <sup>intervalo</sup> ~~bloque~~ represente<sup>n</sup> un enorme bloque encajado en los sedimentos de la formación Taguasco.

Sobre las lavobrechas, a unos 50 m al norte del camino, yacen varios metros de calizas gris verdosas e blanquecinas (K 1258);

14. Intervalo de 1.15 km, en el cual, gracias a las nuevas excavaciones por el camino (K 578) aparecen numerosos y magníficos afloramientos de sedimentos terrígenos de la formación Taguasco (fig. 96). En estos afloramientos, y particularmente al norte del camino (K 578), se observan bloques de más de 100 m de calizas de la formación Carlota (miembro Jíquimas);
15. Intervalo de 1.4 km, medido por el camino, de afloramientos ininterrumpidos de lavobrechas de la formación Carlota. Precisamente estos afloramientos han sido señalados por Hatten et al. (1958) como localidad típica de su "formación La Rana". En realidad, ésta es una de las mejores y más accesibles para su observación localidad de la formación Carlota. Las lavobrechas (K 1076) están constituidas por fragmentos de diferente tamaño (hasta 0.50 m) de andesita piroxénica (augítica);
16. En el curso superior del Río Taguasco, por debajo de las lavobrechas y sin contacto inmediato afloran unos 10-15 m de calizas arcillosas microgranulares, de color gris-verdoso y claro (K 580) que alternan con margas gris verdosas. El espesor de las capas de calizas y margas es casi igual (0.02-0.20 m). En la muestra de las margas (K 581) para la microfauna se pudo establecer una asociación

no muy rica de microfósiles, representados por: *Globotruncana renzi*, *Globotruncana angusticarinata*, *Globotruncana concovata* y *Globotruncana bulloides*, que determina edad Coniaciano o Santoniano.

Debajo de la alternación de calizas y margas hay alrededor de 10 m de afloramientos malos de tobas litocristaloclasticas con fragmentos de vulcanitas de la formación Carlota. Siguen unos 100 m sin afloramientos. Luego, unos 20 m de tobas de cenizas, intensamente tectonizadas, trituradas y alteradas (zeolitizadas).

Las calizas, las margas y una parte de las tobas, representan, probablemente, las partes más inferiores de la formación Carlota en el perfil que hemos descrito. El contacto con la formación subyacente (Tobas) no aflora por el camino. A unos 2-3 km O-NG del camino, los sedimentos del miembro Gómez de la formación Tobas sirven de base a la formación Carlota. A 1 km al S-OS del camino (K 2076), en la base de las lavobrechas afloran a lo largo de unos 20 m, tobas cristalolitoclasticas de granulometría gruesa, hasta tobabrechas (los fragmentos alcanzan una dimensión de hasta 2 y 3 cm). Están constituidas por fragmentos iguales que los de las rocas de las lavobrechas y cristales fracturados de plagioclasa y piroxeno. Las tobas presentan una textura masiva e intemperización esferoidal.

En el perfil por el camino de la Rana a Tres Guanos anteriormente descrito, se evidencia que la facies fundamental en la constitución de la formación Carlota son las lavobrechas andesíticas y andesito-basálticas y menos andesitas de textura masiva. Las intercalaciones de tobas, areniscas vulcanoclasticas, margas y arcillas

ocurren en cantidades ínfimas. En la base del perfil se establecieron calizas y margas con microfósiles del Senoniano (Coniaciano - Santoniano). En la parte más superior del perfil de las lavobrechas en casi todos los lugares, afloran calizas detríticas y organógenas con rudistas y foraminíferos.

Perfil a unos 6 km al noroeste de La Rana. Un perfil interesante de la formación Carlota se puede observar en el curso superior del Arroyo Macho y Arroyo Grande, tributarios del Río Zaza, en el flanco suroeste del sinclinal lugareño (fig. 73). Por falta de afloramientos propicios, ahí el perfil no se puede describir siguiendo una línea. El perfil de la formación desde abajo hacia arriba (del SO al NE), es como a continuación sigue:

1. A causa de los depósitos aluviales de gran espesor y por motivos tectónicos, el contacto normal con la base (formación Tobas) no se observa;
2. En la parte más inferior del perfil aflora visiblemente un paquete de considerable espesor de tobas, margas, arcillas y algo de areniscas. Su observación es factible por un camino negro que viene de Los Tramejos y sigue al este por la parte alta entre el Arroyo Macho y el Arroyo Grande (K 601-03, K 1087-91). Las tobas son de coloración verde claro, gris claro a blanco, ocasionalmente porosas y ligeras. Son mayormente vitroclásticas y microgranulares. Los fragmentos de vidrio volcánico se encuentran alterados (zeolitizados, argilizados y cloritizados). Los cristaloclastos están representados en pequeñas cantidades y son de plagioclasa. Entre las tobas se intercalan paquetes de calizas arcillosas de color blanquecino o gris verdoso y margas. De ordinario, están muy mal afloradas, por lo que en la mayoría de los casos se pueden observar solamente fragmentos

en la capa vegetal. Además de margas y calizas, obsérvanse paquetes de silicita arcillosa (K 1088a) de color gris claro hasta blanquecino y arcillas intensamente compactas (K 1088b).

Entre el paquete de margas, calizas y arcillas se intercalan pequeños cuerpos de lavobrechas andesíticas (K 1092, K 601).

3. Por encima de las tobas sigue un paquete de colada de lava de 250 m de espesor. En su parte noroeste, la colada está representada por lavobrecha (K 604) que al este pasa a andesitas piroxénicas (K 565), de textura masiva. Los minerales porfíricos de las andesitas son la plagioclaza y el piroxeno, predominando cuantitativamente la plagioclaza, que a veces se encuentra alterada (mayormente en sus partes centrales), convertida en minerales arcillosos y clorita. La matriz es <sup>de</sup> microlitos plagioclásicos y vidrio volcánico desvitificado. Obsérvanse cortes de forma regular rellenos de clorita. La colada de lava termina a 300 m al noroeste de K 604 donde se observa claramente que está introducido concordantemente entre las tobas. Lo más probable es que la localidad K 565 coincida con la localidad típica del miembro "Porfiritas basálticas" de la formación Carlota de Truitt (en Bronnimann & Pardo, 1954);
4. Por encima de las lavobrechas, en el punto K 604, se extiende un cuerpo de calizas arrecifales de unos 10 m de espesor y 50-60 m de longitud. Las calizas están formadas por rudistas y foraminíferos;
5. Un paquete de areniscas volcanoclásticas y tobas con intercalaciones de margas, de espesor total de 250 m aproximadamente. La muestra de las margas tomadas de la base del intervalo (K 605), dejó establecer: *Globotruncana lapparenti*,

*Globotruncana fornicata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana plicata*, *Globotruncana rosetta* y *Gümbelina elegans*;

6. Colada de lava de poco espesor (alrededor de 20 m) de las rocas volcánicas de la formación Carlota;
7. De nuevo sigue un paquete de areniscas volcancelásticas - de granulometría gruesa y tobas con intercalaciones de margas (espesor aproximado entre 100 y 150 m). Las capas buzan al este ( $90^{\circ}$ ) con un buzamiento de  $50^{\circ}$ . En la muestra de las margas de K 606 se pudieron establecer: *Globotruncana fornicata*; *Globotruncana arca*; *Globotruncana plicata*; *Globotruncana rosetta* y *Gümbelina elegans*;
8. lavobrechas de unos 400 m de espesor. Tienen una vasta - distribución formando el centríclinal de la estructura -- sinclinal. La base de las lavobrechas aflora perfectamente en el Arroyo Remate (coordenadas:  $y=256.80/x=672.15$ ; - puntos K 2130-32). Aquí, en la base del perfil afloran -- tobas vitroclásticas de cenizas de color verdusco y de textura masiva. Se encuentran intensamente alteradas - scolitizadas. Alternan con tobas vitrocrystalocelásticas de granulometría fina. El espesor de estas tobas varía entre 10 y 15 m. Sobre éstas sigue una colada de lava de poco espesor de roca volcánica basal, negra, con piroxeno y plagioclasa porfíricos. Sus contactos con las tobas subyacentes y suprayacentes afloran muy bien, haciendo evidente que dicha colada tiene posición concordante con las tobas. Si--gue un paquete de 13 m de espesor de tobas de color gris--claro hasta verde, alternando con variedades de menor o - mayor granulometría. En plena concordancia con las tobas, suprayacentes se encuentran rocas volcánicas basales, oscuras hasta negras (K 2130) con muchos pórfiros de piroxeno

y plagioclasa. Los estudios microscópicos (K 2130) demuestran que se trata de rocas de aspecto porfírico palmario, condicionado por la presencia de grandes cristales tabulares de plagioclasa que alcanzan una longitud de hasta 0.4 cm, como también por la presencia de grandes fenocristales piroxénicos. Los minerales porfíricos varían en dimensión; a través de microfenocristales llegan a microlitos--grandes plagioclásicos tabulares y granos de piroxeno. Los microlitos pequeños no son frecuentes. Todos éstos se hallan en una matriz de vidrio volcánico de color carmelita, sin transparencia, probablemente por la presencia de polvo de mineral metálico o bien, por la oxidación del vidrio. Por su composición, la plagioclasa es labrador, fresca, raramente con maclas cruciformes. Obsérvanse maclas en forma de rosetas grandes de a tres individuos por piroxeno. Es muy probable la presencia de piroxeno rómbico y monoclinico en la roca con la predominación clara del rómbico. Incluye poiquilíticamente granos de plagioclasa. Cuantitativamente, los minerales de la generación porfírica le llevan ventaja a la matriz, constituyendo el 65-70 % de la masa de la roca. El piroxeno presencia en una cantidad de 30-40 %. La roca se puede referir con mayor probabilidad a los andesitobasaltos, pero esto debería ser apoyado por el análisis químico, puesto que no queda excluida la posibilidad de que las rocas de la localidad K 2130 sean basálticas. El contacto inferior de los andesitobasaltos (K 2130) aflora muy bien. En las tobas del contacto inmediato está mal expresada la zona de temple (2-3 cm). En la base del perfil, los andesitobasaltos presentan textura masiva. Hacia arriba por el perfil, éstas pasan a lavobrechas que forman la matriz de las vulcanitas de esta colada.

La muestra (K 1068) ha sido tomada de la parte más superior de las lavobrechas, en el Arroyo Grande. Los fragmentos de la lavobrecha son de andesitas piroxénicas de estructura-  
(~~porfiricas de estructura~~) porfirica e hialopilitica.

Sobre las lavobrechas yacen transgresivamente los brechoconglomerados de la formación Taguasco (fig. 94, 95).

De la descripción del perfil ofrecida anteriormente, es evidente que por estos lugares, en la base de la formación Carlota o ocurren en cantidades considerables, tobas con intercalaciones de calizas, margas y areniscas, en tanto que su parte superior está representada mayormente, por rocas volcánicas basales a medias.

El espesor de la formación en el perfil anteriormente descrito es de 1 200 - 1 300 m aproximadamente.

Perfil de la formación Carlota en el Arroyo Las Vueltas. Por motivos tectónicos, en el arroyo mencionado no se observa un perfil ininterrumpido de esta formación. Sin embargo, aquí aparecen ciertas variedades que no han sido descritas en los perfiles anteriores, razón por la cual, consideramos que merece ser descrito.- Del sur al norte se observa la siguiente secuencia:

1. En el lugar donde el Arroyo Las Vueltas se cruza con el camino de Jiquimas de Peldéz para el lugar Violeta, afloran calizas y margas del miembro Gómez de la formación Tobas (K 1212). Contienen muchos ammonites de manera que su afiliación a esta unidad queda fuera de duda;
2. A unos 100 m hacia arriba por el arroyo, sin contacto directo con las calizas y margas anteriores, tienen inicio unos afloramientos de tobas y margas intensamente tectonizadas. Esto ocurre en la zona fallada que separa los sedimentos del miembro Gómez de los depósitos de la formación Carlota. Esta zona se extiende a unos 60-70 m por el ---



arroyo gracias al hecho de mantener éste, dirección oeste/este. Luego de la zona triturada, hacia el norte siguen: 3 m de tobas vitroclásticas de color verdoso, microgranulares. Los fragmentos del vidrio volcánico se encuentran totalmente alterados, convertidos en una masa microgranular de zeolitas y minerales arcillosos, predominando las zeolitas. Los cristaloclastos se encuentran en una cantidad exigua y son de plagioclasa. Su estructura es microgranular, relicto-vitroclástica. Por encima yace una capa de tobas de un metro de espesor, de coloración gris verdosa, y de granulometría más gruesa que la de las anteriores. - Está constituida la toba por fragmentos de vidrio volcánico y cristaloclastos de plagioclasa y piroxeno. Los cristaloclastos y los vitroclastos se encuentran en proporciones casi iguales. Sus dimensiones alcanzan hasta 1 mm. -- El cemento que une los granos es de ceniza volcánica (en cantidades ínfimas). Por encima de las tobas, a una distancia de 15 m, aflora una alternación de calizas de estratificación fina, de coloración gris blanquecina (K 1215); margas gris verdosas (K 1217) con intercalaciones de arcillas bentoníticas (K 1217) de color gris verdoso. - Las calizas están formadas por una masa criptocristalina de calcita y minerales arcillosos (de 5 a 10 % aproximadamente) y restos de microorganismos en abundancia. A veces éstos últimos están hacinados en bandas separadas (hasta 0.5 mm) constituyendo casi el 90 % de la composición de la roca. Esta distribución de los restos fosilizados de microorganismos determina la estratificación bandada que se observa en las capas de calizas. Los granos terrígenos que llevan las calizas se encuentran en proporciones insignificantes y están representados solamente por -----

plagioclasa. El espesor de las capas de calizas y margas alcanza hasta 0.15 m. Las intercalaciones de arcillas bentónicas alcanzan un espesor de hasta 0.30 m. Las capas buzcan al norte ( $20^{\circ}$ ) con una inclinación de  $50-55^{\circ}$ .

En las capas de margas se pudo establecer la siguiente microfaua: *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana arca*, - *Globotruncana fornicata* (?), *Globotruncana concavata*, *Rugoglobigerina* (o *Hedbergella*).

Después de la alternación de calizas y margas, sigue, en dirección norte, un tramo de 300 m sin afloramientos;

3. Alrededor de 10 m de calizas muy arenosas de color gris - claro a gris verdoso, o areniscas calcáreas (K 1214). Están formadas por detritus, foraminíferos y granos terrígenos - que alcanzan hasta 2-2.5 mm de dimensiones. Los granos terrígenos son de fragmentos frescos de andesitas y granos de plagioclasa. La cantidad de calcita (del cemento y el detritus) arroja aproximadamente el 50 % de la composición de la roca. Los buzamientos de las capas no son muy claras, sin embargo, es obvio que las calizas buzcan por debajo de las vulcanitas que afloran al norte;
4. Alrededor de 200 m (con un espesor de unos 350 m) de lavabrechas (K 1213) con fragmentos de andesitas piroxénicas, en la generación porfírica de los cuales predomina la plagioclasa. Se observan cortes (probablemente de pórfiros de plagioclasa) rellenos totalmente de clorita. Los pórfiros augíticos permanecen inalterados en tanto que por ciertos fenocristales de plagioclasa se ha desarrollado parcialmente clorita o clorita y calcita. La matriz es de vidrio volcánico con microlitos plagioclásicos y augíticos. El vidrio volcánico, en casi su totalidad, se encuentra -

desvitrificado. La roca ostenta cavidades de forma irregular rellenas de clorita;

5. Sigue un intervalo de unos 300 m, donde aparecen afloramientos parciales, de calizas microgranulares de coloración gris blanquecina, y margas verdosas (K 2176). Es probable la presencia de arcillas bentoníticas. Los materiales de este intervalo guardan semejanza con las margas y las arcillas del intervalo 2. Por causas tectónicas, la repetición del perfil es plausible;
6. Al norte, en un tramo de 2.2 km (medido transversalmente a las estructuras y no por el arroyo, por ser éste muy sinuoso), casi sin interrupción afloran las lavobrechas de la formación Carlota. A unos 400 m del inicio de las lavobrechas, por la orilla occidental del arroyo, se observan 20 m aproximadamente, de calizas detríticas organógenas de coloración gris blanquecina, constituidas mayormente por rudistas y foraminíferos. Las calizas contienen en abundancia, granos y fragmentos de rocas volcánicas de la formación Carlota. Estas calizas se dejan ver al noroeste como una franja estrecha a lo largo de más de 1 km, encontrándose palmariamente incluidas entre las lavobrechas. A unos 150-200 m al norte de la franja de calizas, en las lavobrechas se observan fragmentos aislados de calizas. En la parte más septentrional de los afloramientos de lavobrechas (a 1.6-1.7 km) del inicio de los afloramientos, en las últimas se intercalan alrededor de 2m, tobas cristalolitoclásticas, de granulometría media a gruesa, y de coloración verdosa. Estas tobas buzan al suroeste ( $240^{\circ}$ ) con un buzamiento de  $30^{\circ}$ . Las lavobrechas del intervalo que acabamos de describir, forman evidentemente una estructura

sinclinal. Por las alturas, al oeste y al este del Arroyo Las Vueltas, en varios lugares por encima de las lavobrechas - se han conservado restos brechoconglomerados de la formación Taguasco (de la cubierta de la formación Carlota);

7. Luego de un intervalo de 50-60 m sin afloramientos, al norte afloran tobas de la formación Tobas que buzan al sur -- ( $190^{\circ}$ ) con un buzamiento de  $80^{\circ}$  por debajo de las lavobrechas.

El perfil anteriormente descrito evidencia que la formación - Carlota empieza con una serie de calizas, margas y tobas, suprayacentes a las cuales siguen rocas volcánicas con algunas que otras - intercalaciones de tobas y calizas arrecifales.

Perfil de la formación Carlota al norte del pueblo Potrerillo por el camino a Pedro Barba. Por el camino en mención, del sur al norte, se observa el siguiente perfil:

1. Al norte del pueblo Potrerillo en el Río Zaza (K 466) afloran tobobrechas de fragmentos pequeños y tobas de la Parte Inferior de la formación Tobas. Inmediatamente al norte -- del puente del Río Zaza (coordenadas  $y=263.75/x=660.75$ ) afloran tobas carmelitosas de granulometría fina a media, características de la Parte Inferior de la formación Tobas. - Las capas están levantadas, manteniendo dirección  $355^{\circ}$ . Las tobas están intensamente tectonizadas. Obsérvanse numerosas fallas pequeñas con dirección de casi  $100^{\circ}$ .

El límite entre la formación Tobas y la formación Carlota - (yacente al norte) es tectónica - falla - con dirección noroeste-sureste;

2. Después de la falla sigue un intervalo de unos 100-150 m - por el camino y a un lado del mismo, donde aparecen afloramientos de tobas de granulometría fina y de coloración verdosa

con intercalaciones de margas gris verdosas. Estos depósitos guardan gran similitud con las tobas de la parte inferior de la formación Carlota, del perfil a unos 6 km al noroeste de La Rana. En la muestra (K 1245) de las margas de este intervalo se establecieron solamente radiolarios.

3. Por encima del paquete de tobas y margas sigue una colada de lava de un espesor de 40-50 m. En el camino (precisamente en la desviación del camino de la localidad Tapia - de Pedro Barba a Pedro Barba) estas rocas están mal afloradas. Al oeste del camino forman una pequeña cresta. Son éstas rocas volcánicas de matriz compacta (K 1246a), porfíricas por la plagioclasa y el mineral fémico, de color verde oscuro. En tramos aislados de la matriz, la coloración de la roca es rojiza (K 1246b), producto de su intensa hematización<sup>ti</sup>. La roca está intensamente carbonatada -- observanse pseudomorfosis completas de calcita por piroxeno, habiéndose conservado solamente granos aislados de piroxeno. La calcita también está representada en cavidades de la matriz; ocasionalmente se observa calcita desarrollada por pórfiros de la plagioclasa. La roca se puede caracterizar como andesita piroxénica;
4. Al norte, sobre las rocas volcánicas, en una extensión de 100 m, afloran areniscas volcanoclastísticas de granulometría diferente. En la parte inferior del intervalo se intercala una capa de calizas detrítico-organógenas (espesor = 1.5 m), con granos terrígenos en abundancia, procedentes de las rocas volcánicas de la formación Carlota. En la -- parte superior del intervalo, en las areniscas se intercalan margas gris verdosas y calizas arcillosas, análogas a las del intervalo 2. En la muestra de las margas (K 1247)

se establecieron: *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana-fornicata* y *Globotruncana arca*;

Las capas de areniscas y margas buzan al norte ( $10^{\circ}$ ) con un buzamiento de  $45-50^{\circ}$ . El espesor de este paquete es de unos 45-50 m;

5. Sobre el paquete anterior, aparecen, con yacencia normal, lavobrechas que afloran en una extensión de 170 m por el camino (espesor aproximado entre 120 y 130 m). Estas rocas forman la pequeña cresta al suroeste del camino, después de lo cual doblan al norte (siempre paralelamente al camino) y luego al este. De esta manera, dichas rocas forman perfectamente el centroclinal oeste de un pliegue sinclinal por estos parajes. En el flanco norte del sinclinal, las lavobrechas afloran por el camino en una extensión -- aproximada de 600 m (K 595). Las lavobrechas de este paquete (K 535) son de coloración gris oscura a negra. Están constituidas por fragmentos grandes (hasta 0.50 m), unidos con un cemento de la misma composición de los fragmentos. Las rocas de los fragmentos (K 535) son andesitas piroxénicas (augita - hipersténicas) con plagioclasa - labrador. Los microlitos son también de plagioclasa y piroxeno. El vidrio volcánico es de color carmelita. La estructura de la roca es porférica, hialopilitica y fluidal para la matriz;
6. Por encima de las lavobrechas yacen tobas bien estratificadas, de granulometría gruesa a fina. Encuéntranse éstas intercaladas por capas delgadas (0.10-0.50 m) de calizas microgranulares a margas calcáreas de coloración gris verdosa (K 1226, K 1227). Las calizas (K 1226) están constituidas por una masa microgranular de calcita y minerales-

arcillosos, conteniendo un 10 % de restos de organismos - (mayormente foraminíferos menudos) y de 3 a 5% de granos-terrágenos (de plagioclasa) de dimensiones aleurolíticas.

La muestra de estas rocas para la microfauna resultó estéril.

Con este paquete de tobas y calizas termina el perfil de la formación Carlota. El paquete aflora en el núcleo del sinclinal lugareño.

En el perfil anteriormente descrito se puede ver que las andesitas representan coladas de lavas dentro de una serie de tobas, areniscas volcanoclasticas, margas y calizas microgranulares.

Las regiones ocupadas por la formación Carlota, están relativamente bien afloradas por lo que podríamos ofrecer una cantidad más elevada de descripciones de perfiles concretos si nos arriesgásemos a redundar sobre unos mismos depósitos. En los perfiles hasta aquí descritos, hemos tocado las variedades litológicas fundamentales y sus interrelaciones dentro del perfil. En suma, la secuencia estratigráfica de los depósitos en la formación Carlota es como a continuación sigue: en la parte inferior de la formación predominan las tobas en alternación con calizas y margas microgranulares y de estratos finos, intercalaciones de areniscas volcanoclasticas y coladas de lava, de espesor relativamente delgado. En la parte superior de la formación prevalecen coladas de lava de buen espesor, mayormente de lavobrechas e intercalaciones de tobas y cuerpos de calizas arrecifales. Estas últimas vienen en mayores cantidades, constituyendo con mayor frecuencia, las partes superiores de la formación.

4. Distribución. La formación Carlota tiene una distribución relativamente amplia en las porciones septentrionales de la zona Zaza. Sus afloramientos principales se localizan en la parte este

de la provincia (fig. 73). Los afloramientos más occidentales se verifican en la región al sureste del pueblo Rancho Velez y al -- suroeste del central azucarero Quintín Banderas (antiguo Ramona) llegando al sureste hasta el pueblo San Isidro - el central azucarero Pancho Gómez Toro, al oeste de Quemado de Gúines. La franja empieza inmediatamente al sur de Rancho Velez, observándose al -- sureste, sinuosa como una "S", llegando al sur del central azucarero Quintín Banderas. Luego de una interrupción de unos 2 km, re aparece a 500-600 m al sur del central azucarero José Riquelme (antiguo Resolución), siguiendo sin interrumpirse hasta San Isidro.- Las muestras de esta franja (GM 216-1, GM 193) representan andesitas piroxénicas, donde el vidrio volcánico ostenta fisuración perlítica (GM 216-1). Los depósitos de la formación Carlota en la región de Rancho Velez - San Isidro, afloran en una zona intensamente tectonizada, razón por la cual el perfil normal de la formación se encuentra muy alterado.

Al sureste, la siguiente localidad de la formación Carlota - se observa en la región al noroeste del pueblo Vega Alta, situado al oeste del Río Sagua la Chica. Aquí los materiales afloran en una franja estrecha (100-150 m) y de 1-1.5 km de longitud (G 309, G 322). Está representada por lavobrechas de andesitas, donde los fragmentos son de andesitas piroxénicas (augita - hipersténicas). Entre los fenocristales de la roca (G 309) prevalecen los de plagioclasa (andesina basal hasta labrador por su composición). Están representados en buenas cantidades los pórfiros del piroxeno monoclinico; el piroxeno rómbico aparece en cantidades menores.- Algunos de los fenocristales del piroxeno rómbico, en ambos extremos presentan un maelaje irregular de piroxeno monoclinico. En la matriz se distinguen vidrio volcánico inalterado de color carmelita, microlitos de piroxeno y plagioclasa y granos de mineral metálico. La estructura es porfirica e hialopilitica para la matriz.



A partir de Vega Alta hacia el este, los afloramientos de la formación Carlota desaparecen en un tramo de 14 km, reapareciendo en el valle del Río Camajuaní, donde se les observa como una estrecha franja de unos 500 m de ancho y 12 km de largo, entre la carretera de Santa Clara a Caibarién (a 2.5 km al suroeste de la ciudad de Camajuaní, hasta el central azucarero Pedro Carbó Servid- antiguo Fidencia). La formación Carlota de esta franja aflora entre los depósitos de la formación Tobas por el norte, y los de serpentinitas por el sur. El límite con la formación Tobas no está aflorado, en tanto que el límite con las serpentinitas es claramente tectónico. Por estos parajes, la formación Carlota está representada por lavobrechas (M 646, M 1168). Las vulcanitas de la formación Carlota afloran magníficamente por el camino de Camajuaní a Falcón (Callejón de las Yaguas). Por este mismo camino aflora también un cuerpo pequeño de calizas arrecifales (Z 349). Esta localidad de calizas fue conocida por M.G. Rutten (1935, 1936b).-- Dicho autor denomina estas calizas como formación Habana, refiriendo las rocas volcánicas (de la formación Carlota,-- notas del autor) a la formación Tobas. De las calizas de este lugar (localidad de M.G. Rutten, L 415) el autor señalado emite la presencia de: *Terreina tereri*, *Pseudorbitoides trechmani* y *Pseudorbitoides israelskyi*<sup>2)</sup>. De estas calizas, nosotros por nuestra parte,-- hemos recogido, además de foraminíferos grandes, corales de los cuales se pudieron determinar: *Calamophylliopsis* sp. (n.sp.?) y -

<sup>2)</sup> Bronnimann (1955b) determina una vez más los foraminíferos grandes de esa misma localidad (localidad suya T 2481) separando los determinados por M.G. Rutten (1935) como *Pseudorbitoides israelskyi* y una nueva especie bajo el nombre *Pseudorbitoides rutteni*. Cole & Applin (1970) no reconocen la especie nueva de Bronnimann, situando la en la sinonimia *Pseudorbitoides israelskyi*.

*Goniopora trechmani* Wels. Calizas anólogas afloran a 1 km al sureste, en el punto M 1169.

Después de una nueva interrupción de unos 8 km, los depósitos de la formación Carlota aparecen de nuevo en la misma situación tectónica en la región del central azucarero Hermanos Ameijeiras (antiguo San José), al este de la ciudad de Placetas (M 587). Desde ahí los afloramientos se observan como una franja ancha en una extensión de 2.5-3 km al sureste (M 607-11). Luego de una interrupción de 3 km aproximadamente, reaparecen en una pequeña loma (M 900) por la margen derecha del Río Hacha. Aquí los afloramientos son de rocas porfíricas por la plagioclasa y el anfíbol, de coloración roja. Los estudios al microscopio demuestran que los minerales porfíricos están unidos con matriz criptocristalina intensamente hematizada<sup>ti</sup>, hasta microlítica. La plagioclasa está carbonatada, siendo querautita el anfíbol (opacitizada).

Como continuación de los afloramientos anteriormente descritos de la formación Carlota, al este del Río Zaza tiene inicio otra franja que se observa hasta el límite oriental de la provincia, casi sin interrupción. Aquí los depósitos de la formación Carlota se sitúan al sur de la franja serpentinitica (fig. 73). En dicha franja, los depósitos de la formación Carlota forman a menudo pliegues sinclinales complicados por numerosas fallas. Precisamente en esta parte de la provincia se encuentran los perfiles que hemos ofrecido.

La franja de distribución de la formación Carlota de esta parte de la provincia, mantiene en líneas generales, la dirección de distribución de las serpentinitas y la formación Tobas de la estructura Jarahueca.

En el valle del Río Jatibonico del Sur, la franja de depósitos de la formación Carlota tuerce al norte, en la "parte ----

periclinal" de la estructura de Jarahueca, luego de lo cual dobla al oeste en el flanco norte del "periclinal". En el "periclinal" de la estructura de Jarahueca o, s. en el valle del Río Caramayana, por debajo de las lavobrechas y de las andesitas de las partes superiores de la formación Carlota afloran (N 807, N 808, N 810, -- N 820, 23, M 1012) tobas de granulometría fina a media, de color gris verdoso con intercalaciones de calizas y margas microgranulares, de color gris verdoso y en capas finas y, pequeños cuerpos de rocas volcánicas. Una parte de estos depósitos han sido denominados por Hatten et al. (1958) "formación Caramayana".

Pequeños afloramientos de la formación Carlota se establecieron también lejos al oeste, en el flanco norte de la estructura Jarahueca; al norte y noroeste de las minas Jarahueca (M 938, M 937, M 1100, S 368, G 909, G 905, G 908, K 2210, K 2211). Por estos lugares los sedimentos terrígenos de la formación Taguasco acompañan la formación Carlota.

El último afloramiento de la formación Carlota, alejado y aislado de las zonas principales de distribución, consiste en una pequeña localidad ubicada a 4 km al sureste del pueblo Falcón, cerca de la Carretera Central. Ahí, a 100 m al norte de la carretera (coordenadas:  $y=280.55/x=630.60$ ; K 2583) aflora una franja estrecha (100 m de ancho) de lavobrechas que no difieren de las lavobrechas de la formación Carlota de la parte oriental de la provincia. El estudio microscópico de estas rocas (K 2583) confirmó que los fragmentos de lavobrechas son andesitobasaltos augito-hipersténicos.

Las lavobrechas de esta localidad se cubren por conglomerados y areniscas semejantes a los de la formación Taguasco, yaciendo sobre calizas del miembro Gómez de la formación Tobas.

5. Límites y espesor. La formación Carlota se extiende -

transgresivamente sobre distintas partes de la formación Tobas (Cretácico inferior - Turoniano). Sin embargo, no hemos llegado a observar los contactos directos, fuera eso por motivos tectónicos - o por falta de afloramientos. Debido a su litología característica, la formación Carlota se distingue fácilmente de los depósitos volcánógenos de la formación Tobas. Las vulcanitas de la formación Carlota son frescas, inalteradas. Las lavobrechas, por su textura característica, se distinguen con facilidad entre todas las vulcanitas de la provincia. Las tobas de la formación Carlota tienen una coloración típica verdosa o gris verdosa que las hacen descollar entre las tobas en tonalidades carmelitosas de la formación Tobas. Además, las de la formación Carlota van acompañadas por calizas microgranulares y margas. La alternación de calizas y margas microgranulares es parecida a la alternación de calizas y margas del miembro Gómez de la formación Tobas ofreciendo el riesgo de ser confundidas a la hora del mapeo, teniéndose en cuenta que la formación Carlota frecuentemente hace contacto con el miembro Gómez de la formación Tobas. Las calizas y las margas de la formación Carlota se diferencian por su coloración verdosa más intensa, por la ausencia de fauna ammonítica y se encuentran intercalaciones por arcillas bentónicas y tobas gris verdosas y verdosas.

El límite superior de la formación Carlota es erosional. Casi siempre esta formación se encuentra cubierta de los depósitos terrígenos de la formación Taguasco. En los brechoconglomerados de ésta última aparecen numerosos fragmentos de las rocas volcánicas y las calizas (mayormente arrecifales) de la formación Carlota, conjuntamente con bloques y fragmentos de graníoides y otras rocas, bien redondeados.

El espesor de la formación difícilmente podría precisarse. - Además, el carácter volcánógeno de la formación es el motivo -

que causa la irregularidad del espesor, debido ello al diferente espesor de las coladas. En el perfil descrito a 6 km al noroeste de La Rana (éste es uno de los perfiles más completos) el espesor de la formación alcanza entre 1 200 y 1300 m. Por el camino de La Rana a Tres Guanos (la franja más septentrional) el espesor llega a no menos de 800-1 000 m (aquí tenemos representación mayoritaria de lavobrechas).

6. Fauna y edad. En informes inéditos, propiedad del Fondo Geológico de La Habana como también en la bibliografía publicada, la edad de los depósitos relacionados por nosotros como "formación Carlota", ha sido aceptada de distintas formas.

En el informe de Bronnimann & Pardo (1954) se señala el Cretácico superior como edad de las rocas volcánicas, en tanto que en la tabla de correlaciones se sitúan en el Maestrichtiano (por causa de la aceptada edad Maestrichtiano superior para las calizas - (formación Jiquimas) - Vaughanina assemblage, considerándoseles como una formación independiente suprayacente a las vulcanitas -- (véase Fursasola-Bermúdez et al., 1964; fig. 19).

En el informe de Hatten et al. (1958) se admite para las rocas volcánicas (corresponden a la "formación Rana", según la denominación de ése) la probabilidad de tener su origen durante el Coniaciano-Santoniano. Respecto a las calizas arrecifales ("formación Carlota" según ellos) comunican la presencia de: *Pseudorbitoides trachmani*, *P. israelskyi*, *Vaughanina cubensis*, *Sulcoperculina digkersoni*, *Asterobis* sp., *Lepidorbitoides* sp., admitiendo una edad más reciente que la de la "formación Rana".

Seiglie & Ayala-Castañares (1963), para las mismas calizas - (denominadas por ellos "formación La Peña") aceptan edad Maestrichtiano inferior. Estos autores, al referirse a las calizas se apoyan en sus muestras: S 419, S 419-A, S 419-C, Pt 238,60; y la-

presencia de: *Pseudorbitoides ruttneri*, *Sulcoperculina globosa*, *Sulcoperculina* sp., *Torreina torrei*.

En la formación Carlota, los fósiles aparecen en las intercalaciones de margas y calizas en la parte inferior de la formación (microfauna) y en los cuerpos lentiformes de calizas arrecifales intercalados en las rocas volcánicas o bien encontrándose suprayacentes a éstas (estas rocas volcánicas son la "formación Jíquimas", "formación Carlota", "formación La Peña" de los distintos autores).

La microfauna de la parte inferior de la formación (tabla 22a) es muy pobre. La asociación microfósil de ciertas muestras demuestran edad Santoniano, mientras que en otras se podría interpretar como edad más reciente.

En la asociación de foraminíferos grandes establecida en las calizas detríticas y arrecifales (tabla 22b) predominan: *Pseudorbitoides* (*Pseudorbitoides* P. *israelskyi*, P. *trechmani*) y *Omphalocyclus* (*Torreina* *torrei*). En cantidades menores se establecieron los géneros: *Orbitoides*, *Asterorbis*, *Lepidorbitoides*, *Sulcoperculina* y *Vaughanina*. Sin embargo, llama la atención el hecho de que junto con el género *Pseudorbitoides* (que es característico de los depósitos santonianos en la parte restante de la provincia), aquí en ciertas localidades, se establecen individuos de los géneros - *Orbitoides*, *Asterorbis* y *Lepidorbitoides*, que son más frecuentes para el Maestrichtiano.

Los rudistas de las muestras K 604, K 1032, K 1033, K 1036, - K 1259, K 2189, proceden de las calizas de esta formación, prevaleciendo los representantes del género *Parastroma*, en tanto que - el género *Barvettia* apenas si se deja ver.

De los corales (muestra Z 349) se pudieron establecer: *Calamophylliopsis* sp.(? n; sp.) y *Goniopora trechmani* Wells. Hasta la -

Autores y localidades		En el presente informe								
Fósiles	Hatten et al., 1958									
	(Form.Caramayana)	K 566 *	K 581 *	K 605 *	K 606 *	K 1217 ***	K 1221 **	K 1222 **	K 1245 **	K 1247 ***
Globotruncana angusticarinata			+							
Globotruncana arca				+	+	+				+
Globotruncana bulloides			+							
Globotruncana calcarata	+									
Globotruncana concavata			+			+				
Globotruncana contusa	+									
Globotruncana fornicata	+			+	+	+				+
Globotruncana gansseri		+								
Globotruncana lapparenti				+						
Globotruncana ex gr lapparenti	+									
Globotruncana lineana										+
Globotruncana plicata				+	+					
Globotruncana renzi			+							
Globotruncana rosetta				+	+					
Globotruncana tricarinata	+									
Globotruncana ventricosa						+				
Globotruncana spp							+	+		
Gümbelina elegans		+		+	+					
Gümbelina sp	+									
Gublerina decoratissima							+			
Radiolaria							+	+	+	

\* Determinados por Y. Vaptzarova

\*\* Determinados por S. Arruti y P. Borro

\*\*\* Determinados por M. Stancheva

# FORAMINIFEROS GRANDES DE LA FORMACION CARLOTA

Tabla 22b

AUTORES Y LOCALIDADES	FOSILES	M.G. Rutten 1935, 1936a L-413	Hatten et al. 1958	Seiglie & Ayala Castañares, 1963				En el presente informe							
				Pt-238.60	S-419	S-419-A	S-419-C	K 553	K 573	K 578	K 1048	K 1055	K 1075	K 1082	K 1234
<i>Pseudorbitoides trechmani</i>		+	+								+				
<i>Pseudorbitoides israelskyi</i> (= <i>Pseudorbitoides rutteni</i> )		+	+	+	+	+	+							+	
<i>Pseudorbitoides</i> sp										+			+		
<i>Orbitoides tissoti</i>								+						+	
<i>Orbitoides</i> sp								+	+						
<i>Asterorbis cubensis</i>									+						
<i>Asterorbis</i> sp			+												
<i>Omphalocyclus</i> (Torreina) <i>torrei</i>		+			+	+				+		+			+
<i>Vaughanina cubensis</i>			+												
<i>Sulcoperculina globosa</i>					+	+									
<i>Sulcoperculina dickersoni</i>			+												
<i>Sulcoperculina</i> sp.						+	+								
<i>Lepidorbitoides</i> sp.			+												

195



actualidad, el primer género es conocido solamente como de edad Jurásico - Cretácico inferior. El segundo es conocido como Catadubabada de Jamaica.

Los datos faunísticos para la determinación de la edad de la formación Carlota no son lo suficientemente como para poder determinar la edad con precisión. Lo más probable es, que la formación sea de edad Santeniano, esto, en base a la posición estratigráfica y algunos datos faunísticos (asociaciones de microfósiles con *Globotruncana concavata* y *Globotruncana ferriseta*; asociación de foraminíferos grandes donde predominan los *Pseudorbiteoides*).

La formación Carlota ostenta numerosas rasgos litológicos comunes con las formaciones Magley, Coterro, Arimao y Jarao de las porciones del sur de la provincia. Las tobas con intercalaciones de calizas que aparecen en las partes inferiores de la formación Carlota son análogas a ciertas tobas y calizas de la formación Coterro. Las rocas volcánicas de la formación Carlota (andesitas y andesitobasaltos) por su composición son similares a las andesitas, basaltos y los andesitobasaltos de las formaciones Arimao, Jarao y Magley, lo cual apoya el criterio de que todas estas formaciones son de una misma edad.

#### Santeniano No dividido

En el mapa geológico hemos mostrado en tres lugares Santeniano No dividido. Aprovechamos el término "Santeniano No dividido" en el sentido, de que los depósitos de estos lugares no pueden ser referidos a ninguna de las unidades litoestratigráficas anteriormente descritas, y no hay datos suficientes para ser determinados como unidades litoestratigráficas independientes. Una de las localidades se encuentra en la región del poblado Máximo, a 10 km al sur de la ciudad de Placetas, la segunda está en el Río

Zaza a 14 km al norte del poblado Zaza del Medio, a 3 km al suroeste del paso Vergara, y la tercera, a unos 2.5 km al SE de Guinía de Miranda.

En el poblado Máximo, a unos 2 km, exactamente al suroeste de éste (N 775) fue establecida una pequeña localidad de areniscas - calcáreas a calizas arenosas y calizas microgranulares. Visiblemente en la parte inferior del perfil aparecen areniscas gris claras de granos medios a grandes hasta calizas arenosas. Están constituidas de granos redondeados e aristosos de rocas volcánicas y tabas y mucho detritus. Se observan muchos foraminíferos, probablemente Pseudorbiteoides. Los granos de rocas volcánicas alcanzan hasta 10 mm, raramente son mayores. Por facies, estas areniscas recuerdan a las areniscas calcáreas de la formación Salvador e a algunas de las areniscas, intercaladas en las partes centrales de la formación Cotorro. Las areniscas se observan como fragmentos dispersos por el suelo; junto con ellos se encuentran también radiolitos del género Barrettia. Visiblemente sobre las areniscas se disponen calizas microgranulares gris pintanas. Estas calizas recuerdan a las calizas microgranulares de las partes centrales de la formación Cotorro en los perfiles al norte del poblado Seibabo. Las capas de las calizas están plegadas y forman un pequeño pliegue sinclinal.

En el valle del Río Zaza, a unos 3 km, al sureste del Paso Vergara, abajo por el río, varias pequeñas lomas entre el aluvión del Río Zaza y su afluente Arroyo Grande, están constituidas por tabas y calizas, que condicionalmente referimos al Santoniano. Buena afloramientos se observan en la loma pequeña, inmediatamente al norte del Arroyo Grande, al noreste del lugar, donde se unen el Arroyo Grande y el Arroyo Macho. En este lugar, por el camino que pasa a unos 2 km al este del Río Zaza, del norte al sur

se observa:

570

1. De la desviación de este camino por el camino de Neiva a Jiquimas de Pácor, al sur a una distancia de alrededor de 1.1 km afloran tobas y tobabrechas de la formación Tobas, con dirección al este ( $110^{\circ}$ ) con inclinación  $60^{\circ}$ ;
2. Intervalo de alrededor de 1.1 km de depósitos aluviales;
3. La loma pequeña está constituida por alternación entre tobas gris verdosas a pintonas y calizas verdosas microgranulares. Las tobas son de granos pequeños a grandes y pasan a tobabrechas con tamaño de los fragmentos hasta 1 cm. -- Las variedades macrogranulares (K 616) están constituidas de fragmentos de andesitas, vidrio volcánico y minerales. Los fragmentos de andesitas están alterados en distinto grado, principalmente cloritizados. Los cristaloclastos son sólo de plagioclasa. El vidrio volcánico está fuertemente alterado -- neolitizado y argilitizado. En lugares -- tiene estructura alveolar.  
  
Las calizas son gris verdosas, de granos pequeños. Contienen alrededor de un 10-15 % de componente terrígeno. Las impurezas terrígenas son principalmente de plagioclasa, -- poco de cuarzo, piroxeno y fragmentos de rocas volcánicas. Su forma es aristosa y sus dimensiones son de menos de 1 mm. Las calizas contienen muchos foraminíferos y organismos silicificados, constituidos de ópalo;
4. Intervalo de 200 m sin afloramientos;
5. En la orilla septentrional del Arroyo Grande afloran varios metros de calizas organógenas, constituidas principalmente de rudistas. Sobre las calizas siguen alrededor de 7-8 m de calizas detríticas (K 615);

6. Al sur del Arroyo Grande en una distancia de 200 m no hay afloramientos (terrazza aluvial), después de lo cual al -- sur comienzan los afloramientos de los conglomerados de la formación Taguaseo (K 614).

Las tobas anteriormente descritas en alternación con calizas y las calizas arrecifales sobre ellas, por su facies recuerdan -- a las tobas y a las calizas arrecifales de la formación Marieta, -- o a las tobas de la formación Coterre.

Al oeste de los afloramientos descritos, entre la terraza -- aluvial del Río Zaga se elevan varias pequeñas alturas, constitui -- das principalmente por calizas gris verdosas de granos finos a mi -- crogranulares y un poco de tobas.

A unos 2.5 km al sureste del poblado Güinia de Miranda en la parte meridional de la provincia entre el Complejo Anfibolítico -- (probable Paleozoico) aflora un cuerpo de rocas volcánicas con -- composición andesítica. Este cuerpo volcánico tiene en la superfi -- cie una forma casi isométrica (G 232). Su límite con el Comple -- jo Anfibolítico por la parte meridional, es tectónico, y en las -- partes restantes aflora mal y está inclinado. Lo más probable es que estas rocas cortan el Complejo Anfibolítico.

Estas rocas son gris oscuras, porfíricas por el feldespato. -- Al microscopio en ellas se observan pórfiros y matriz. Los pórfi -- ros están presentados por cristales aislados de piroxeno y plagi -- clasa. Esta última está prismáticamente alargada y sericitizada. -- El piroxeno es completamente fresco, pero se observan cortes de -- piroxeno (?) que integramente está sustituido por clorita y cuar -- zo. Están presentes también granos más grandes de mineral metáli -- co. La matriz es no recristalizada, cloritizada, rellena de micro -- lites plagioclásicos y granos microscópicos de mineral metálico y piroxeno (?). En muchos lugares, los microlitos plagioclásicos --

están fluidalmente ordenados. La estructura de la roca es porfiríca, pilotáxica para la matriz, frecuentemente con ordenamiento -- fluidal.

Las andesitas piroxénicas de la localidad descrita son muy frescas y se diferencian de las rocas volcánicas de la formación Tobas. Se parecen más a las vulcanitas santonianas, por lo cual -- condicionalmente las hemos significado como Santoniano.

#### M a e s t r i c h t i a n o

De edad maestrichtiana en la parte sur de Las Villas (zona - Zaza) son un grupo de formaciones, que yacen transgresiva y discordantemente sobre los depósitos santonianos o más antiguos. Datos -- lo suficientemente seguros sobre la existencia de depósitos campanianos en la parte meridional de Las Villas no hay. Probablemente durante el Campaniano ha sucedido denudación de parte de los depósitos más antiguos. Debido a la facies transgresiva de los depósitos maestrichtianos, el mapeo de su límite inferior no representa dificultad. Este coincide con los límites litológicos inferiores de las unidades litoestratigráficas. El límite superior de los depósitos maestrichtianos representa una transición litológica paulatina entre los sedimentos maestrichtianos y paleogénicos y no coincide con los límites litológicos de las unidades litoestratigráficas. Por esta razón el límite entre Maestrichtiano y Paleógeno -- mostrado en el mapa geológico tiene carácter condicional. Debido a la imposibilidad de un mapeo exacto del límite Cretácico superior Paleógeno, al elaborar el mapa geológico hemos procedido de la siguiente forma: unidades litoestratigráficas (formaciones), de las cuales sólo las partes más inferiores tienen edad maestrichtiana, y su parte principal pertenece al Paleógeno, han sido mostradas -- en el mapa geológico con el color del Paleógeno. Sólo la formación

Santa Clara (de las formaciones con edad Cretácico superior-Paleógeno), de la cual no sabemos que parte de su volumen tiene edad -cretácica, hemos significado con el signo Maestrichtiano-Paleógeno. La descripción de estas formaciones ha sido dada en la parte sobre el Paleógeno.

Los sedimentos maestrichtianos de la parte meridional de Las Villas con pequeñas excepciones son bastante uniformes en el sentido litológico. En su base comienzan con sedimentos terrígenos que hacia arriba en el perfil se sustituyen por sedimentos calcáreos-marítimos poco profundos. Formaciones tobáceas entre los sedimentos maestrichtianos se encuentran esporádicamente y en muy pequeña cantidad.

Los sedimentos maestrichtianos contienen siempre y en gran cantidad diversa fauna fósil. En la asociación de foraminíferos -grandes predominan los géneros: Orbitoides (*O. apiculata apiculata*, *O. apiculata browni*), Lepidorbitoides (*L. planasi*, *L. minima*, *L. rutteni*, etc.), Ayalayna (*A. rutteni*), Asterorbis, etc. Las --equinidas son unos de los fósiles más masivamente frecuentados --(los géneros *Lanieria*, *Holostypus*, *Codiopsis*, *Solenia*, *Phymosoma*, *Conulus*, *Hemliaster*, *Trachiaaster*, *Linthia*, etc.). La fauna de rudistas con *Titanosarcolites* es muy característica. En muchos lugares se encontraron ammonites característicos para el piso maestrichtiano (*Pachydiscus*, *Menuites*, *Pseudophyllites*, *Sphenodiscus*, *Nostoceras*, *Selenoceras*). Además de los grupos fósiles señalados más importantes para la estratigrafía, los sedimentos maestrichtianos contienen en abundancia también otros fósiles de Palecípodas, gasterópodos, vermes, algas, etc.

La distribución de los depósitos maestrichtianos está estrechamente relacionada con la del Paleógeno. Estos ocupan las partes más inferiores del perfil en las estructuras superpuestas negativas

(las cuencas), dispuestas sobre los depósitos más antiguos, relativamente más fuertemente plegados. En las páginas siguientes daremos la descripción de los depósitos maestrichtianos por cuencas y observaremos su distribución.

#### Maestrichtiano en la cuenca de Santo Domingo

La cuenca de Santo Domingo ocupa las partes occidentales de la provincia de Las Villas. Sedimentos maestrichtianos en ésta se localizan en la superficie en el borde meridional de la cuenca. -- Al suroeste éstos se ligan sin interrupción con los de la cuenca de Cienfuegos y, al oeste de la carretera Cienfuegos - Redas, el adherimiento de una u otra formación hacia una de las dos cuencas es condicional. Muy condicional es también el adherimiento de los sedimentos maestrichtianos de la región de Falcón a la cuenca de Santo Domingo y su tratamiento en este capítulo. Por su litología y otras particularidades éstos son muy distintos de los de la parte restante de la cuenca.

La secuencia estratigráfica y la distribución espacial de las formaciones maestrichtianas se pueden ver en la tabla 2.

En la base del corte maestrichtiano se disponen las formaciones Guanaja y San Pedro que pasan lateralmente una en otra y en la suprayacente a ellas formación Esperanza. En la región de Falcón hacia el piso maestrichtiano adjuntamos la formación Mones. La formación San Pedro está desarrollada principalmente en la cuenca de Cienfuegos y su descripción ofreceremos junto con la descripción de las formaciones maestrichtianas en esta cuenca.

#### Formación Guanaja

1. Nombre y antecedentes. Con el nombre de "formación Guanaja" serán descritos los sedimentos terrígenos de la base del corte -

maastrichtiano en la región al sur de la ciudad de Esperanza. El epónimo geográfico del nombre es el Arroyo La Guanaja. Una parte de los sedimentos que serán descritos bajo este nombre, han sido conocidos a los autores más antiguos (M.G. Rutten, 1936a) y en los mapas geológicos han sido coloreados como formación Habana, junto con los sedimentos del Cretácico superior restantes y una parte de los del Paleógeno.

2, Distribución y litología. Esta formación se establece en un área reducida entre la Carretera Central y el poblado San Juan de los Yeras en la parte oriental de la cuenca de Santo Domingo (fig. 76).

La formación está compuesta por conglomerados, areniscas, aleurolitas y margas con todas las transiciones entre éstas y cuerpos en forma de lentes de calizas arrecifales.

Los conglomerados están formados de fragmentos de rocas efusivas, tobas y calcedonia de la formación Tobas, fragmentos de tobas neolitizadas de las formaciones Hilarie y Cotorro. Sus tamaños alcanzan hasta 0.05-0.10 m. Todos están bien redondeados. El cemento del conglomerado es de tipo basáltico y está presentado por arenisca de grano distinto por su tamaño y de la misma composición y cemento calcáreo.

Los conglomerados son de color gris azulado en superficie fresca y, gris abigarrado o amarillento-marrones en superficie intemperizada. En dirección horizontal y vertical pasan a areniscas. Las areniscas tienen la misma composición - los granos son de productos destructivos de la formación Tobas y las formaciones santonianas. Con respecto al tamaño de los granos se encuentran todas las transiciones de areniscas macrogranulares a microgranulares y aleurolitas. El cemento es calcáreo, en distinta cantidad



en las diferentes capas o inclusive en una misma capa, y las areniscas pasan a calizas arenosas. Las areniscas contienen a veces muchas rudistas, por lo general, ejemplares enteros.

Las margas de la formación Guanaja son de color gris verdoso en superficie fresca y, amarillentos al intemperizarse. Estas son muy arcillosas y pasan a arcillas calcáreas. Una particularidad característica de estas rocas es que ellas están rellenas de una cantidad extraordinariamente grande de foraminíferos grandes (principalmente *Lepidorbitoides*). En terrenos formados por éstas, en la capa superior se encuentran sólo *Orbitoides*.

Las calizas son de color abigarrado o cremoso. Estas son de textura masiva, sin estratificación. Están formadas en su mayor parte, por rudistas (*Titanosarcolites*, *Journonia*, etc.), algas, - Hydrozoa, foraminíferos grandes, etc. Estos aparecen bajo la forma de cuerpos lenticulares entre los sedimentos terrígenos.

3. Localidad típica. Como localidad típica de la formación proponemos los afloramientos por el camino que se separa de la Carretera Central en el poblado Antón Díaz y a través de la localidad Guanaja y el central "10 de octubre" (ex Santa Rosa) conduce a Ranchuelo, en el intervalo entre el Arroyo La Guanaja y el Río Sagua la Grande. La formación Guanaja en el camino mencionado aflora en la parte centriclinal de la gran estructura sinclinal de la cuenca de Santo Domingo.

Como un perfil auxiliar de la formación pueden señalarse los afloramientos por el camino que se separa del camino a Ranchuelo, a unos 100 m al oeste del Arroyo La Guanaja y va al sur.

#### Descripción de la localidad típica:

1. Las tobas de la formación Cotorro sireven, sin duda alguna, de base de la formación, pero el contacto no ha sido-

localizado. Entre los últimos afloramientos de la formación Cotorro (K 158; coordenadas:  $y=286.46/x=596.55$ ) y los primeros afloramientos de la formación Guanaja en un intervalo de alrededor de 1.2 km nó hay afloramientos;

2. Alrededor de 25 m de calizas organógenas abigarradamente-cremosas, de textura masiva. Están formadas de rudistas (Titanosarcolites, Bournonia, etc.), algas, foraminíferos -- grandes (Orbitoides) y detritus. Estas forman la altura -- pequeña en K 159. Estas continúan al sur y llegan hasta -- el Arroyo Guanaja a 250-300 m al sur del camino, donde terminan probablemente por falla. De estas calizas han sido-determinados (muestra K 159) Orbitoides tisseti;
3. Intervalo de 40 m (= 20 m de espesor) sin afloramientos;
4. Intervalo de 15 m formado por areniscas macrogranulares a conglomerados de fragmentos pequeños. Están formadas por-los productos destructivos de rocas efusivas y tobas con-abundante cemento calcáreo. Estas contienen en abundancia grandes ejemplares de rudistas;
5. Intervalo de alrededor de 75 m sin afloramientos;
6. Nuevamente afloran las areniscas del intervalo 5. Estas -- son las mismas capas y su repetición se debe a una falla-con dirección casi norte-sur;
7. Intervalo de 200 m (junto al Arroyo Guanaja), en el cual--por el camino no hay afloramientos. Sólo a 20-30 m al sur de éste aparecen, sin embargo, las areniscas del intervalo 6;
8. En el Arroyo La Guanaja afloran areniscas macrogranulares a conglomerados de fragmentos pequeños. En su composición además de granos de rocas efusivas participan también mu-cho

detritus y foraminíferos grandes (K 160). Espesor de 4 m. Las capas buzan al oeste con  $30^{\circ}$ ;

9. Intervalo de 25 m (= 20 m de espesor) no hay afloramientos;
10. Areniscas macrogranulares, fuertemente meteorizadas, desmenuzables a conglomerados de fragmentos pequeños. Las capas buzan con gran inclinación al oeste ( $70^{\circ}$ ). Espesor al rededor de 20 m;
11. Alrededor de 700 m por el camino no hay afloramientos;
12. Alrededor de 300 m por el camino hay afloramientos parciales de areniscas macrogranulares o conglomerados de fragmentos pequeños con abundante cemento calcáreo. En superficie fresca tienen color gris azulado, mientras que al intemperizarse son marrones. Estas areniscas son ricas en inoceramus, ammonites y otros fósiles. De ellos fueron determinados (K 164): *Inoceramus barabini* (= *Endocostea typica*), *Solenoceras mortani* H. & H. *Baculites paradoxus* Perrinitz, "Turrilites" splendens Shumard.

Los afloramientos son malos para ser vistas las inclinaciones de las capas. Visiblemente las capas son casi paralelas al camino y buzan bajo una pequeña inclinación al noroeste. Al norte del camino, después de un intervalo de 200-250 m (= 50 m de espesor) sin afloramientos, se descubren las calizas de la formación Esperanza que forman las lomas de El Trabuco (K 162, K 163).

Es posible que las areniscas del intervalo descrito sean las mismas de los intervalos 3 y 10 que aparecen nuevamente en el camino, debido a un cambio en la dirección de las capas y al hecho de encontrarnos en la parte axial de un-

pliegue sinclinal;

13. Intervalo de 300 m que coincide con la parte baja en el relieve, sin afloramientos;
14. Nuevamente afloran areniscas de granulometría diversa, -- iguales a las del intervalo 12 (K 164). Se descubren en una distancia de 10 m. Las capas buzan al E-NE/60° con inclinación de 80°;
15. Intervalo de 200 m sin afloramientos;
16. Intervalo de 100 m que coincide con la parte alta en el relieve, sin afloramientos. Sin embargo, en el suelo se encuentran muchos fragmentos de conglomerado, formado -- por fragmentos bien redondeados de andesitas y tebas. Só lo a 100 m al sur del camino aparecen, sin embargo, areniscas fuertemente calcáreas a conglomerados de fragmentos pequeños con abundante cemento calcáreo que pasan a cali zas arenosas. En éstas se encuentran muchos ejemplares -- grandes de rudistas;
17. Al oeste del Río Sagua la Grande no hay afloramientos. -- Una gran parte de este intervalo está cubierta por depósi -- tes aluviales.

El perfil anteriormente descrito da una idea sobre las varie dades litológicas principales de la formación (sin las margas), -- pero no nos da idea alguna sobre su espesor.

Con el fin de dar una noción superficial e incompleta sobre el espesor de la formación, daremos también la descripción de un perfil complementario, transversal al descrito anteriormente. Por el camino abandonado que se separa del camino, por el cual está -- el perfil anteriormente descrito, a unos 100 m al oeste del Arroyo La Guanaja y va al sur, paralelamente a la barranca mencionada,

se observa la siguiente continuidad (del sur al norte, es decir, de abajo a arriba, fig. 76, perfil S-T):

1. Al principio del perfil ( $y=285.25/x=595.00$ ) no hay afloramientos. En el suelo se encuentran, sin embargo, muchos foraminíferos grandes, provenientes del intemperismo de las margas ricas en foraminíferos. La base de la formación no se descubre, pero juzgando por la estructura geológica -- general, puede suponerse que aquí la formación yace sobre la formación Salvador;

- 300 m de intervalo sin afloramientos. Probablemente son margas;

- 150 m de intervalo con malos afloramientos de margas -- fuertemente meteorizadas de color amarillento. Sólo en los últimos 20 m los afloramientos son mejores. Estos son de margas muy arcillosas a arcillas calcáreas rellenas de numerosos ejemplares de foraminíferos grandes. De éstos se determinó (K 978): *Lepidorbiteoides* (*Lepidorbiteoides planasi* M.G. Rutten). Es difícil de determinar el espesor. Probablemente es del orden de 40-50 m;

2. Calizas arrecifales, formadas en su mayor parte por rudistas, corales, Hydrozoa y algas. Además de éstos se encuentran también muchos gasterópodos, pelecípodos, equinidos, foraminíferos grandes, etc. De estas calizas fueron determinados (K 977, K 979): rudistas: *Titanosarcolites*, *Bournonia*, *Antillocaprina*; corales: *Acrosmilia sanchezroigi* - Wells, *Comiopora reussiana* (Buncan); Hydrozoa: *Milleporina*; *Orbitoides media* (d'Archiac).

Las calizas forman un cuerpo en forma de lente con espesor de 10 m y un largo de alrededor de 250 m;

3. Intervale de 250 m sin afloramientos. Los primeros 200 m son, sin duda, margas. Espesor alrededor de 30 m;
4. Conglomerados (K 980). En su composición participan: andesitas, tebas y calcarenia de la formación Tobas; tebas negritizadas de la formación Hilaris e Coterre. Todos los fragmentos están bien redondeados. El espesor de 0.05-0.10 m. El cemento es gran cantidad y está representado por arenisca de grano de diferente tamaño con cemento calcáreo. Espesor alrededor de 20 m;
5. Al final del perfil (junto al camino Ranchuelo) hay un intervale de alrededor de 300 m sin afloramientos. Se encuentran sólo fragmentos de areniscas macrogranulares a conglomerados de fragmentos pequeños, iguales a los del intervale 12 del perfil anterior. El espesor de este intervale es probablemente de alrededor de 30 m.

4. Límites y espesor. La formación Guanaja se dispone transgresiva y discordantemente sobre las formaciones subyacentes y sobre ella yace concordantemente la formación Esperanza.

En dirección lateral la formación Guanaja pasa a la formación San Pedro y el límite entre ellas es condicional. Estas formaciones son muy semejantes por su litología y ocupan una misma posición estratigráfica. Las diferencias entre ellas se expresan principalmente en que en la formación Guanaja hay más conglomerados y existencia de calizas arrecifales.

El espesor de la formación Guanaja es difícil de determinar. Una evaluación aproximada de su espesor demuestra que éste es del orden de 200-250 m.

5. Fauna y edad. Las calizas arrecifales, así como las areniscas y las margas son ricas en fósiles. Las localidades (las --

# FOSILES DE LA FORMACION GUANAJA

TABLE 23

FOSILES	MUESTRAS							
	K 159	K 186	K 185	K 141	K 977	K 978	K 979	K 1296
Orbitoides media (d'Archiac)					+			
Orbitoides tissoti Schlumberger	+							
Orbitoides sp.	+							
Lepidorbitoides (L) planasi M. G. Rutten						+		
Salenia sp.	+							
Hydrozoa, Milleporina					+			
Antozoa:								+
Acrosmilia sanchezroigi Wells					+			
Coniopora reussiana (Duncan)					+			
Rudistas (Titanosarcotites, Gourmandia, Antilopocaprina y otras)							+	
Neitheia sp.			+					
Pteria sp.				+				
Inoceramus barabini Morton (Endocostea typica Whitfield)		+						
Turritella sp.					+			
Baculites paradoxus Pervinquière		+						
Baculites sp. ind.		+						
Solenoceras mortoni H. & M.		+						
Solenoceras sp. indet.		+						
"Turritites" splendidus Shumard		+						

muestras) con fósiles de esta formación han sido mostradas en la tabla 23.

La asociación fósil de la formación Guanaja muestra una edad Maestrichtiano.

### Formación Esperanza

1. Nombre y antecedentes. El nombre de "formación Esperanza" es utilizado por Wassal (en Bräunemann & Pardo, 1954) para las calizas cretácicas superiores que se localizan a unos 4 km al suroeste de la ciudad de Esperanza, no lejos al sur de la Carretera Central. Su edad determina como Cretácico superior - "Glebotruncana-lapparenti group zone", destacando que las relaciones con las demás formaciones cretácicas superiores no han sido investigadas. - Antes de Wassal, una parte de las calizas de esta formación ha sido conocida por M.G. Rutten (1936a) y adjudicada a la formación - Habana. De las calizas de esta formación provienen también algunos de los fósiles publicados por D.K Palmer (1934b).

En el mapeo geológico fue establecido que casi a todo el largo del borde meridional de la cuenca de Santo Domingo, se localizan calizas uniformes en litología que yacen normalmente sobre los sedimentos terrígenos de la base del Maestrichtiano (las formaciones San Pedro y Guanaja). Estas calizas separamos como unidad litoestratigráfica independiente con el nombre de "formación Esperanza".

La distribución de la formación Esperanza está señalada en la fig. 76.

2. Litología. La formación Esperanza está representada por calizas uniformes en todos sus afloramientos. Estas son calizas detríticas de color pintado-cremoso. Su textura es masiva o brechosa en algunos casos. Las calizas están formadas en su mayor parte



por fragmentos detríticos, unidos con calcita microgranular que, en lugares se ha recristalizado hasta granos finos o medios. El tamaño de los fragmentos detríticos varía en límites amplios y en casos únicos alcanza hasta varios centímetros. En el último caso las calizas tienen textura brechosa. Los fragmentos tienen forma diferente, irregular, semirelongada, relongada o aristosa. Los fragmentos de organismos están representados por algas (en cantidad extraordinariamente grande), corales (relativamente pocos), restos de equinodermos (muchos), rudistas (relativamente pocos), foraminíferos grandes (en cantidad diferente en las distintas localidades), Briozoos, foraminíferos planctónicos (pocos), Serpula y muchos fragmentos de organismos indeterminados. Las impurezas tefríticas están en cantidad muy pequeña y están representadas por fragmentos de rocas volcánicas. En casos raros algunos de los restos de organismos están silicificados, o en la roca hay núcleos de patrón con formas irregulares.

El espesor de las capas de 0.10 a 1.0 o más metros. Las capas finas habitualmente son más microgranulares y se intercalan entre las capas más gruesas a través de distintos intervalos.

Sólo en varios lugares se observan capas finas de calizas blancas similares a ésta, de color abigarrado y en un lugar, una capa de areniscas fuertemente calcificadas.

3. Localidad típica. Wassal señala la localidad típica de su formación Esperanza unos 500 m al sureste del puente de cemento sobre el Arroyo Grande en la Carretera Central, no lejos de Santa Clara. Así señalado esta localidad coincide con la cantera en la localidad Cuatro Hermanos (nuestra localidad K 992-96, véase fig. 76, perfil W-X). En esta cantera afloran bien las calizas de esta formación, pero no pueden observarse los límites de la formación. Como localidad co-típica señalamos el perfil en la altura

pequeña a unos 3.5 km al sureste de la ciudad de Esperanza, donde esta altura se cruza por el Arroyo Grande, en la localidad K 1293-95 (fig. 76, perfil U-V).

En la cantera mencionada de la localidad típica en la constitución de la formación participan calizas detríticas, microgranulares de color cremoso con espesor de las capas de 0.80-1.5 m; las mismas calizas de color y composición, pero de capas más finas en alternación con calizas parecidas a tiza, blancas, de color abigarrado con espesor de las capas de 0.05-0.10 m; calizas detríticas macrofragmentarias, formadas de fragmentos de algas, esteras, equinidas, foraminíferos grandes, etc. El tamaño de los fragmentos alcanza hasta 4-5 cm. El espesor de las capas alcanza hasta 1.5-3 m. En la base de la cantera se intercala una capa de areniscas fuertemente calcáreas.

En la localidad co-típica (fig. 76, perfil U-V) se observa la siguiente consecuencia desde abajo hacia arriba:

1. El contacto directo con la formación subyacente Guanaja - no se observa. De los últimos afloramientos de la formación Guanaja (K 1296; coordenadas:  $y=283.20/x=595.12$ ) hasta los primeros afloramientos de la formación Esperanza hay un - intervalo de alrededor de 120 m (= espesor alrededor de - 50 m) sin afloramientos. Sin embargo, no hay duda que este intervalo está formado de sedimentos arcillosos o arenosos de la formación Guanaja;
2. Calizas detríticas de color abigarrado-cremoso. El espesor de las capas es de 0.20 hasta 2-3 m. Estas calizas -- forman la loma (K 1295), coordenadas:  $y=288.40/x=594.90$ ). Duzan al noreste ( $325^\circ$ ) con inclinación de  $45^\circ$ . El espesor es de alrededor de 130 m;
3. En la parte más superior de las calizas aparecen varios -

metros de calizas detríticas de grano grueso o mejor dicho, brecha zoogénica. Está formada de fragmentos de rudistas (muchas), algas (muchas), corales (pocos), equinodas (pocos), Orbitoides (en cantidad extraordinariamente grande), etc. El tamaño de los fragmentos alcanza hasta 10-15 cm. Predominan los fragmentos con dimensiones de 1 a 5 cm.

El espesor de todo el complejo de calizas detríticas es de alrededor de 130 m;

4. Sobre las calizas macrofragmentarias siguen margas marrón rojizas con textura masiva e intercalaciones finas (de 1 a 5 cm) de arcillas bentónicas. Estas margas pertenecen a la formación Santa Clara. El contacto directo de las calizas de la formación Esperanza y las margas de la formación Cocos se observa en el Arco Grande (K 1288, -- K 1289; coordenadas;  $y=487.10/x=594.20$ ), a unos 1.5 km al sur del perfil anteriormente descrito.

4. Límites y espesor. Los límites físicos de la formación son muy claros, debido a los grandes límites litológicos entre ella y las formaciones sub- y suprayacentes. Como base de la formación sirven margas, aleurolitas y areniscas de las partes superiores de las formaciones Guanaja y San Pedro. El límite de las calizas suprayacentes de la formación Esperanza es brusco. Sobre las calizas de la formación Esperanza yacen concordantemente margas marrón rosadas de la base de la formación Cocos, o la formación Santa Clara. El límite físico de la formación Esperanza no coincide con el límite de edad entre el Maestrichtiano y el Paleógeno. Este último pasa en algún lugar dentro de las formaciones Cocos y Santa Clara.

Las calizas de la formación Esperanza pasan, en dirección lateral, a las de la formación Cantabria. Las diferencias entre la

formación Esperanza y la formación Cantabria se manifiestan en que en ésta última predominan calizas de grano fino, de color cremoso-amarillento, frecuentemente con textura nuclear, con intercalaciones de margas y calizas arrecifales. Calizas detríticas del tipo de las de la formación Esperanza desempeñan un papel supeditado.

El espesor de la formación Esperanza habitualmente es pequeño: 10-15 m. En raras ocasiones alcanza hasta 100-150 m.

5. Fauna y edad. Las calizas de la formación Esperanza son ricas en fósiles. Estos últimos son en realidad el principal elemento formador de las rocas. La mayoría de ellos, sin embargo, son fragmentos y no están sujetos a la determinación. Varias muestras (secciones delgadas) fueron investigadas por el Dr. de la Torre (tabla 24). Los resultados obtenidos permiten sólo afirmar que la edad de las calizas es Cretácico superior<sup>2)</sup>. Para la determinación de la edad de la formación, más autoritarios quedan los foraminíferos grandes y su situación estratigráfica. La asociación de foraminíferos grandes, establecida en las calizas de la formación Esperanza es señalada en la tabla 25. En esta tabla, además de los fósiles establecidos en nuestras investigaciones, han sido colocados también los fósiles comunicados por los autores más antiguos (M.G. Rutten, 1936a; Palmer, 1934) de los depósitos que estamos seguros de que pertenecen a la formación Esperanza. Característicos para la asociación de fósiles de la formación Esperanza son los tipos de los géneros Orbitoides, Asterorbis, Omphalocyclus y Lepidorbitoides. La presencia de los géneros Pseudorbitoides y Sulcorbitoides en la tabla 25 (depósitos H-153 y H-435 de M.G. Rutten y muestras K 1281 y K 1524), se debe probablemente a algunas inexactitudes en las determinaciones, y no al hecho, -----

<sup>2)</sup> En la muestra K 993 de la localidad típica investigada para microfósiles por el método del lavado, recibimos determinaciones de fósiles paleogénicos (Globigerina cf. triloculinoides, Gl. cf. docubjergensis); lo más probable es que en el procesamiento técnico, la muestra haya sido comprometida.

# FOSILES DE LA FORMACION ESPERANZA

TABLA 25

AUTORES Y LOCALIDADES  ESPECIES	en el presente informe														M.G. Rutten (1936)				D.K. Palmer (1934)		
	D 81**	K 161*	K 166*	K 744*	K 746**	K 991*	K 1270**	K 1281**	K 1289**	K 1293	K 1294**	K 1524** X	K 1814X	P 1077**	P 1078**	SE de Esperanza				9 km O de Sta Clara	4 km E de Esperanza
																H 153	H 156	H 160	H 485		
Sulcoperculina cubensis (Palmer)																				+	
Omphalocyclus (Torreina) torrei (Palmer)						+			+												
Omphalocyclus sp.																+					
Orbitoides apiculata apiculata Schlumberger	+		+				+		+			+									
Orbitoides apiculata browni (Ellis)	+	+	+	+	+	+	+		+		+	+		+	+	+		+	+		
Orbitoides cubensis (Palmer)							+														
Orbitoides tissoti Schlumberger							+														
Orbitoides sp.	+			+			+	+	+					+	+						
Sulcorbitoides (?)								+													
Pseudorbitoides israeli Vaughan and Cole																+			+		
Pseudorbitoides sp. (?)												+									
Lepidorbitoides minima Douville																			+		
Lepidorbitoides cubensis (Palmer)																+			+		
Lepidorbitoides planasi Rutten																			+		
Asterorbis cubensis Palmer	+	+						+	+		+	+									+
Asterorbis rooki (Vaughan and Cole)					+											+			+		
Asterorbis aguayoi Palmer												+				+					
Asterorbis sp.						+	+					+									
Orbitoidoidae										+			+								
Parastroma sp.																	+				

\* Determinados por D<sup>r</sup> Em. Belmustakov  
 \*\* Determinados por N. Popov

TABLA 24

FOSILES	MUESTRAS						
	P1375	P1391	P1392	P1393	P1394	P1395	P1236
Globigerinidos				+			
Miliolidos		+	+				
Hedbergella spp.			+				
Foraminiferos indeterminados		+	+	+		+	
Discoasteridos	+						
Numulitido (?)		+					
Radiolarios (?)	+		+				
Calcispherula innominata			+				
Calcispherula o Stomiosphaera sp.			+				+
Algas indt.		+					
Algas Melobesiae	+			+	+	+	
Lithophyllum sp. A	+		+	+	+	+	+
Vincularia (Briozoa)	+						
Petalopora (Briozoa, Cyclostomata)					+		
Restos de Rudistas						+	

Resultados de los estudios micropaleontológicos de calizas de la Formación Esperanza en secciones delgadas realizados por D<sup>r</sup> Alfredo de la Torre

de que estos géneros tienen una distribución vertical hasta el Maestrichtiano. En la provincia de Las Villas estos géneros se encuentran masivamente en los sedimentos más antiguos del Maestrichtiano, donde están casi completamente ausentes las especies del género Orbitoides.

De las margas que se encuentran directamente suprayacentes a las calizas detríticas de la formación Esperanza (K 1288), fue establecida una asociación maestrichtiana rica en fósiles de: *Globotruncana arca*, *Glob. contusa*, *Glob. stuarti*, *Racemiguembelina frusticosa*, *Pseudotextularia elegans elegans*, *P. elegans brommimanni*, *Rugoglobigerina es. int.* Una asociación semejante de microfósiles fue establecida también en la muestra K 168, situada a varios metros por encima de las calizas, a saber: *Globotruncana arca*, *Glob. contusa*, *Glob. gansseri*, *Glob. havanensis*, *Glob. petaloides*, *Glob. stuarti* (muy abundante), *Rugoglobigerina macrocephala*, *Rugogl. pennyi*, *Rugogl. rotundata*, *Gambelina elegans*, *Planoglobulina acervulinoides*.

Sin duda, la edad de la formación Esperanza es Maestrichtiano.

### Formación Monos

1. Nombre y antecedentes. Truitt (en Brommimann & Pardo, 1954) introduce por primera vez la denominación de "formación Monos". Señala este autor la localidad típica de la formación en el Arroyo Monos, a unos 2.5 km al sureste de Manajabo, a 3 km al noreste de Falcón y a 0.5 km al norte de la Carretera Central, describiendo arcillas rojas hasta carmelitas y esquistos de desconocido, pero escaso espesor. En la localidad señalada (responde a la nuestra N 174-75) afloran margas de color gris o pardo hasta rosado, en alternación con aleurolitas y areniscas. Sin embargo, éstas no representan una unidad litoestratigráfica independiente, sino que --

viene a ser parte de una serie terrígena, compuesta por conglomerados, areniscas, calizas, aleurolitas y margas. <sup>R</sup>Refiriéndonos a esta serie haremos uso de la denominación empleada por Trüitt, o sea, formación Monos, pero ampliando su volumen.

En los mapas geológicos de los autores más antiguos (A.G. Rutten, 1936b) los lugares donde aflora la formación Monos, aparece señalada como formación Habana.

2. Litología. En la base de la formación afloran conglomerados poligénicos, constituidos por fragmentos de rocas volcánicas, bien redondeados o semiredondeados (andesitas, tobas y otros materiales de la formación Tobas, traquiandesitas del miembro Pelao, etc.), granodioritas, calizas (algunas se parecen a las calizas del Jurásico-Cretácico inferior de la zona de Placotas; del Cretácico superior con abundantes rudistas y foraminíferos grandes, -- más otros géneros de edad desconocida). El cemento de los conglomerados es abundante, representado por arenisca calcárea de granulometría diversa. Por lo general, el cemento es inestable a los procesos de intemperización, por lo cual, los terrenos formados por estos conglomerados afloran mal, encontrándose sueltos y dispersos numerosos fragmentos - partes integrantes del conglomerado.

Los conglomerados pasan a areniscas polimícticas de estratos gruesos, vertical y horizontalmente.

Suprayacente a los conglomerados y las areniscas se encuentra una alternación de margas, aleurolitas y areniscas. Las margas son de color gris verdoso, carmelita, rosado subido hasta violeta. Generalmente son muy arcillosas, suaves y deleznales. Son menos frecuentes los estratos de margas compactas, frescas y resistentes a la meteorización. Las aleurolitas y las calizas arenosas (areniscas calcáreas) son, por lo general, de estratificación



delgada (0.03 a 0.20 m) y de composición polimíctica. Están consti-  
tuidas por detritus de diversas dimensiones (hasta 1.5 mm), forami-  
níferos y granos terrígenos (15-20  $\phi$ ) - muestra P 515. Los granos-  
son redondeados, semiredondeados o <sup>angulosos</sup> arísticos, en representación de  
cuarzo, fragmentos de rocas volcánicas, rocas arcillosas, feldespa-  
to potásico, plagioclasa, clorita y biotita. En la sección delgada  
descrita, sus dimensiones son pequeño a medio psamíticas. La ma-  
triz de trabazón está compuesta de calcita recristalizada; sólo en  
tramos aislados se nota la calcita microgranular primaria.

La cantidad del componente terrígeno y las dimensiones de los  
granos oscilan dentro de amplios límites, observándose estratos de  
aleurolitas calcáreas, calizas aleurolíticas, areniscas calcáreas-  
hasta calizas arenosas en alternación con las margas.

En ciertos lugares la alternación de las margas con las aleu-  
rolitas y las calizas arenosas tienen aspecto de flysh, predominan-  
do en otros las margas.

En la alternación de margas, aleurolitas y calizas arenosas se  
intercalan visiblemente paquetes delgados y gruesos de calizas ma-  
crofragmentarias, constituidas por fragmentos calcáreos y fragmentos  
de otras rocas (andesitas, traquiandesitas, silicitas, tobas y --  
otras). Los fragmentos calcáreos son de calizas organogénicas (cons-  
tituidas de rudistas, corales, algas u otros organismos) y detritus.  
El tamaño de los fragmentos oscila entre varios milímetros y va-  
rios centímetros. El cemento de estas rocas es fuerte, calcáreo.

En los sedimentos de la formación Monos, y con mayor propiedad,  
en las calizas fragmentarias, raras veces se observan lentes de ca-  
lizas arrecifales, constituidas por corales, rudistas, algas, fo-  
raminíferos grandes y otros organismos. Entre éstos, aunque en es-  
casas cantidades, también se observan granos terrígenos, bien re-  
dondados de rocas volcánicas.

**3. Localidad típica, distribución y descripción de ciertos afloramientos.** La localidad típica señalada por Truitt (en Bronnmann & Pardo, 1954) representa solamente un afloramiento en el Arroyo Monos (véase lo anteriormente expuesto al respecto). Ahí sin embargo, afloran sólo margas en alternación con aleurolitas y areniscas. Proponemos para localidad típica de la formación, el perfil que se observa desde la localidad típica de Truitt (localidad establecida por nosotros - N 174, N 175), con coordenadas:  $y=283.10/x=642.10$ , al noreste por el camino que conduce a la localidad La Modesta (N 173, coordenadas:  $y=284.45/x=642.85$ ). Su descripción ofrecemos más abajo.

La formación Monos ha sido establecida solamente en la región del pueblo Falcón (fig. 72). Al oeste de Falcón, los sedimentos de esta formación afloran en forma de faja no muy ancha, manteniendo dirección casi NS, siendo los sedimentos más recientes de la estructura sinclinal que aparece en el lugar. En la parte septentrional de la localidad típica (N 173), sobre las tobas de la formación Minerva yacen conglomerados, constituidos de fragmentos bien redondeados de andesitas, traquiandesitas, granodioritas, tobas, calizas y cemento arenoso. Estos fragmentos alcanzan una dimensión de 0.30-1.00 m. Por encima de los conglomerados, al sur por el camino, se observan con pocas interrupciones, afloramientos de alternaciones de margas, aleurolitas y calizas arenosas. Las margas son de color gris o pardo, hasta rosado subido. Los estratos de las aleurolitas y las calizas arenosas alcanzan un espesor de 0.30 a 3.0-4.0 m.

La Carretera Central atraviesa la franja de extensión de la formación Monos, al oeste de Falcón. La dirección de los estratos casi coincide con la dirección de la Carretera Central, razón por la cual no se puede observar la sección completa de la formación. La facies fundamental de la formación aquí, son margas coloreadas

de la formación están comprimidas entre las serpentinitas, lindando al sureste con los sedimentos del Paleógeno de la zona de Placetas, encontrándose el límite borroso. Por estos lugares la formación Monos está representada por conglomerados poligénicos, cuyos fragmentos alcanzan dimensiones de hasta 1 m, y cemento arenoso, -- margas arcillosas rojizas o carmelitas y capas de calizas fragmentarias bien cementadas que incluyen fragmentos redondeados de rocas volcánicas. En varios lugares se establecieron pequeños cuerpos de calizas arrecifales.

4. Límites y espesor. La formación Monos yace sobre la formación Minerva o sobre la formación Tobas, lo cual evidencia su carácter transgresivo. No se ha observado discordancia angular entre ésta y su base.

Su límite superior está erosionado. Es la formación más reciente del sinclinal de Falcón, y no se cubre de formaciones más jóvenes. Resulta difícil determinar el espesor, debido a la falta de perfiles adecuados y por ser malos los afloramientos. Evaluando tentativamente, se supone un espesor de unos 300 m.

5. Fauna y edad. Los fósiles establecidos en la formación Monos no son abundantes. La microfauna determinada en secciones delgadas de calizas ofrecemos en la tabla 26; en la tabla 27 señalamos los resultados obtenidos por lavado, de las margas. En las calizas fragmentarias se establecieron foraminíferos grandes, entre los cuales se determinaron:

*Orbitoides apiculata apiculata* Schlumberg (P 517, P 723)<sup>a)</sup>

*Orbitoides apiculata ap. browni* (Ellis) (P 723)<sup>a)</sup>

a) Foraminíferos grandes se hallaron también en: K 2539, N 173, N 254 y Y 188, pero no han sido determinados.

367

**MICROFOSILES DE LA FORMACION MONOS**  
(determinados en secciones delgadas)

Tabla 26

E S P E C I E S	M U E S T R A S		
	P 515	P 517	P 518
Nummuloculina heimi (?)	+		
Pseudorbitoides pardoï (?)	+		
Pseudoorbitoides (probable)		+	
Sulcoperculina cf. dickersoni	+		+
Sulcoperculina globosa	+		+
Sulcoperculina (?) sp.		+	
Vaughanina barkeri	+		
Actinorbitoides (?) sp.	+		
Globotruncana cf. stuarti			+
Rugoglobigerina sp.		+	
Globigerinidos ind.		+	
Globotruncanella (?) sp.			+
Planomalina (?) sp.	+		
Millolidos ind.		+	+
Lithothamnium sp.		+	
Lithophyllum sp.		+	
Archaeolithothamnium sp.		+	
Algas Dasycladacea			+
Algas Melobesia	+	+	+
Stomiosphaera sphaerica (?)			+
Radiolarios	+	+	

# MICROFOSILES DE LA FORMACION MONOS

Tabla 27

MICROFOSILES*	MUESTRAS		
	N 174	N 175	N 253
Globotruncana arca Cushman	+	+	+
Praeglobotruncana havanensis havanensis (Voorw)	+		
Praeglobotruncana havanensis petaloidea Gandolfi			+
Globotruncana linneana d'Orb.		+	
Globotruncana marginata (Reuss)		+	
Globotruncana stuarti (Lapp.)		+	
Globotruncana ventricosa (White)	+		
Rugoglobigerina rugosa pennyi Bronn.			+
Rugoglobigerina rugosa rugosa (Plummer)		+	
Pseudotextularia bronnimanni Seiglie		+	+
Pseudotextularia cornuta Seiglie		+	
Pseudogümbelina excolata Cushman		+	+
Abathomphalus mayaroensis Bolli			+

\*Determinados por M. Stancheva

Los foraminíferos mencionados por M. G. Ruten (1936 b), que a continuación siguen, proceden de la formación Monos: *Vaughanina cubensis* Palmer, *Orbiteides* sp. (de sus localidades A-331, L-373 y H-482).

En la K 2539 se encontraron también unos cuantos ejemplares de rudistas: *Prebarrettia* y otros, aislados en el suelo, probablemente procedentes de los conglomerados.

La asociación microfósil de las margas y los foraminíferos grandes evidencian edad maestrichtiana.

Notas. La formación Monos ostenta gran similitud con las formaciones Taguase y Lebrige. De una semejanza particular con los conglomerados peligénicos de cantos redados grandes, fragmentos de granodioritas y cemento arenoso. La formación Monos difiere de estas dos porque en la primera se encuentran muchas calizas arenosas fragmentarias y calizas arrecifales que faltan en las otras dos.

#### Maestrichtiano en la cuenca de Cienfuegos

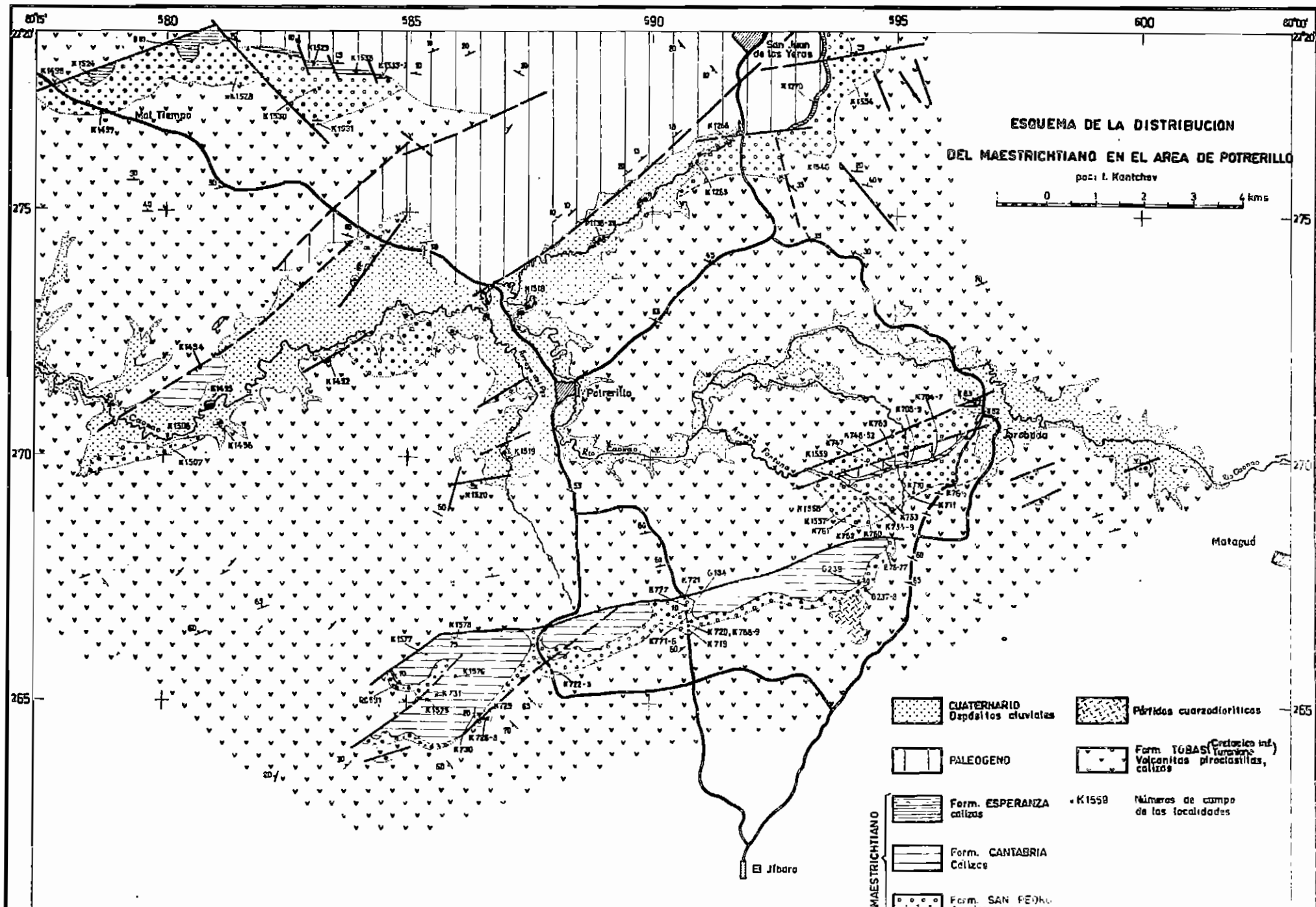
La cuenca de Cienfuegos abarca el territorio que circunda la ciudad de Cienfuegos en la porción suroccidental de la provincia (fig. 77). Los depósitos maestrichtianos afloran en la superficie en forma de franja estrecha por la periferie oriental y septentrional de la cuenca. Adherimos a la cuenca de Cienfuegos los depósitos maestrichtianos de la porción noroeste de Cienfuegos en el valle del Río Najuní, y al oeste del valle hacia el pueblo Campiña Real y la central azucarera Perseverancia. Por estos parajes, los depósitos del Paleógeno están casi ausentes (una gran parte de ellos están cubiertos por una corteza intemperizada, de considerable espesor) aflorando los sedimentos mes-

trichtianos en vastas áreas. Al E/NO de los límites actuales de la cuenca de Cienfuegos se establecen numerosos afloramientos pequeños de los sedimentos del Maestrichtiano (figs. 78 y 79). En la mayoría de los casos estos sedimentos han quedado protegidos contra la denudación en pequeñas fosas tectónicas monoclinales. La localidad de mayor extensión es la que se halla en la Sierra de Potrerillo. Los depósitos del Maestrichtiano de estas localidades han de considerarse como parte del Maestrichtiano de la cuenca de Cienfuegos que en tiempos antiguos cubría vastas extensiones al Este/Noreste.







Los sedimentos maestrichtianos de la cuenca de Cienfuegos fueron conocidos por muchos autores que ofrecen sencillas descripciones sobre la litología, ó bien describen fósiles de éstos. El único mapa geológico de esta región que se ha publicado es el mapa de Thiadens (1937 a), donde bajo la denominación "formación Habana", la distribución viene señalada en forma bastante precisa. Asimismo, como "formación Habana" se ha presentado en mapa una parte de los sedimentos del Paleógeno (rocas terrígenas de fauna redepositada del Cretácico Superior de la parte inferior de nuestra formación Vaquería).

Con respecto a la parte occidental de la cuenca, existe un mapa inédito, anexo al Informe de Nedeco (1959). Probablemente, el autor de este mapa sea J. N. de Albeas Seiglie & Ayala-Castañares (1963) describen numerosos fósiles de las localidades de fósiles señaladas en dicho mapa. Las informaciones bibliográficas, más los aportes de los distintos autores concernientes al estudio de los depósitos maestrichtianos se someterán a discusión, en el texto a la hora de describir las unidades litostratigráficas.

El perfil estratigráfico de los depósitos maestrichtianos





-  Margas arcillosas
-  Margas
-  Calizas
-  Calizas arenosas
-  Arcillas aleuríticas, aleurólitos, areniscas de grano fino
-  Areniscas
-  Tobas
-  Andesitas
-  Sin afloramiento

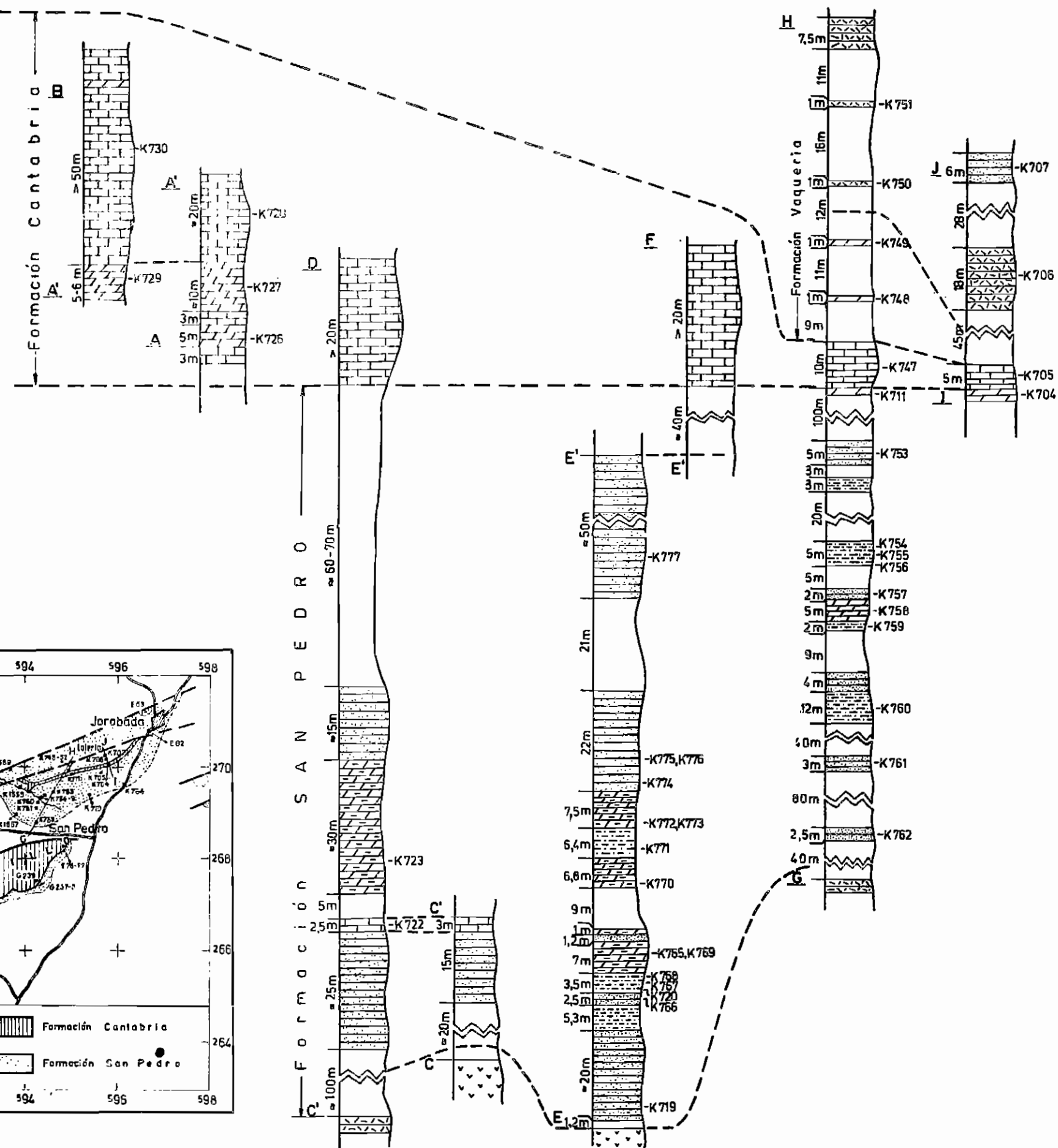
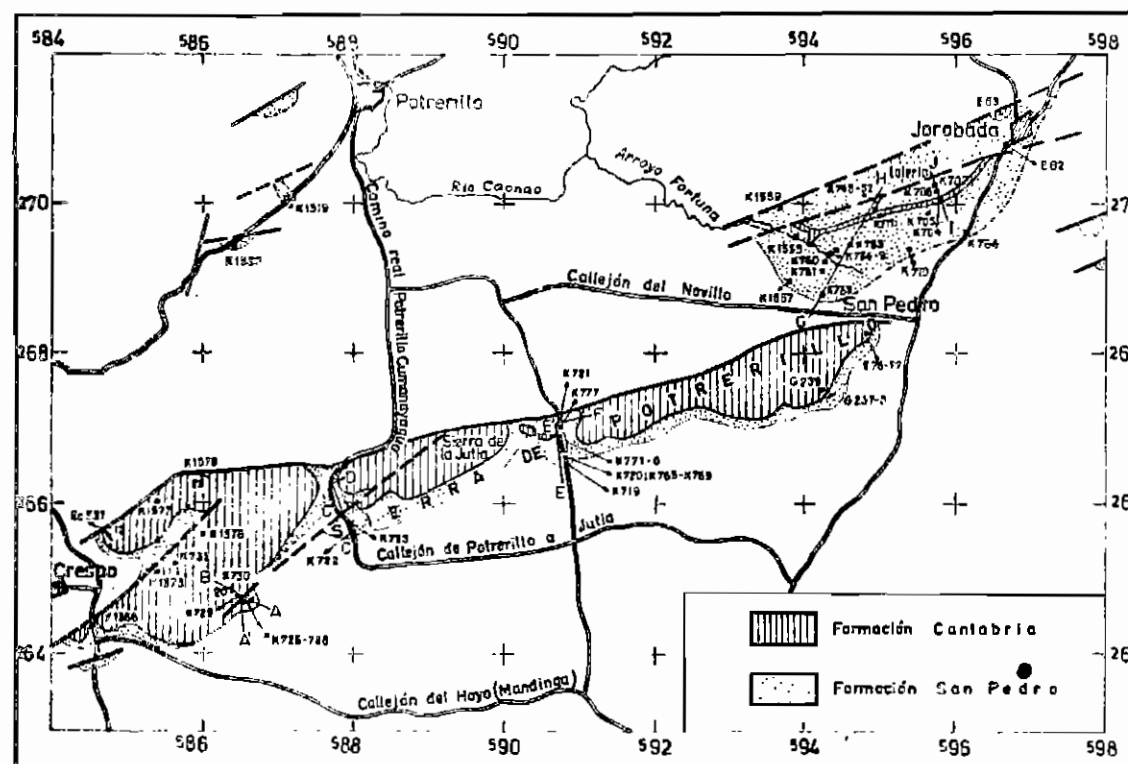


Fig. 79 Columnas estratigráficas del Maestrichtiano en la Sierra de Potrerillo

de la cuenca de Cienfuegos es el siguiente: inicio - sedimentos terrígenos que separamos como formación San Pedro, sobre éste \_ yace un complejo de calizas (formación Cantabria) de gran espesor, terminando con margas que constituyen la parte inferior de la formación Vaquería, donde el grueso fundamental de sedimentos son de edad Paleoceno - Eoceno.

### Formación San Pedro

1. Nombre y antecedentes. El epónimo del nombre de la formación es la localidad San Pedro donde se encuentra la localidad típica de la formación. Esta formación se separa por primera vez como unidad litoestratigráfica independiente. Parte de los sedimentos de esta formación ha sido conocida por algunos de los autores más antiguos, pero junto con las rocas de la sobreuncente formación Cantabria y parte de los sedimentos del Paleógeno han sido adjudicados a la así denominada "formación Habana". En el informe de Macko & Sabo (1973) sobre las investigaciones para cemento en la región de Loma de Cantabria se dice que en la base del perfil maestrichtiano (respectivamente "formación Habana") se encuentra un paquete de areniscas y conglomerados polimícticos sin ser descritos. Este paquete en su grado responde en volumen y litología a nuestra formación San Pedro.

---

El nombre "formación San Pedro" fue implantado durante los trabajos de campo, sin que fuese conocido el trabajo de Herrera (1961) sobre la provincia de Pinar del Río, donde el mismo nombre ha sido ya utilizado para otras rocas. Ya que esta publicación ha sido conocida más tarde y el nombre "formación San Pedro" ha encontrado lugar en todos nuestros mapas y textos geológicos, resultaba imposible el cambio. En el futuro, en la publicación de los materiales del presente informe será dado un nuevo nombre a esta formación.

2. Litología. Las principales variedades rocosas, que -- participan en la constitución de la formación San Pedro, son -- conglomerados, areniscas, aleurolitas y margas con todas las -- transiciones posibles entre ellas. En la composición de los -- conglomerados participan principalmente fragmentos de rocas -- volcánicas y tobas de la formación Tebas y menos calizas. No -- hay fragmentos de serpentinas, granitoides y esquistos cristali-- nos. Los fragmentos están bien redondeados y por dimensiones raramente sobrepasan los 2 - 3 cm. El cemento de los conglome-- rados es de tipo "basal" y siempre predomina en cantidad sobre los fragmentos. Este representa una arenisca de diversa granu-- lometría con cemento calcáreo. Los conglomerados se encuentran bajo la forma de intercalaciones inconsecuentes con espesor -- hasta varios metros, habitualmente, en las partes inferiores \_ del perfil de la formación. En dirección horizontal y vertical pasan a areniscas.

Las areniscas son de color gris - azulado, gris - verde-- so en superficie fresca y de color gris y más frecuentemente, -- de color carmelita al intemperizarse. Están constituidas de -- los productos destructores de las vulcanitas de las formacio-- nes más antiguas (guijarros de rocas volcánicas, tobas, pla-- gioclasa, etc.) y detritus de organismos. El cemento es calcá-- reo, o arcilloso-calcáreo. La cantidad del detritus y el cemen-- to varía en límites amplios, en lugares predominan sobre el -- componente terrígeno y la roca pasa a caliza arenosa detrítica. Las calizas detríticas, generalmente, forman intercalaciones -- de lentes entre las areniscas.

Habitualmente, las areniscas tienen textura maciza y no -- forman capas bien expresadas.

Las aleurolitas tienen la composición de las areniscas y pa--

san paulatinamente en tales. En general, éstas contienen en gran cantidad componente arcillocalcáreo y pasan asimismo en margas. Para las aleurolitas son característicos los tonos amarillento-carmelitas de coloración. Estas rocas, conjuntamente con las margas, son la diversidad litológica principal de la formación San Pedro.

El color predominante de las margas es gris-verdoso o gris-amarillento. Se encuentran todas las transiciones de arcillas calcáreas, margas arcillosas, margas o margas calcáreas o margas aleuríticas. Arcillas no carbonatadas puras se encuentran muy raramente como intercalaciones finas. Generalmente, las mismas tienen color gris pintado o rojizo.

Particularidad característica para la formación San Pedro es, que en las margas y las aleurolitas se encuentran en abundancia concreciones calcáreas. Las mismas tienen más frecuentemente forma discal o irregular. De color son gris-azuladas; están formadas de masa microgranular.

Otra particularidad característica de las rocas de la formación San Pedro es, que las mismas contienen, en general, restos de organismos. En los conglomerados, las areniscas y las aleurolitas abundan representantes de Polycypoda, Gastropoda, Vermes, Scaphopoda. Las margas, casi en todos los afloramientos están rellenas de foraminíferos grandes del género *Lepidorbiteoides*, *Sulcoperculina* y *Ayalaina*. A veces los mismos están acumulados en grandes cantidades y forman verdaderos bancos de caparzones con forma irregular entre las margas.

3. Localidad típica. Como localidad típica de la formación proponemos el perfil, que se observa en la localidad San Pedro, al sureste del poblado Jorebade (fig. 79, perfil G-H). Como localidades típicas auxiliares proponemos los cortes por el camino San Fernando de Camarones - Ojo de Agua, al sur del poblado Ojo de --

Agua, y el corte, que se observa en Sierra de Petrerillo, por el camino de Petrerillo, a través de la Guasimal para el cruce Cuatro Caminos de Jutía.

Descripción de la localidad típica. Principio del perfil: - Callejón de Novillo (coordenadas:  $y=268.55$ ,  $x=594.25$ ) en la localidad San Pedro. Final del perfil: localidad La Letería (coordenadas:  $y=269.85$ ,  $x=594.90$ ).

De Callejón de Novillo, al norte, por el callejón de observa la siguiente secuencia:

- 1.- Como base de la formación sirven tobas de granos gruesos de la parte inferior de la formación Tobas. Las mismas afloran muy bien por el camino mencionado anteriormente y sus afloramientos continúan al norte alrededor de 150 m.
- 2.- Intervalo de 100m sin afloramientos. En esta parte del perfil pasa el límite inferior de la formación.
- 3.- La formación San Pedro comienza en su base con areniscas de grano medio a grueso, constituidas de los productos destructivos de las rocas de la formación Tobas, detritus y abundante cemento calcáreo. Las mismas son de textura masiva y sin estratificación. En distintos sectores lenticulares pasan a conglomerados de guijarros pequeños con tamaño de 1.5 - 2 cm. Estas areniscas recuerdan de cerca las areniscas de la base de la formación en su localidad típica en Sierra de Petrerillo. En las mismas fueron encontradas varios ejemplares de *Acteonella* y un *Inoceramus* (K 762). Afloran en intervalo de 6 m (= 2.5 de espesor).
- 4.- Intervalo de 250 m sin afloramientos (= espesor de 80 m aproximadamente).

5.- Aproximadamente 3 m de areniscas, fuertemente intemperizadas. Son ricas en restos fósiles (Pelecypeda, Gastropeda, Dentalium, Hamulus, etc.). Se encontraron varios fragmentos de *Inoceramus* (K 761).

6.- Intervale de 100 m (= 40 m de espesor) sin afloramientos.

7.- Intervale de 60 m (= 12 m de espesor), en el cual afloran areniscas de grano fino, de color gris amarillento a carmelito hasta aleurólitas arcillosas y margas alúricas. Las mismas tienen textura maciza con intemperismo esférico. Contienen fósiles, muchos. Predominan restos de *Hamulus* y pequeños pelecípodos. Durante las investigaciones microfaunísticas (K 760) fueron establecidas únicamente *Palotia ruttneri* y *Sulcoperculina dickersoni*.

8.- 22m (= 4 m de espesor) de areniscas de grano medio a grueso.

9.- 42 m (= 4 m de espesor aproximadamente) no hay afloramientos. Este intervalo coincide con Arroyo Fortuna.

10.- Areniscas de grano fino a medio. Contienen muchas conerecciones. Son ricas en restos fósiles (*Hamulus*, *Dentalium*, *Pelecypeda*, *Gastropeda*, raramente <sup>m</sup>ammonites - *Sphenodiscus* (K 759). Espesor de 2 m.

11.- 40m (= 5 m de espesor aproximadamente) de margas arcilloso-aleuríticas, de color gris amarillento. Las mismas tienen textura maciza e intemperismo esférico. Contienen en abundancia *Hamulus onyx*, *Dentalium*, pequeños pelecípodos, etc. Durante las investigaciones microfaunísticas no fueron establecidos microfósiles (K 758). Fueron observados únicamente fragmentos de *Hamulus onyx*.

y moluscos.

12.- 8 m (= 2 m de espesor) areniscas fuertemente meteorizadas, débilmente cementadas, de granulometría diversa. Sólo algunos sectores con forma de lentes son de cemento calcáreo fuerte. Generalmente, las mismas contienen en abundancia restos fósiles (K 757).

13.- 25 m (= 5 m de espesor aproximadamente) sin afloramientos.

14.- 30 m (= 5 m aproximadamente) de areniscas arcillosas fuertemente meteorizadas, de color carmelita-amarillento, aleuríticas arcilloso-calcáreas. Contienen, en gran cantidad, concreciones calcáreas y muchos fósiles (Pelecypoda, Inoceramus, Gastropoda, Dentalium, Harulius, etc.). No fue establecida microfauna (K 754).

15.- 110 m (= 20 m de espesor aproximadamente) no hay afloramientos, pero evidentemente son sedimentos margoso-arenosos.

16.- 10 m (= 3 m de espesor aproximadamente) afloramientos malos de areniscas.

17.- 20 m (= 3 m de espesor aproximadamente) sin afloramientos.

18.- 21 m (= 5 m de espesor aproximadamente) areniscas, de color gris-azulado en superficie fresca y de color gris al intemperizarse. Textura maciza e intemperización rica. Muy débilmente cementadas, deleznales. Contienen muchos fragmentos de Inoceramus, muchos ejemplares de Nerinea, Dentalium, etc. (K 753).

19.- Intervalo de 310 m aproximadamente (= 100m de espesor aproximadamente) sin afloramientos adyacentes a la casa denominada Lotería. Únicamente, en la parte más su-

perior del intervalo, inmediatamente debajo de las calizas de la suprayacente formación Cantabria, afloran varios metros de margas de color amarillento. Particularidad característica de las mismas es, que contienen en abundancia *Lepidodry<sup>b</sup>itoides* (K 711). La asociación microfaunística está representada por *Globotruncana* -- *fornicata*, *Glob. mariei*, *Glob. gagebini*, *Glob. arca*, -- *Glob. rosetta*, *Glob. sp.*, *Cibicides sp.*, *Glob. lineana*.

20.- En completa concordancia, sobre las margas, siguen las calizas de la formación Cantabria. En la base afloran de 1.5 a 2 m aproximadamente de calizas detríticas--organógenas, duras, de color abigarrado. Están constituidas de grandes foraminíferos (*Orbitoides*), algas, rudistas, etc. Hacia arriba siguen calizas amarillento--cremosas con textura nodular de la formación Cantabria (K 747). Contienen en abundancia equinoideos (*Lanieria*, *Conulus*, *Codiopsis*, *Hemiasler*, etc.), *Pelecypoda* (*Neitha*, *Ostrea*, etc.), *Gastropoda*, etc.

Como la primera localidad típica ofrecemos el perfil que se observa por el camino de San Fernando de Camarones, a través de Ojo de Agua, a Cumanayagua (fig. 77 y fig. 80, perfil W - X). Principio del perfil a 800 m al sureste de Ojo de Agua, coordenadas  $y=264.20$ ,  $x=576.70$ . Del sureste al noroeste, hacia Ojo de Agua (es decir de abajo - arriba) se observa la siguiente secuencia:

1.- Al principio del perfil la pequeña altura se forma por andesitas (K 778) de la Parte Inferior de la formación Tobas. Las mismas afloran al noroeste en intervalo de -- 150 m aproximadamente, las cuales forman la base de la --



formación San Pedro en estos lugares.

2.- Intervalo de 12 m (= 3 m de espesor) no hay afloramientos. El mismo coincide con la pequeña barranca en este lugar.

3.- 12 m (= 3 m de espesor) conglomerados de guijarros pequeños. En su composición participan guijarros de la formación Tobas. El tamaño de los guijarros es de mm -- hasta 2 - 3 cm. Todos están bien redondeados o semiredondeados. El cemento es muy débil y está presentado -- por arenisca de granulometría diversa.

4.- 7 m (= 7 m de espesor) arcillas aluviales de color rojizo. Las mismas afloran debajo de la excavación del camino y están cubiertas de depósitos aluviales con espesor de 1 a 1.20m aproximadamente.

5.- Intervalo de 12.70<sup>m</sup> en el cual afloran 6.40 m de conglomerado de pequeños guijarros, parece a éste del intervalo 3. Su contacto con las arcillas subyacentes está bien aflorado y puede verse que las capas buzan con 10 - 15° al noreste; 4.30 m - los conglomerados pasan a areniscas de diversa granulometría paulatinamente. Ciertos granos alcanzan 2 cm; 2.00 m - las areniscas pasan a areniscas de menor granulometría o aleurolitas arcilloso-calcareas de color gris - carnalita. El intervalo 5 es de 4.00 m aproximadamente.

6.- 11 m (= 3 m de espesor) arcillas rojizas. La muestra para microfauna resultó estéril (K 779).

7.- Intervalo de 180 m (= 45 m de espesor aproximadamente) sin afloramientos.

8.- 15 m (= 4 m de espesor) arcillas de color gris-pintado, fuertemente meteorizadas.

9.- Intervalo de 75 m, en el cual afloran 25 m (= 7.00 m de espesor) areniscas de menor granulometría, fuertemente meteorizadas. Sólo algunos sectores lenticulares son más duros (más calcáreos). Contienen restos mal conservados de pelecípodos y gasterópodos; 23 m (= 6 m de espesor) margas aleuríticas a aleuriticas gris-azuladas. La muestra para microfauna (K 370) resultó estéril; 18 m (= 5.00 de espesor) areniscas arcillosas de granos pequeños con transiciones hasta aleurolitas. Contienen muchos restos, pero mal conservados de fósiles. Las capas buzcan al noroeste con una inclinación de 20° aproximadamente; 6 m (= 1.50 m de espesor) arcillas de color gris abigarrado. La muestra para microfauna (K 781) resultó estéril.

10.- 5 m (= 2 m de espesor aproximadamente) areniscas de menor granulometría. Muy fuertemente meteorizadas, desmenuzables. Contienen en abundancia restos fósiles (Pelecypoda; Pholadomya, Trigenia, Lima, Inoceramus, etc.; Gastropoda; Dentalium, etc. (K 782). Sigue: 2.00 m capa gruesa de arenisca fuertemente calcárea a caliza arenosa. Están constituidos de granos terrígenos, muchos detritus y cemento calcáreo. Contienen muchos fósiles (K 782). Siguen:

11.- Intervalo de 23 m (= 8 m de espesor), en el cual afloran areniscas de pequeños granos. Están constituidos de los productos destructivos de rocas volcánicas, cementadas con cemento calcáreo. Las mismas tienen textura maciza e intemperización esférica. De este intervalo a 300 m aproximadamente, al oeste de la línea del perfil por el camino Ojo de Agua (D 17), se encontraron grandes cantidades de Inoceramus. La microfauna de estas

areniscas está presentada únicamente por formas bentónicas (D 17).

12.- 4 m (= 2,00 m de espesor) arcillas de color gris-verdoso.

13.- 50 m (= 30 m de espesor) areniscas de granulometría media o diversa. El cemento calcáreo está irregularmente distribuido y se observan sectores con forma esférica - donde el cemento calcáreo es más fuerte, más resistente a la intemperización. Las areniscas son ricas en foraminíferos grandes, principalmente, *Ayalaina ruttneri*, pequeños *Nerinea*, *Inoceramus*, etc. (muestra K 784). La misma resultó estéril para microfauna.

14.- 10 m (= 5.50m de espesor). Las areniscas pasan paulatinamente a aleurilitas arenosas y margas arcillosas-aleuríticas.

15.- Los sedimentos transitorios pasan paulatinamente a margas aleuríticas de color cremoso-abigarrado. En distintos sectores son más calcáreas y pasan a margas calcáreas con textura nodular, o son más arcillosas y pasan a margas arcillosas. Las margas contienen en abundancia - grandes foraminíferos (*Ayalaina*, *Lepidoditoides*, *Sulcopesculina*) y menos microfósiles. La asociación microfascial en ellas (muestras K 785 y K 786 y D 15) es muy pobre (Véase tabla 28). De la bifurcación citada al noroeste, las margas continúan con unos 60 m más. A 25 m al noroeste de la bifurcación de los caminos se observa una pequeña falla. Las margas del intervalo anterior contactan por falla con las calizas de la suprayacente formación Cantabria. La zona de la falla es ancha de 4 a 5 m aproximadamente. La misma casi coincide con el camino,

per lo cual en la escarpa occidental del camino a una distancia de 37 m (hasta la cresta) continúan los afloramientos de las margas, y en la oriental afloran las calizas de la formación Cantabria. En la cresta, al este del camino, se observa el límite entre las margas (formación San Pedro) y las calizas (formación Cantabria). En la parte más superior del intervalo, las margas son más calcáreas y pasan paulatinamente a las calizas de la formación Cantabria, con textura nodular. El espesor de este intervalo es de 75.00 m aproximadamente.

Descripción de la segunda localidad cotípica. El camino que cruza la Sierra de Potrerillo en la localidad Bicañón, propone uno de los perfiles relativamente bien aflorados de la formación San Pedro (fig. 79, perfil E - F). Principio del perfil: a 850 m al norte del cruce Cuatro Caminos de la Jutía, coordenadas:  $y=266.45$ ,  $x=590.80$ . Del sur al norte, es decir, desde abajo hacia arriba, se observa la siguiente secuencia:

- 1.- Como base de la formación San Pedro, aquí sirven los andesitobasaltos de color rojizo (G 135).
- 2.- En la base de la formación San Pedro hay sólo 1.20 m de intervalo cubierto, después de lo cual siguen 0.60 m de caliza organógena fuertemente arenosa. Está constituida de fragmentos de rudistas, de gasterópodos (*Aetacanella*), exclusivamente muchos, y otros fósiles. El componente terrígeno está presentado por granos de rocas volcánicas y tobas. El cemento es calcáreo; 9.50 m (= 4.00 m de espesor) de areniscas de granulometría fina o media con distintos lentes de conglomerados de guijarros pequeños. Están constituidos de guijarros de rocas volcánicas y --

tobas. Los guijarros están bien redondeados. El cemento es caláreo. En éste abundan gasterópodos del género -- Actaeonella. De ellos se determinaron (K 719) Actaeonella coniformis Böse; 35 m (= 15 m de espesor) areniscas de granulemetría diversa, muy bien afloradas. Están constituidas de granos de plagioclasa y fragmentos de rocas volcánicas y tobas con cemento caláreo. Distintas intercalaciones lenticulares pasan a conglomerados de guijarros pequeños, cuya granulemetría llega hasta 2 - 3 cm. Las areniscas tienen textura maciza, estratificación muy mal expresada e intemperización esférica. Frecuentemente, en ellas se encuentran fragmentos de Inoceramas, Actaeonella, etc.

3.- 12.50 m (= 7.80 m de espesor) areniscas. A diferencia de las anteriores, éstas son de granulemetría más fina, con transiciones a alurolitas.

4.- 5.70 m (= 2.50 m de espesor) areniscas de granulemetría pequeña a media. En sección delgada de las areniscas (K 766) fueron detectados: Sulcoperculina globosa, S. sp., Ayalaina rutteni, "Borelis" sp., Miliolidae, Foraminifera indet., Vidalina sp, Algas indet. (algunas semejantes a Halimeda (Codiacea), otros de Dasycladaceae).

5.- 8.50 m (= 3.5 m de espesor) alurolitas muy arcilloso-aluoríticas. El componente aluorítico está irregularmente distribuido. En estas rocas se encuentran grandes cantidades de concreciones caláreas. Las concreciones están constituidas de caliza microgranular. En las alurolitas y, especialmente, mucho en las concreciones caláreas se encuentran grandes cantidades de fósiles. Más

- frecuentemente se encuentran *Hamulus onyx* y *Ayalaina ruttneri*, menos ostras, gasterópodos y corales individuales. En la disolución de muestras sobre microfauna fueron determinadas sólo ejemplares únicos de foraminíferos bentónicos (K 720), o las muestras fueron estériles (K 767).
- 6.- 16.50 m (= 7 m de espesor). Con transición sobre las alveolitas siguen margas arcillosas de color amarillento-carmelita. En ellas se encuentran grandes cantidades de concreciones calcáreas. Se observan exclusivamente muchos foraminíferos grandes (*Ayalaina*), corales individuales, fragmentos de *Inoceramus*. En una concreción se encontró también un amonite del género *Nostoceras* (K 769).
- 7.- 3.70 m (= 1.20 m de espesor) areniscas de granulometría fina a media, con textura maciza e intemperización esférica. En ellas casi no hay fósiles. Raramente se encuentran fragmentos de *Ostrea* o *Inoceramus*.
- 8.- 3.00 m (= 1.00 m de espesor) margas arcillosas de color carmelita.
- 9.- 27.00 m (= 9 m de espesor) no hay afloramientos.
- 10.- 20 m (= 6.80 m de espesor) margas arcillosas de color carmelita. En base del intervalo, en ellas se encuentran mucho *Ostrea*. En las investigaciones microfaunísticas fue determinado sólo *Sulceperculina dickersoni* (K 770).
- 11.- 19 m (= 6.40 m de espesor) afloramientos muy malos de areniscas de granulometría fina a alveolitas. En muestra microfaunística (K 771) fueron determinados únicamente foraminíferos bentónicos y fragmentos de *Vermes* (*Hamulus onyx*).
- 12.- 21.50 m (= 7.50 m de espesor) afloramientos malos de margas arcillosas de color rojizo o carmelita. En la par-

te superior del intervalo se encuentran concreciones calcáreas. En las últimas (K 772) se encuentran muchos fósiles (*Pholadomya*, fragmentos de *Inoceramus*, etc.). La muestra para microfauuna (K 773) de las margas es estéril.

13.- 70 m (= 22 m de espesor) areniscas, de granulometría fina a media. De color cen gris-azuladas en superficie -- fresca y gris pintado al intemperizarse. Característico -- para las mismas es la intemperización globular. Estas areniscas constituyen la cresta de la montaña. Busan al norte con una inclinación de 15 - 20°. En varios lugares se encontraron fragmentos de *Inoceramus* y dientes de tiburones (K 774, K 775 y K 776).

14.- Intervalo de 80 m aproximadamente, sin afloramientos (= 21.00 m de espesor). Teniéndose en cuenta el carácter del terreno, se puede suponer que este intervalo está constituido por sedimentos arcilloso-arenosos.

15.- Intervalo de 205 m, en el cual afloran areniscas. Estas son de granulometría fina a media, de color gris verdoso. Las mismas tienen una intemperización globular muy -- bien expresada. Los fósiles allí son raros. Se encuentran únicamente ejemplares de *Actaeonella* y rudistas (K 777). A principios del intervalo las areniscas busan con unos 15° aproximadamente al norte-norocoste, mientras que al final, bajo la pendiente septentrional de la cresta, son subhorizontales. Las rocas de este intervalo constituyen el núcleo de la estructura sinclinal de la Sierra de Petrerillo; El espesor de este paquete es difícil de definir, no obstante, de una forma tentativa resultaría de unos 50 m. Al norte de este intervalo a una distancia de 60 m aproximadamente, el perfil descrito se repite en orden inverso.

en el flanco septentrional, el cual está fuertemente reducido, debido a la gran falla que limita desde el norte la sinclinal de Sierra de Petrerillo.

16.- También aquí, las calizas de la formación Cantabria constituyen la cobertura de la formación San Pedro. La formación Cantabria está constituida de calizas detrítico-organógenas de color pintón o pintón-arenoso.

17.- Por el camino, cuyo perfil se describe, las calizas de la suprayacente formación Cantabria no afloran. De los últimos afloramientos de las areniscas en el eje de la sinclinal hasta los primeros afloramientos de las calizas de la formación Cantabria que forman las partes altas de la montaña, al este y oeste del camino, hay un intervalo del suelo (= 40 m de espesor aproximadamente). Probablemente, este intervalo está constituido de margas y alurolitas.

4. Límites y espesor.- Los límites físicos de la formación son palmariamente discernibles. La misma yace transgresiva y discordantemente sobre distintas partes de la formación Tebas. Las diferencias litológicas entre las rocas de la base (facies volcánicas y los depósitos terrígenos de la formación San Pedro, no se prestan para confusiones con la determinación del límite inferior. El límite superior de la formación representa una transición gradual a las formaciones suprayacentes Cantabria y Esperanza. La transición se efectúa en un intervalo de varios metros expresándose en el aumento de la parte superior de la formación San Pedro en calizas. El límite superior de la formación San Pedro lo situamos por la aparición de calizas de estratificación gruesa, microgranulares, de textura maciza o nodular, o de calizas detríticas.

La formación San Pedro es transgresiva y su espesor muy va-



riable. En las localidades típicas y cotípicas presenta un espesor de 340, 210 y 195 m. Parece que las mismas son las mayores dimensiones de la formación. En las localidades restantes, el espesor es menor; en ciertos lugares no hace presencia, iniciándose el perfil maestrichtiano directamente con las calizas de la formación Cantabria, (fig. 82).

5. Distribución. Tiene formación San Pedro una vasta distribución, encontrándose relativamente bien aflorada, incluso en los casos de malos afloramientos, el terreno contiene muchas concreciones calcáreas o bien se encuentra plagado de foraminíferos. La distribución de la formación viene señalada en las figuras 77, 78, 79.

6. Fauna y edad. Los sedimentos de la formación San Pedro son riquísimos en restos de fósiles, pertenecientes a distintos grupos de fósiles. A propósito, hemos recogido una nutrida y bien surtida colección de fósiles extraídos de 60 localidades: (B 325, D 15, D 17, G 506, K 84, K 85, K 86, K 104, K 711, K 719, K 720, K 722, K 723, K 755, K 757, K 758, K 759, K 760, K 761, K 762, K 763, K 764, K 765, K 768, K 769, K 770, K 772, K 774, K 775, K 766, -- K 777, K 782, K 783, K 784, K 788, K 797, K 798, K 1265, K 1266, -- K 1495, K 1518, K 1519, K 1520, K 1546, K 1554, K 1558, <sup>K 1836</sup> K 1870, -- K 1887, M 764, P 1071, P 1075, P 1138, P 1351, P 1415, P 1417, S 6, P 1139). Lamentablemente, esta colección no está lo suficientemente estudiada y definida; conviene ser sometida a una investigación temática.

Los foraminíferos grandes son unos de los fósiles que con mayor frecuencia aparecen. De las distintas localidades se lograron determinar:

Lepidorbitoides (Lepidorbitoides) planasi (K 84, K 86, K 704, K 722);

*Lepidorbiteoides* sp (K 704, K 711, K 1072);  
*Orbiteoides apiculata browni* (K 722);  
*Ayalaina ruttneri* (K 86, K 765, <sup>K 766</sup> K 784, P 1074);  
*Sulcoperculina dickersoni* (Véase tabla 28);  
*Sulcoperculina globosa* (K 766);  
*Sulcoperculina* sp (Véase tabla 28).

Aparecieron corales en pocos lugares (D 15, K 85, K 765) -  
 prevalentemente individuales.

Tampoco abundan los equinoides en los sedimentos de la for-  
mación San Pedro. Se notan en pocas localidades (K 764, K 774, <sup>K 783</sup> -  
 K 1520).

En todos los sedimentos de esta formación los restos de Ver-  
mes aparecen con mucha frecuencia. También abundan los restos de  
*Hamulus onyx* Morton (K 85, K 736, K 758, K 1265 y en muchas otras  
 localidades). A menudo, al lavar las muestras para la microfau-  
 na se notan muchos fragmentos de esta especie (Véase la tabla 28).

Los pelocípodos son uno de los fósiles que más abundan en la  
 formación San Pedro. Aparecen en todos los afloramientos, particu-  
 larmente en las concreciones calcáreas, las areniscas y las alu-  
 relitas. Cabe mencionarse que el grupo de los rudistas, al igual -  
 que los corales, tienen escasa representación, lo cual es de fácil  
 explicación con la facies de los depósitos. En mayores cantidades  
 se hallaron rudistas en las siguientes localidades K 85, K 777, -  
 K 797, K 1518, K 1519, K 1520, de los cuales se determinaron: *Tamp-*  
*sia schepi* Stephenson (K 1520) y *Tampsia charoyensis* Stephenson -  
 (B 325).

El grupo de los Inoceramus está muy bien representado por --  
 piezas en estado perfecto, las cuales fueron encontradas en las -  
 localidades siguientes: D 17, K 753, K 755, K 757, K 762, K 774, --  
 K 776, K 788, K 796, K 798, K 1265, K 1495, K 1507, K 1518, <sup>K 1519</sup> K 1520,  
 (K 1546)

# MICROFOSILES DE LA FORMACION SAN PEDRO

TABLE 28

FOSILES	D 15	D 17	G 50	G 70	K 71	K 719	K 720	K 722	K 723	K 756	K 760	K 763	K 767	K 770	K 771	K 785	K 786	K 796	K 797	K 149	K 1520	P 1070	P 1136	P 1231	P 1352	P 1353	P 1373	P 1415	P 1415
Globotruncana acuta Cush																													
Globotruncana arca Cush			+	+	+													+							+				
Globotruncana churchi Martin																													
Globotruncana contusa (Cush.)																										+			
Globotruncana formicata Plummer					+	+																							
Globotruncana gagnebini Tiley					+	+		+	+																				
Globotruncana linneiana d'Orb						+																							
Globotruncana mariei Banner and Blow						+																							
Globotruncana rosetta Carsey					+	+																							
Globotruncana stuarti de Zapp.	+		+																							+	+	+	+
Globotruncana ventricosa White				+																						+	+	+	+
Globotruncana sp					+													+		+			+						
Praglobotruncana havanensis havanensis Woollw																													+
Praglobotruncana havanensis petaloidea(Gandolfi)																													+
Rugoglobigerina rugosa macrocephala Bronn																													
Rugoglobigerina rugosa rotundata Bronn																													
Rugoglobigerina rugosa rugosa (Plumer)																													+
Rugoglobigerina scotti Bronn																													
Pseudotextularia elegans elegans (Rehak)																													
Pseudotextularia elegans elongata Seiglie																													
Pseudotextularia elegans braennimanni Seiglie																													
Pseudoguembelina exolata costulata (White)																													+
Racemiguembelina fructicosa (Egger)																													
Pseudoguembelina cornuta Seiglie																													
Pseudoguembelina exolata exolata Cush																													
Heterohelix globulosa (Ehrenberg)																													++
Planoglobulina acervulinoides (Egger)																													++
Abathomphalus mayaroensis (Bolli)																													++
Cublerina decoratissima (de Klaz)																													++
Globorotalites micheliniana d'Orb.																													
Globigerina sp.																													
Marssonella indentata Cush y Jarvis																													
Marssonella oxycona Reuss																													
Steinsionia exculpta (Reuss)																													
Bolivina cretosa Cush.																													+
Bolivina incrassata Reuss																													+
Bolivinopsis? clotha (Grzyb)																													+
Bolivinoides draco (Marssow)																													
Bolivinoides decorata delicatula Cush.				+																									
Anomalina complanata Reuss		+																											
Anomalina cf. menneri Keller																													
Anomalina montreliensis Marie								+	+																				
Dorothia bullata (Carsey)																													
Zonitostoma gemmum (Cush)																													
Guttulina trigonula (Reuss)				+																									+
Cibicides constrictus (Hagenov)																													+
Cibicides beaumontianus d'Orb.		+		cf.																									
Cibicides harperi (Sandage)			+																										
Cibicides cf. kurganiensis Neckaja																													+
Cibicides succedens Brotzen				+																									
Cibicides spirapunctatus Gall. et Morrey				+				cf.																					
Cibicides voltzianus d'Orb.				+																									
Cibicides sp.	+			+			+																						+
Lenticulina rotulata Zamarck																													
Lenticulina sp.																													
Fallotia ruttneri												+																	
Ventilabrella carseyae Plummer																													
Valvulineria sp.																													
Minouxia sp.																													
Lamarckina sp.								+																					
Robulus sp.		+					+																						
Miliolidae																													
Sulcoperculina dickersoni Palmer	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Sulcoperculina sp.																													
Trochocoda	+	+		+	+	+																							
Ammonius onyx Morton																													

\* Determinados por Y. Vapizanova  
 \*\* Determinados por S. A. Arruti, P. Borda y A. Garcia  
 \*\*\* Determinados por M. Stancher

K 1546, K 1554, K 1558, P 1138, P 1139).

Entre los 150 ejemplares que fueron recogidos se observan muchas especies nuevas. Este grupo de fósiles de importancia desde el punto de vista estratigráfico merece un estudio temático especial.

Además de rudistas e inoceramus, aparecen muchos pelecípodos de los géneros *Paoladomya*<sup>(?)</sup> (n.sp), *Corbula*, *Exogyra*, *Ostrea*, *Neithea*, *Trigonia*, *Septifer*, *Pteria*, *Plicatula* y otros. Merece especial mención el hallazgo de la *Exogyra*<sup>S</sup> *costata* <sup>S</sup> *Hay* (P 15, K 788) considerado como un fósil característico del Maestrichtiano los estados meridionales de los Estados Unidos de Norteamérica, México y América Central (Inlay, 1944 y otros autores).

Asimismo, en la formación San Pedro abundan los <sup>g</sup>gastropodos, encontrándose éstos en casi todos los afloramientos. De los mismos fueron determinados: *Actaeonella coniformis* B&S (K 719), -- *Turritella vertebroides* Gyredes spp, *Nerinea* (?).

No son raros los ammonites; con frecuencia aparecen en buen estado. Fueron determinados:

*Gaudriceratinae* Jen. & sp ind. (K 1519)

*Raculites* sp (K 1387; K 1520)

*Nostoceratidae* gen. sp. indet. (P 1138)

*Nostoceras* sp (cf. *N. stantoni* Hyatt (K 765)

*Solenoceras* sp indet. (K 1265)

"*Turritilites*" *splendidus* Shumard (K 1387)

*Brahmites* cf. *Haugi* (Seunes) (K 796)

*Pachydiscus* sp. indet. juv. (K 1266; K 1519; K 1558).

De los ammonites señal<sup>ad</sup>os, los géneros *Nostoceras* y *Solenoceras* aparecen en los pisos campaniano y maestrichtiano. La especie "*Turritilites*" *splendidus* aparece en el Maestrichtiano de Tejas (Navarro Group). Los géneros *Brahmites* *Sphenodiscus* apa-

recen solamente en el piso maestrichtiano en distintas partes - del mundo, mientras que el género *Menuites*, según la bibliografía aparece solamente en el Santoniano Superior y el Campaniano.

En varias localidades (K 753, K 757 y K 759) de Scaphepoda se establecieron ejemplares del género *Dentalium*.

Los sedimentos de la formación San Pedro no son ricos en microfósiles. De las numerosas muestras disgregadas fueron determinadas escasas<sup>as</sup> asociaciones microfósiles de foraminíferos planctónicos (Véase la Tabla 28).

En las muestras de margas de esta formación (P 1352, K 711, K 723) las asociaciones resultan más ricas. La microfauna, aunque pobre, indica edad Maestrichtiano.

En base a la fauna, así determinada, en la formación San Pedro, se puede aceptar con bastante seguridad la edad Maestrichtiano. Por la presencia de ammonites del género *Menuites*, considerados en la bibliografía como Campaniano, los ammonites del Maestrichtiano (*Sphenodiscus*), y la situación estratigráfica en base del perfil del Cretáceo superior de la cuenca Cienfuegos, se puede admitir que su formación tuvo inicio en el Campaniano superior, pero siendo el grueso principal de los depósitos de edad Maestrichtiano inferior.

La formación San Pedro guarda gran similitud litológica con la formación Guanaja de la cuenca Santo Domingo; ambas formaciones forman entre sí transición lateral.

### Formación Cantabria

1.- Nombre y antecedentes. - El nombre de la formación proviene del nombre de la Loma de Cantabria, distante a 15 km al este de Cienfuegos. Como unidad litoestratigráfica independiente se separa por primera vez. Sin embargo, esto no significa que los

sedimentos, y en especial, los fósiles encontrados en los mismos, no hayan sido conocidos para muchos de los autores más antiguos. Al contrario, los primeros hallazgos de fauna cretácica en Las Villas son de las rocas de la formación Cantabria. Manuel Fernández de Castro (1884) comunica sobre fósiles cretácicos (equinoides) por las orillas del Río Damují, al oeste de Cienfuegos. Se puede afirmar con seguridad que estos fósiles han sido encontrados en las calizas de la formación Cantabria. Según I. W. Spencer (1896), Mathew ha descrito en los alrededores de Cienfuegos rocas con fósiles cretácicos como *Exogira*, *Ostrea*, *Inoceramus* y *Hippurites* *Caprinula*. Al tener en consideración la situación geológica concreta y los fósiles citados no puede haber duda de que se trate de fósiles provenientes de los sedimentos de la formación Cantabria. Gran parte de la fauna equinóidea, determinada por el Dr. Mario Sánchez-Roig (1926, 1932 - 53, 1949) y los foraminíferos grandes descritos por L. K. Palmer (1934), *Thiadens* (1937a) y Ayala Castañares & Seiglie (1962, 1963) provienen de los depósitos de esta formación. Por primera vez, sin embargo, *Thiadens* (1937a) denomina los sedimentos de Cretácico superior de la región de Cienfuegos con el nombre de "formación Habana". En repetidas ocasiones ya hemos señalado que bajo este nombre, en la provincia de Las Villas, *Thiadens* (1937a) y M. G. Rutten (1936a) han descrito muchas rocas cretácicas superiores y de diferente litología y edad, y partes de éstas del Paleógeno. De lo que ha sido descrito e coloreado en el mapa geológico de *Thiadens* (1937a) como "formación Habana" en la cuenca de Cienfuegos, nosotros separamos los depósitos terrígenos de la base del perfil maestrichtiano bajo el nombre de "formación San Pedro", el complejo calcáreo denominamos "formación Cantabria" y las margas, areniscas, tobas, suprayacentes (con fauna cretácica superior resedimentada-

da) adjudicamos a la "Formación Vaquería".

La facies principal de la formación son las calizas y las margas. Sólo en un lugar, en la región de la antigua central azucarera Carolina, entre las calizas, de una forma muy visible se intercala un paquete de tobas vitroelásticas. Este paquete lo hemos separado como unidad litoestratigráfica independiente, denominada "miembro Carolina" y casi condicionalmente lo incluimos en la formación Cantabria. El mismo será descrito aparte.

2.- Litología. La formación Cantabria está constituida por calizas y margas, de color cremoso-amarillento. Sólo algunas de las calizas tienen color gris claro a abigarrado o rosáceo-rojizo. Tanto las margas como las calizas son blandas, deleznales. La estratificación de los sedimentos es muy mala, habitualmente, tienen textura maciza o nodular. Se observa alternación de calizas y margas. No hay capas bien expresadas; las transiciones entre las diferentes diversidades litológicas son paulatinas.

La principal variedad rocosa la constituyen las calizas microgranulares, blandas, de color amarillento-cremoso, con textura maciza. Están constituidas de masa básica microgranular de calcita y poco de minerales arcillosos y muchos fragmentos (detritus) o ejemplares de organismos enteros. La cantidad de los restos de organismos es del orden de un 30 - 50% de la composición de la roca. Las impurezas terrígenas son, generalmente, pocas y están representadas principalmente por granos de plagioclasa y cuarzo. Las calizas macizas microgranulares pasan paulatinamente en calizas del mismo color con textura nodular muy bien expresada. Estas calizas están constituidas de nódulos de forma irregular y dimensiones hasta 10-40 cm y masa cementadora. Los nódulos están constituidos de calizas microgranulares de color cremoso y muy ricos de fósiles (Equinodermes, Pelecípodos, Gasto-

rópodos). La masa cementadora es relativamente blanda, deleznable y por su composición corresponde a la caliza arcillosa o la marga. Los límites de los nódulos calcáreos no son bruscos y las transiciones entre los mismos y la masa que los cementa son paulatinas. Parece que esta textura haya sido formada durante la diagenesis de un substrato calcáreo arcilloso. En muchos casos se puede observar que la acumulación de más sustancias calcáreas y la formación de los nódulos ha sucedido alrededor de una o muchas conchas de equinoides<sup>o</sup>, polioípodos o gasterópodos.

Las margas son de color amarillento o cremoso, blandas y delezna**bles**. Están constituidas de matriz pelitemérfica con composición calcárea arcillosa y muchos detritus con dimensiones aluví-ticas. Las margas aparecen como paquetes de distinto espesor entre las calizas microgranulares y pasan paulatinamente en tales. En muchos lugares, las margas están llenas de foraminíferos grandes, principalmente, Lepidorbitoides, que a veces forman bancos de caparzones.

Como intercalaciones con forma irregular y espesor variable entre la masa básica de calizas microgranulares y margas que forman la masa principal de la formación Cantabria se definen algunas variedades más de calizas.

En muchos lugares fueron descubiertas calizas pintonas, pinto-cremosas y pinto-rosadas, microfragment los, detríticas o detrítico-feraminífericas. Las mismas están constituidas en su mayor parte por foraminíferos grandes (Orbitoides, Omphaleocyclina, Asterorbis), algas y detritus de organismos indeterminados y un poco de calcita microgranular. Lo característico para estas calizas es que no contienen equinoides<sup>o</sup>, polioípodos y gasterópodos. Habitualmente, este tipo de calizas están fuertemente carsificadas.



Como cuerpos lenticulares de forma irregular entre los sedimentos de la formación se observan calizas arrecifales. Las mismas están constituidas en su mayor parte de rudistas y corales coloniales. Las cavidades entre ellos están rellenas de caliza detrítica.

Otra variedad es la de las calizas pintonas o rosáceo-rojizas, compactas, duras, sonoras, con textura maciza. Las investigaciones microscópicas de estas calizas (K26) muestran que éstas están constituidas principalmente de foraminíferos (con dimensiones 0,5-1 mm.), detritus, <sup>1</sup>módulos de calcita criptocristalina y cemento de calcita recristalizada.

En la región de Real Campiña en la formación Cantabria se encuentran calizas macizas, compactas, aporcelanadas de color pintón, rosado o rojo. Estas calizas se utilizan como material de revestimiento y son conocidas bajo el nombre comercial de "mármoles de Real Campiña" (Petrov et al., 1974).

3. Localidad típica. Como localidad típica de la formación pueden servir los afloramientos en las Lomas de Cantabria, a 15 km. al este de Cienfuegos, en la parte suroriental de la cuenca. Como regla los sedimentos de la formación Cantabria afloran muy bien y pueden ser señalados muchos afloramientos que pueden servir como localidades auxiliares (cotípicas).

Descripción de la localidad típica. El perfil que proponemos como localidad típica de la formación se encuentra a 5 km. al noreste del poblado Guaos y cruza transversalmente las Lomas de Cantabria. De la localidad Dolores, en el camino de Guaos para Ojo de Agua (coordenadas:  $y=260.85; x=574.10$ ) al noreste por el callejón que cruza las Lomas de Cantabria se observa la siguiente consecuencia (del sureste al noroeste, es decir de abajo hacia arriba):

1. En la localidad citada, por la ladera meridional de la--  
 lema afloran calizas de color amarillento, arcillosas, mic--  
 roglanurales con textura nodular (S 6). Estas contienen la a--  
 bundancia equinoideos, pelecípodos y gasterópodos corales--  
 etc. De ellas fueron determinados: *Lanieria lanieri*, Cotteau,  
*Trachiastrer simp<sup>2</sup>aticus* Sánchez-Roig, *Pterocercella tippana*--  
 Conrad (= *P. poinsettiformis* Stephensen), *Praraeyeloseria eli*--  
*zabethae* Wells.

2. Con transición sobre las calizas arcillosas nodulares si--  
 guen calizas detríticas microglanurales cremoso-amarillen--  
 tas. Estas afloran alrededor de 100 m. (espesor alrededor de--  
 20 m.). Estas calizas son ricas en foraminíferos grandes, pe--  
 lecípodos, gasterópodos<sup>27</sup>, rudistas. Se encontraron también --  
 varios ammonites (D 96) de los cuales se determinaron *Pa*--  
*chidiscus* sp. y *Sphaenodiscus* sp.

3. Intervalo de 300 m. (hasta D 97) en los cuales casi inin--  
 terumpidamente afloran calizas microglanurales de color ---  
 cremoso-amarillento con distintas intercalaciones de margas  
 calcáreas con textura nodular o cuerpos lenticulares de ca--  
 lizas de color gris pintono, constituidas de rudistas. En la--  
 parte superior del intervalo predominan las calizas arcille--  
 sas hasta margas, ricas en equinoideos, pelecípodos, gasteró--  
 podos etc. (D 97). Espesor alrededor de 60 m.

4. Intervalo de 1200 m. en los cuales casi ininterrumpida--  
 mente afloran calizas con intercalaciones de margas amari--  
 llentas. En los primeros 120 m. del intervalo las calizas son  
 de color cremoso-pintono, duras, constituidas en su mayor --  
 parte de forminíferos grandes (*Orbitolites*, *Asterorbis*, etc.)--  
 algas, fragmentos de rudistas etc. Hacia arriba siguen calizas  
 microglanurales, blandas, amarillentas en alternación con ca--

-lizas margosas. La investigación microscópica de una muestra de la parte más superior del intervalo (D 99) indica -- que las calizas están constituidas de detritus y foraminíferos pequeños y cemento de calcita microgranular. La cantidad de los restos de organismos alcanza un 40 - 50%. De este intervalo, a 350 m del principio, es la muestra D 98, en la cual se determinaron *Lanieria<sup>i</sup> lanieri* Cotteau, *Holotypus* sp. De los últimos afloramientos al final del intervalo es la muestra D 99 (coordenadas: x = 572.95, y = 262.20). Las <sup>pas</sup>calizas de este intervalo buzan al noroeste con inclinación muy suave (de 5 - 10° aproximadamente) y están plegadas en forma de ola, por lo cual es difícil de evaluar el espesor. Por una evaluación orientadora el mismo es de 190 - 200 m - aproximadamente.

5.- Después de un intervalo sin afloramientos de 100 m aparece alternación de calizas de capas finas y margas con intercalaciones de tobas que pertenecen ya a la formación Vaquería.

A 2.5 km aproximadamente, al sureste del perfil descrito, en el poblado Guabairo puede verse que sobre las calizas detrítico- foraminíferas<sup>ic</sup> de color cremoso-amarillento (K 105) de la parte más superior de la formación Cantabria yacen margas de color gris- carmelita a rojizo (K 1947). En el propio poblado Guabairo (K 105) afloran calizas cremosas claras, blandas y deleznales, con abundante fauna de equineideos. Su característica microscópica (muestra K 105) es la siguiente: la roca está constituida por restos de organismos y su cantidad alcanza hasta un 60 - 70%. Los restos son generalmente de foraminíferos pequeños. Los fragmentos detríticos son también -- pequeños (de 0.15 a 0.20 mm y raramente de 0.5 mm), y son indeterminables. El cemento es de calcita microgranular a criptocristalina. -- Estas calizas son similares a las mismas de la parte más superior --

1

4.- Distribución y descripción de ciertos afloramientos.- Los sedimentos de la formación Cantabria ocupan vastas áreas en la parte sureste de la provincia (fig. 77, 78, 79). Los afloramientos más occidentales de las áreas <sup>mapeadas</sup> ~~mapeadas~~ son los que se encuentran situados en la zona del central azucarero "Primero de mayo", antiguo "Perseverancia", "Real Campiña" y "Covadonga". A partir de allí hacia el este, los sedimentos de esta formación afloran en franja de 5 - 6 km de ancho, que se advierte hasta el Río Damují en la región de la ciudad Abreu. La extensa distribución de la formación Cantabria en estos lugares se debe a la circunstancia que a causa del hundimiento general hacia el oeste de las estructuras tectónicas de los lugares señalados, la parte de la <sup>2</sup> ~~ch~~ernela del levantamiento anticlinal que separa en la superficie la cuenca de Cienfuegos de la de Santo Domingo, está formada por sedimentos de la formación Cantabria. En la región mencionada la formación está representada por calizas microgranulares de textura nodular o maciza, típicas de la formación, con intercalaciones de margas amarillentas y calizas grueso-fragmentarias, detríticas, o calizas de algas y foraminíferos. En la cantera -- Santa Teresa, a unos 2 km. al noreste de Covadonga se observan magníficos afloramientos de margas y calizas blandas, microgranulares, extraordinariamente ricas en fósiles (K 1602). En la zona de Real Campiña, por el camino a Covadonga y alrededor del propio pueblo, afloran calizas de textura maciza, de color blancuzco o rosado-rojizo a rojo, microgranulares a porcelánicas que se están explotando -- bajo el nombre comercial "Mármol Real Campiña".

Entre los ríos Majumí y Salado, al sur de la carretera a - - Abreus, los sedimentos de la formación cubren extensas áreas de - la región del l central azucarera "14 de julio" (antigua "Manueli- ta"), "Silverita" y "Concepción Montalvo". En estos lugares apare- - cen buenos afloramientos, mientras que en los lugares donde éstos faltan a causa de la presencia de la capa vegetal, el terreno se encuentra plagado de fósiles (Equinodermus, Pelecípodos, Gasteró- - podos, Foraminíferos Grandes etc.) que han quedado tras la intem- - perización de las calizas y las margas. Uno de los mejores aflora- mientos y de mayor acceso para su observación son los que se ad- - vierten por la carretera que conduce al l central azucarera "14 - de julio" (ex Manuelita). Al partir del lugar donde ésta se desvía - de la de Abreus, al sur hasta la antigua central azucarera Dos -- Hermanos, no hay afloramientos. Junto a éste afloran calizas arcil- - lizas, de color amarillento a crema, de textura nodular, en alte- - ración con capas más frescas de calizas detríticas microgranulares. Tanto las unas como las otras son extraordinariamente ricas en fós- - siles, mayormente equinoideos (K 19). Al sur de Dos Hermanos, en -- dirección al l central azucarera "14 de julio", en un intervalo de 1300 m. no hay afloramientos. Sin embargo, en el suelo se encuentran equinoideos y otros fósiles en abundancia; no cabe duda que se trata de las mismas calizas. Al este de la carretera, a unos 100 m. antes - de llegar al barranco hay una cantera abandonada, que pasamos a des- - cribir: en un intervalo de alrededor de 65 m. (unos 10 m. de espe- - sor) afloran calizas microgranulares, de color amarillento cremoso, de textura nodular, donde más, donde menos expresada. El estudio al microscopio de la muestra de esas calizas (K 20) evidencia que el - principal mineral formador de la roca es la calcita, constituyendo ésta los restos de organismos y el cemento que los une. Predomina el cemento. Los restos de organismos están representados por fragmentos

o ejemplares enteros de dimensiones de 0.1 a 2 mm., prevaleciendo los foraminíferos. Los restos de otros organismos no son muy frecuentes. Los restos de organismos arrojan entre el 30-40%. La roca contiene granos aislados de cuarzo y plagioclasa de dimensiones aleu-  
ríticas. El cemento es de calcita, ocasionalmente recristalizada. La calcita del cemento viene mezclada con algo de minerales arcillosos. La estructura de la roca es microgranular.

Las calizas contienen fósiles en cantidades extraordinarias--- (Equinodermos, Pelecípodos, Gasterópodos, Foraminíferos grandes).-- Ciertas intercalaciones lenticulares están formadas casi en su totalidad por *Asterorbis*. De esta cantera provienen las muestras K 24 y K 20. Sigue un intervalo de 100 m. (hasta el barranco) donde no -- hay afloramientos. Inmediatamente al oeste de la carretera, después del barranco, existe otra cantera abandonada (K 25) donde aflora un espesor de no más de 10 m. del perfil de la formación. Se trata de calizas microgranulares, de color crema hasta amarillentas, iguales que las de la cantera anteriormente mencionada (K 20). Esta localidad es extraordinariamente rica en fósiles. De aquí se fueron-- recogidas (K 25) varias decenas de ejemplares de equinodermos, pele-  
cípodos, gasterópodos y foraminíferos grandes (*Orbitoides* y *Asteror-  
bis*) y varios ammonites (*Pachidiscus* <sup>?</sup> *Collevillensis*; *P. neubergicus*; (n.sp); *Pseudophilites* *terres*, *Sphenodiscus* spp.).

Al sur de la cantera descrita, las mismas calizas ocupan una ex-  
tensión de 30 m, pero los afloramientos no son buenos. Al sur sigue un afloramiento de 100 m de ancho aproximadamente, de calizas duras muy compactas, de color blanquecino-crema a rosado-rojizo (K 26). - El estudio microscópico de dichas calizas demostró que la roca está constituida por calcita que por su parte constituye los foraminífe-  
ros, el detritus y el cemento. Es característica para la roca la -- presencia de numerosos foraminíferos de diminutas dimensiones (0,5-  
- 1 mm). También el detritus es abundante y se encuentra, de forma

oblonga o irregular, con mucha frecuencia recristalizada. Sus dimensiones varían de 0,1 a 2 - 3 mm. Se notan algas y fragmentos de foraminíferos. La roca contiene nódulos en abundancia, formados por calcita criptocristalina, mezclada con minerales arcillosos. El cemento es de calcita de granulometría fina, recristalizada. La estructura es microorganogénica, en partes detrítica fina a gruesa. Estas calizas contienen muchos fragmentos o ejemplares enteros de rudistas. Al este del camino, dichas calizas pasan a calizas arrecifales en constitución de Titanosorcolites, Durania, Bournonia, etc. Las calizas arrecifales forman cuerpo lenticular entre las calizas microgranulares nodulares. Al sur de (K 26), hacia el <sup>el</sup> ~~la~~ central azucarero "14 de Julio" y, tanto al sur como al oeste del <sup>el</sup> ~~la~~ central aparecen afloramientos de calizas detríticas, microgranulares, con intercalaciones ocasionales de margas y lentes de calizas arrecifales. Los afloramientos de las cercanías del <sup>el</sup> ~~la~~ central azucarero "14 de Julio" se pueden señalar como uno de los representantes de la formación Cantabria. A

Al sureste del <sup>el</sup> ~~la~~ central azucarero "14 de Julio", junto al antiguo ingenio Carolina y el Río Salado, por debajo de las calizas típicas de la formación Cantabria, aparece un paquete de tobas vitresclásticas - miembro Carolina, lo cual describiremos posteriormente.

A Al este del Río Salado, las calizas de la formación Cantabria forman la loma del lugar El Piojo (P 595 - 93). A partir de ahí hacia el Noroeste, los sedimentos de la formación Cantabria se observan por el Arroyo Saladito, extendiéndose al norte del mismo hasta la finca Jiqui (K 15, K 599) donde terminan por la presencia de una falla.

En el flanco norte de la cuenca de Cienfuegos, los sedimentos de la formación Cantabria afloran en la superficie a causa de la --

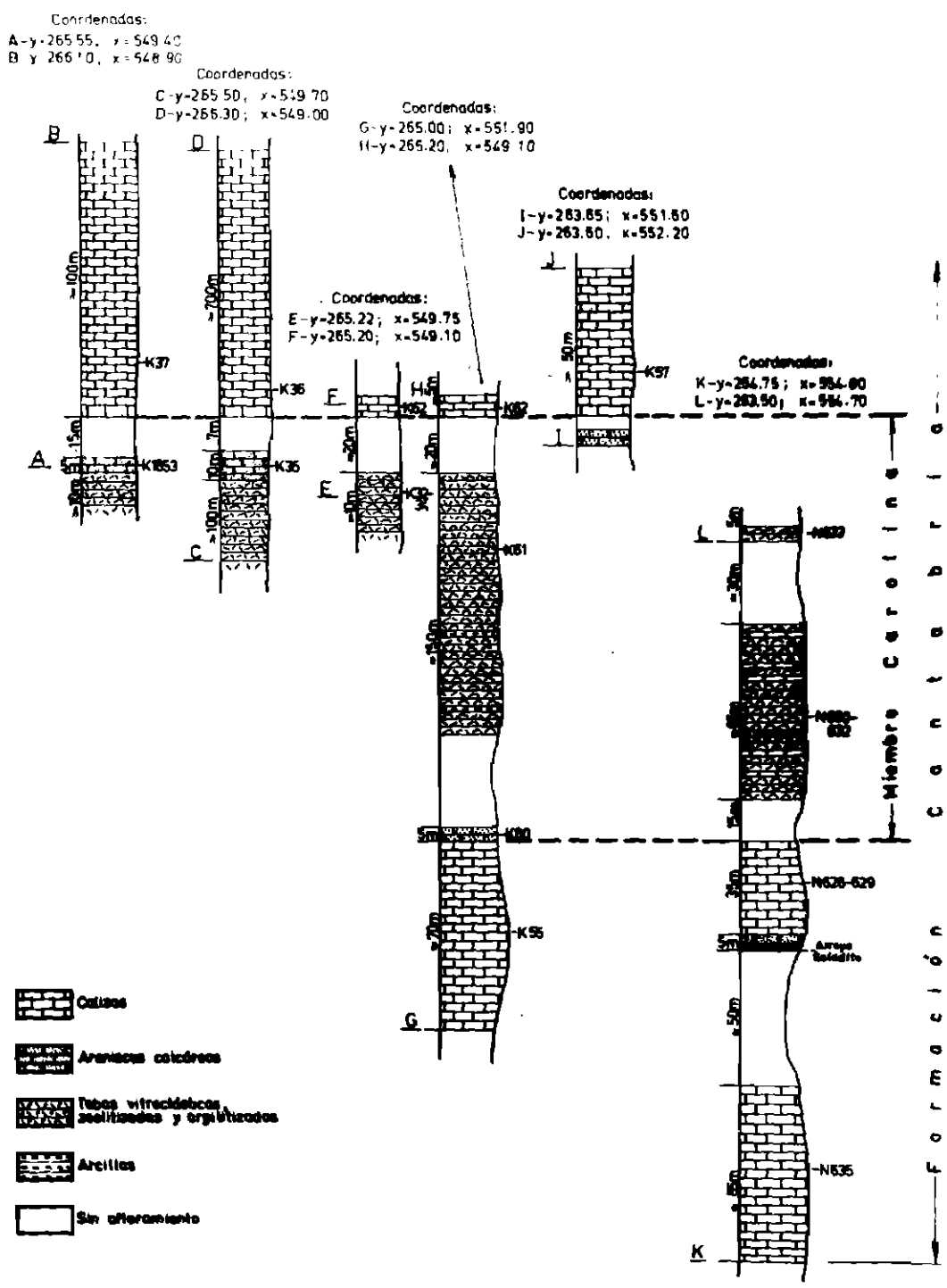


Fig 81 Columnas estratigráficas de la Formación Cantabria cerca del antiguo ingenio Carolina, NO de Cienfuegos



presencia de una falla grande. Reaparecen en el valle del Río Caunao, al sur de San Fernando de Camarones, observando <sup>selección</sup> al Este como una franja continua hasta el pueblo Ojo de Agua. Obsérvanse magníficos afloramientos en el desfiladero del Río Caunao y al este del mismo, por el camino a la localidad Isabel (K 793). En este lugar, el perfil presenta desde abajo hacia arriba, el siguiente cuadro: la base de la formación Cantabria con las margas y las alveolitas de la formación San Pedro que afloran solamente en la ladera norte de la loma. Por encima de los sedimentos de la formación San Pedro, por la cresta de la loma y su ladera sur, en una extensión de 400m aproximadamente, aparecen afloramientos casi ininterrumpidos de los sedimentos de la formación Cantabria en representación de calizas detríticas de color crema-amarillento. Siguen calizas más duras, relativamente más blandas y más arcillosas, con superficies estratigráficas porrosas. En varios lugares se encajan intercalaciones lenticulares de margas ricas en foraminíferos grandes, mayormente, Lepidorbiteides. Del medio del intervalo de las calizas microgranulares de textura nodular se ha tomado la muestra K 793 (coordenadas: x = 572.15; y = 264.45). Por encima de los sedimentos, en la parte baja de la ladera sur de la loma afloran unos 30 m de calizas orgánicas de color crema a blancuzco. Están constituidas casi en su totalidad por rudistas (Titanosereolites y otros), orbiteides, algas y otros organismos. Además de su afloramiento por el camino, éstas afloran muy bien en el barranco al oeste del camino (K 1966, coordenadas: y = 264.35; x = 571.95). Suprayacentes a las calizas orgánicas se encuentra un intervalo de unos 35 m, lo cual coincide con el lugar donde el camino cruza con el barranco, donde no hay afloramientos. Al sur, en una extensión de 40 m, reaparecen las calizas microgranulares de textura nodular, de color crema-amarillento, (K 792) con muchos fósiles (Equinodermos, Pelecípodos, Gastrópodos y otros). Esta es la primera parte superior de la for-

mación Cantabria en el perfil que acabamos de describir. Por encima siguen margas meteorizadas, de color blanquecino en alternación con calizas microgranulares de estratificación fina, de color gris verdoso (K 791) pertenecientes a la formación Vaquería.

A partir del pueblo Ojo de Agua, la franja de distribución de los sedimentos de la formación Cantabria tuerce al Suroeste, formando las lomas Cantabria. En la zona del pueblo Ojo de Agua y las Lomas de Cantabria se forma la parte centroclinal oriental de la cuenca de Cienfuegos. De las Lomas de Cantabria hacia el Sur, la franja de distribución dobla hacia el sur, interceptando la carretera Cienfuegos-Manicaragua en la bifurcación hacia Trinidad, aflorando perfectamente por la carretera Trinidad en la región del Jardín Botánico, observándose al Sur hasta el valle del Río Gavilancito donde se pierde visiblemente debajo de los sedimentos del Mioceno. Los afloramientos más surorientales de la formación Cantabria, del flanco sureste de la cuenca de Cienfuegos se determinaron entre la Ensenada Guajímico y el Río San Juan por la ladera norte de la loma San Juan (K 2648, K 2646 y G 561).

En épocas anteriores, la cuenca de Cienfuegos incluía áreas considerablemente superiores a las actuales. Los restos de los sedimentos erosionados del Maestrichtiano, inclusive los de la formación Cantabria, se establecen al norte de la ciudad Palmira, por la carretera a Ciego Montero (P 1420 - 23).

Sin duda alguna, a la cuenca de Cienfuegos pertenecen los afloramientos de la formación Cantabria en la región del pueblo Potrerillo (fig. 78, 79). Aquí, también, los mismos están presentados en la misma facies al igual que en las partes restantes de la provincia.

Cabe mencionar el hecho de que en la región del pueblo Jereba, el espesor de la formación es muy escaso: entre 5 y 10 m.

**5.- Límites y espesor.-** La formación Cantabria se encuentra suprayacente y en concordancia con la formación San Pedro, o discordantemente sobre la formación Tobas, cubierta concordantemente por los sedimentos de la formación Vaquería.

En los casos cuando se encuentra suprayacente a la formación San Pedro, el límite físico inferior se sitúa con facilidad por la aparición de las calizas microgranulares de coloración amarillenta y textura nodular o masiva y la presencia de calizas detríticas de fragmentos grandes. La transición hacia las margas subyacentes de la parte superior de la formación San Pedro, comúnmente es de varios metros. En ciertos casos, cuando la formación San Pedro falta, las calizas de la formación Cantabria yacen discordante y directamente sobre distintos miembros de la formación Tobas. Un tal contacto se puede observar perfectamente en las excavaciones del acueducto de Cienfuegos, en la bifurcación de la carretera para Trinidad, al oeste del pueblo Guano (fig. 82).

El límite físico superior de la formación también es claro. -- Concordantemente, por encima de las calizas detríticas, microgranulares y amarillentas de la formación Cantabria se suceden margas de coloración blanquecina o rojizo-carmelitosa, con intercalaciones de tobas que referimos a la formación Vaquería.

Hemos visto que la formación Cantabria es de edad Maestrichtiano, pero sus límites físicos no coinciden con sus límites cronoes-tratigráficos del piso maestrichtiano. Los 20-30 metros inferiores de la formación Vaquería también son de edad Maestrichtiana.

La formación Cantabria pasa lateralmente a la formación Espanza.

En la localidad típica la formación Cantabria cuenta con un espesor de 40 m. aproximadamente. Probablemente, ese mismo espesor

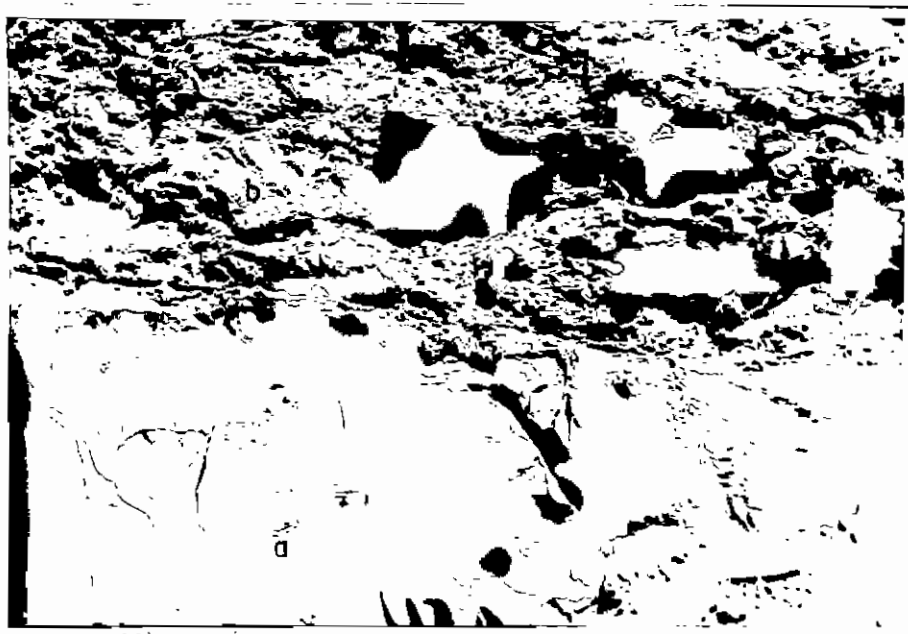


Fig. 82

Contacto entre las calizas nodulares (b) de la formación Cantabria y las calizas (a) del miembro Gíalos de la formación Tobas. Excavación del acueducto de Cienfuegos. Intersección entre las carreteras Cienfuegos-Manicaragua y a Trinidad (D2; coords:  $y=257,55/x=596,45$ ). Foto: E. Kojundjieva.

tenga en la parte occidental de la provincia en la región de la ---  
ciudad Abrús, Real Campiña y la central azucarera "Primero de Mayo" (  
(el antiguo "Perseverancia"). En la región del pueblo Jerebada el -  
espesor es considerablemente menor (fig. 79) donde se reduce hasta\_  
5 - 10 m, en ausencia de indicios de reducción tectónica del perfil.

6.- Fauna y edad.- Los sedimentos de la formación Cantabria son unas de las rocas cretácicas superiores más ricas en fósiles en la provincia de Las Villas. Durante nuestro trabajo hemos recopilado una rica colección de fósiles de 90 localidades. Esta incluye fósiles de distintas clases: Foraminifera, Hydrozoa, Anthozoa, Vermees, Echinoidea, Pelecypoda (incluyendo rudistas e Inoceramus), Gastropoda. De esta colección ha sido determinada una pequeña parte, paralelamente con los trabajos del <sup>mapeo</sup> ~~la investigación~~ geológica. Esta merece una investigación temática encausada.

El análisis de los estudios paleontológicos sobre el Cretácico superior de Las Villas mostró que mucho de los fósiles descritos e comunicados en éstos provienen de las rocas de la formación tratada. Por desgracia en muchos de los estudios no siempre hay datos sobre las localidades y las rocas de las cuales han sido recopilados los fósiles publicados. Por esta razón muchos de los fósiles publicados no son aprovechables para los fines de la estratigrafía. En las tablas adjuntadas más abajo (~~figs.~~ 30, 31, 32) hemos señalado sólo estos fósiles que sin ninguna duda provienen de las rocas de la formación Cantabria.

En los renglones siguientes haremos una breve revista de las asociaciones de fósiles hasta el momento establecidos en la formación Cantabria.

Para la investigación de las asociaciones microfósiles fueron desintegradas un gran número de muestras, la mayoría de los cuales resultaron estériles, e los microfósiles <sup>son</sup> pocos. Es interesante que

inclusive en muestras, en las cuales se ven en secciones delgadas muchos foraminíferos, en la desintegración, las muestras resultan estériles. Es evidente que la escasez de las muestras investigadas hasta cierto grado, se debe al ~~la metodología~~ del lavado. Los resultados del lavado de muestras para microfauna se dan en la tabla 29, en la cual se ve que los foraminíferos planetónicos son muy pocos, predominando los foraminíferos bentónicos.

Los resultados de las investigaciones microfaunísticas en secciones delgadas están representados en la tabla 30. En la misma, además de los resultados de las determinaciones hechas por el Dr. Alfredo de la Torre y el Dr. Gustavo Fufracia Hernández en muestras recogidas, en nuestras investigaciones se han incluido también los resultados de similares investigaciones publicadas por Ayala Castañares & Sliglie (1962) y Jean-Pierre & Rosemarie Beckman (1966). Ambas localidades, de las cuales los primeros autores describen un nuevo tipo del género *Stomieshaera* se encuentran en la formación Cantabria. Los últimos dos autores publican sus investigaciones sobre las algas calcáreas de Cuba. Una parte de las muestras cretácicas superiores de Las Villas, investigadas por ellos, provienen, indiscutiblemente, de las calizas de la formación Cantabria, por lo cual están incluidas en la tabla 30. Su muestra 25047 al parecer proviene de conglomerados paleogénicos, en la composición de los cuales hay también muchos fragmentos cretácicos superiores. Los restos de organismos determinados en secciones delgadas son foraminíferos grandes, algas, fósiles "Incertae sedis", y fragmentos de otros organismos.

Los foraminíferos grandes abundan en las rocas de la formación Cantabria y muy frecuentemente son elemento formador de la roca. Gracias a los trabajos de Thiadens, D.C. Palmer, Seiglie & Ayala Castañares, éstos son unos de los fósiles cretácicos superiores mejor estudiados en Las Villas. En la tabla 31 está presentada la re-

RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS MICROPALAEONTOLOGICOS  
DE LA FORMACION CANTABRIA POR METODO DE LAVADO

TABLA 29

FOSILES	LOCALIDADES										
	D 2 *	B 332 **	K 25 *	P 597 ***	P 608 ***	P 1420 **	P 1427 **	S 8 *	S 10 *	St 319 **	St 396 **
Globotruncana arca Cushman		+			+	+	+	+			
Globotruncana ex. gr. churchi Martin			+								
Globotruncana cantusa (Cushman)										+	
Globotruncana fornicata Plummer			+					+		+	
Globotruncana gagnebinii Tiley								+	+		
Globotruncana mariei Banner and Blow			+								
Globotruncana rosetta (Carsey)		+									
Globotruncana stuarti Lapp.		+	+		+	+	+	+		+	
Globotruncana ventricosa White								+			
Globotruncana spp				+	+						+
Praeglobotruncana havanensis petaloidea (= Globotruncana petaloidea Gandolphi)		+	+			+				+	
Abathomphalus mayaroensis (Bolli)		+								+	
Heterohelix globulosa (Ehrenb.) (= Guembelina globulosa Ehrenb.)						+	+	+		+	
Pseudotextularia elegans elegans (Rz.) (= Guembelina elegans Rzehak)		+						+			
Heterohelix sp.					+						
Gueblerina ornaticissima (Cushman y Church.)										+	
Rugoglobigerina rugosa rugosa (Plummer)						+	+				
Rugoglobigerina scotti Bronn.						+					
Anomalina complanata Reuss								+			
Loxostoma plaitum (Carsey) Cushman								+			
Cibicides constrictus (Hagenov)		+					+			+	+
Cibicides harperi (Sandidge)						+					+
Cibicides spiropunctatus Gail. et Morrey			+					+			
Cibicides voltzianus d'Orb			+					+			
Cibicides sp.	+							+	+		
Cibicidina wadei (Berry)							+				
Gyrogonina micheliniana d'Orb.								+			
Dorothia oxycona Reuss					+						
Robulus sp.					+						
Sulcoperculina dickersoni (Palmer)	+							+	+		

\* Determinados por Y Vaptzarova

\*\* Determinados por D<sup>a</sup> M. Stancheva

\*\*\* Determinados por S. Arruti, P. Borro, A. Garcia

445

FOSILES DE LA FORMACION CANTABRIA,  
DETERMINADOS EN SECCIONES DELGADAS

TABLA 30

FOSILES	AUTORES Y LOCALIDADES	en el presente informe								A. Ayala-Castañares y G. Seiglie (1962)		Jean Pierre and Rosemarie Beckmann (1966)				
		B 327 b*	B 328 a*	B 328 c*	B 330 *	B 331 *	B 339 *	E 22 **	E 23 **	E 56 **	870km ESE Real Campiña	4,2km SW de Rodas	25004	25132	25137	25145
Vaughanina cubensis Palmer												+		+	+	
Vaughanina sp.								+								
Sulcoperulina cf. diazi Seiglie & A. Castañares							+									
Sulcoperulina obesa															+	+
Sulcoperulina vermunti Thidens														+	+	+
Sulcoperulina sp.		+						+	+	+	+					
Pseudorbitoides israelskyi Vaughan and Cole (prob.)					+											
Pseudorbitoides sp.														+		
Orbitoides cf. apiculata apiculata Schumberger								+	+							
Orbitoides apiculata browni (Ellis)		+													+	
Orbitoides cf. tissoti Schlumberger												+				
Orbitoides palmeri Gravel														+	+	+
"Borelis" cardenasensis Bakker & Grimsdale															+	
Lepidorbitoides sp.								+	+						+	
Asterorbis cf. aguayai (Palmer)										+						
Asterorbis sp.									+						+	
Textularia ? sp.					+											
Globotruncana sp. (Probable)				+												
Gavellinella sp.										+						
Stomiosphaera sphaerica		+														
Stomiosphaera cardiformis Ayala & Seiglie										+		+				
Pithonella ovalis (Kaufmann)		+	+							+		+				
Radiolaria		+	+			+										
Dientes de peces										+						
Espinas de eriza							+									
Espículas							+									
Archaeolithothamnium batalleri Lemoine																+
Archaeolithothamnium cf. lugeoni Pfender														+		+
Lithothamnium guabarensis J. P. and R. Beckmann														+		+
Lithothamnium exiguum Lemoine																+
Lithothamnium sp.					+											
Pseudolithothamnium album Pfender																+
Solenoporaaceae indet.																+
Boueiina (?) pygmaea Pio																+
Ovulites munieri J. P. and R. Beckmann															+	+
Microcodium elegans Glück																+
Trinuciodus (?) sp. ind. A																+
Thyrsoporellae (atrioporellae) gen. & sp. ind.															+	
Cymaporia (Karreri) moreletorum J. P. and R. Beckmann																+
Griphoporella sp. ind. A															+	+

\* Determinados por D<sup>r</sup> Alfredo de la Torre  
\*\* Determinados por Gustavo Furrázola-Bermúdez



## TABLE 31

\* Determinados por Dr. Erm. Belmustakov  
\*\* Determinados por N. Popov

11

447

lución de los foraminíferos grandes, definidos por nosotros y comunicados en la literatura por localidades. Los foraminíferos grandes descritos por Thierens (1937 a, b) de la región de Cienfuegos y Sierra de Petrerillo en su mayor parte provienen de las rocas de la formación descrita. En la tabla no se han incluido localidades, para las cuales resulta seguro o dudable que los foraminíferos grandes provengan de areniscas y conglomerados paleogénicos (formación Vaquería). En los sedimentos paleogénicos por estos lugares hay muchos conglomerados y areniscas constituidos de guijarros de calizas o foraminíferos grandes cretácicos superiores. Precisamente, por esta razón el autor mencionado ha aceptado y ha presentado en su mapa geológico parte de los sedimentos paleogénicos como Maastrichtiano ("formación Habana"). Los foraminíferos grandes descritos por Seiglie & Ayala-Castañares (1963) provienen de la parte occidental de Las Villas, y para la mayoría de ellos ha sido señalado exactamente su localidad. La identificación de estas muestras que provienen de la formación Cantabria fue facilitada no sólo por las indicaciones de los autores cuya estudios informaban sobre la localidad, sino que también por el hecho que estas localidades, con los mismos números han sido señalados en el plano de los sedimentos y las muestras adjunte al informe de NEDECO HOLLAND sobre las investigaciones de Ciénaga de Zapata (1959). A los foraminíferos grandes de la tabla 31 deben agregarse también éstos de la tabla 30, con vistas a obtener la asociación completa de foraminíferos grandes de la formación Cantabria, de ambas tablas es visible que la misma está presentada por especies de los géneros Ayalaina, Sulcoperculina, Omphalocyclus, Orbitoides, Vaughanina, Lepidorbitoides y Asterorbis. La presencia de representantes del género Pseudorbitoides (determinados en secciones delgadas en algunas muestras) es muy dudosa.

Hydrozoa y Anthozoa son fósiles frecuentes, pero hasta ahora -

no han sido objeto de investigación. Solo Wells<sup>5</sup> (1941) describe una colección de corales de una localidad en la central "Primer de Mayo" (antigua "Perseverancia"). De allí él describe: *Asterocoenia* -- *oekersoni* Wells n. sp., *Haplaraea*(?) *discerepans* Wells n. sp., *Lep* *tophyllia* Sánchez-roigi Wells n. sp., *Goniopora reussiana* (Duncan), *Montastrea cubensis* Wells n. sp., *Trochocyathus* sp. cf. *T. mississippiensis* Wells. De las muestras recogidas por nosotros V. Zlatarski de terminó de los hidrozoarios los representantes de *Milleporina* (--- K 727, K 747), y de los corales: *Meandroria* sp. (K 728, K 730), *Paracyclasteris elisabethae* Wells (K 729, s 6) y *Goniopora reussiana* (Duncan). Los restos de Vermes son fósiles relativamente frecuentes. Los mismos son *Serpula* y *Hamulus onyx* Morton (B 390, D 93, K 25, -- K 792, K 1602).

Los equinoideos abundan en casi todos los afloramientos de la formación. Masivamente se encuentran en las calizas detríticas blandas microgranulares y margas. Son muy raras en las calizas detrítico-macrofragmentales constituidas por algas y foraminíferos grandes o en las calizas arrecifales. Los equinoideos cretácicos superiores en Cuba han sido objeto de estudio por una serie de investigaciones <sup>donde</sup>. No cabe duda que la mayor parte de los equinoideos cretácicos superiores publicados, y más <sup>además</sup> ~~especialmente~~, éstos de Las Villas provienen de la formación Cantabria. Por desgracia, las indicaciones sobre -- las localidades de los equinoideos fósiles publicados son muy inexactas e incompletas. En la tabla 32 presentamos las localidades de la fauna de equinoideos recopilada por nosotros y aquellas localidades de la literatura, sobre las cuales estamos plenamente seguros -- que provienen de la formación tratada. La fauna de equinoideos es -- muy rica en ejemplares y variada en composición. Todas las formas, -- sin embargo, son endémicas para Cuba o la región de Las Antillas, por lo cual, por ahora, aún no tienen gran <sup>significación</sup> para la determi-

nación de la edad de las rocas que las contienen.

Los pelecípodos abundan en los sedimentos de esta formación. -- Objeto de investigación hasta ahora han sido, sin embargo, sólo las rudistas, mientras que los grupos restantes casi no han sido recopilados o determinados. De las rudistas publicadas en la literatura -- con seguridad de esta formación proceden *Bourmonia planasi* Thiadens, *Titanosarcolites giganteus* (Whitf.), *Præbarrettia sparcilirata* (Whitf.), *Durania* sp., descritas por Thiadens (1937) en sus localidades H 241, H 45, H 271, H 260, L 128, L 138, L 225. La *Caprinula quaturalata*, descrita por R. H. Palmer (1933), de la localidad Abreus de la provincia de Santa Clara, es posible que haya sido encontrada en los sedimentos de esta formación. De los pelecípodos restantes, en la bibliografía se describe una *Arceostrea*<sup>22</sup> (Raymond, 1925; Shol & Kauffman, 1964). En el año 1925, Raymond describe una especie *Arceostrea* de las inmediaciones del Jardín Botánico al sureste de Cienfuegos, considerándola como un nuevo tipo y dándole el nombre de -- *Arceostrea adkinsi*. Shol & Kauffman (1964) vuelven a determinar esta especie como *Arceostrea aguillero* Böse. Las formas de las localidades al noroeste de Dos Hermanos, determinadas por dichos autores (U. S. G. S. Mesozoic loc. No27198, Palmer loc. 1145) proceden de la formación Cantabria. Los ejemplares de Raymond también han sido recogidos de la formación Cantabria.

Nuestra colección de rudistas (muestras B325, E 1, G 561, K 15, K 705, K 1834, K1869, K 1883, K 2646, N 621, P 75, P 91, P 110) de esta formación está presentada por los géneros *Titanosarcolites*, -- *Præbarrettia*, *Durania*, *Tampsia* y otros. Muy características para la formación Cantabria son las rudistas del género *Titanosarcolites*.

De las 38 localidades (B 331, B 390, D 2, D 54, D 96, <sup>D97</sup>VD 99, -- E 3, E 93, G 514, K 25, K 31, K 36, K 37, K 39, <sup>K 728</sup>√K 729, K 747, K 792, K 793, K 1603, K 1826, K 1827, K 1834, K 1837, K 1891, K 1963, N 624, P 74, P 91, P 95, P 110, P 595, P 598, S 8, S 9, S 10) hemos reunido

una colección de más de 300 ejemplares de pelecípodos (sin los rudistas) en representación de: *Idonearca*, *Pteria*, *Pinna*, *Gervillia*, *Inoceramus*, *C. mptonectes* (cf. *C. bubonis*), *Neithea*, (*N. bazarensis* Stephenson), *Lima*, *Spondilus*, *Plicatula*, *Ostrea*, *Arctostrea* (*A. aguilerae*), *Exogira*, *Trigonia* (*T. aff. eufaulensis* Gabb), *Cardidae*, *Ciprineria*, *Pholadomya* (*Ph. occidentalis* Morton) y otros. Todos estos géneros y especies son conocidas por su presencia en los depósitos maestrichtianos de Texas y América Central.

Asimismo, los gasterópodos se advierten en casi todos los afloramientos de la formación, conjuntamente con los equinoideos y pelecípodos, y que por su cantidad compiten con éstos últimos. De 36 localidades se reunieron más de 350 individuos de gasterópodos, en representación de: *Architectonica*, *Oligoptieha*, *Turritella* (*T. aff. austeni* y otros), *Corithium*, *Pterocarella* (*P. peinetiformis* Stephenson), *Actaeonella* (*A. coniformis* Bosc), *Gyrodos* y muchos otros. Son muy frecuentes los individuos de *Pterocarella* -*P. peinetiformis* Stephenson. Esta especie es conocida del Maestrichtiano de Texas (Nacatoch sand - Navarro group) (Stephenson, 1941).

La bibliografía no informa sobre cefalópodos de la formación Cantabria. En la colección del Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba, se conserva un ammonite que lleva el número 3326, hallazgo del Dr. Mario Sánchez, y según la inscripción, ha sido encontrado en la finca Simpatía, provincia de Las Villas. Representa un nódulo de un ammonite grande (270 mm de diámetro) del género *Pachydiscus*. Tratándose de un núcleo lixiviado su determinación exacta es imposible. Puede que sea *Pachydiscus colligatus* v. Binkhorst. La roca formadora del núcleo representa una caliza detrítica, típica de la formación Cantabria. La finca Simpatía se encuentra a 75 km al sur de Abreus donde ampliamente afloran las calizas de la formación Cantabria. No cabe duda que el

**TABLA 32**[illegible]

ammonite en cuestión pertenece a la formación Cantabria.

En la formación Cantabria los ammonites no escasean, razón - por la cual los esfuerzos de una búsqueda orientada hacia el objetivo, se verían resarcidos por una nutrida colección de ejemplares en buenas condiciones. De varias localidades hemos recogido 24 - - ejemplares, para las cuales se determinaron:

*Pseudophyllites teres* van Hoepen (K 25)

*Pseudophyllites* sp. indet. (K 730, K 1963)

*Pachydiscus gollevillensis* d'Orb. (K 25)

*Pachydiscus* cf. *gollevillensis* d'Orb. (B 390)

*Pachydiscus neubergicus* von Hauer (K 25)

*Pachydiscus* sp (B 390, B 96, K 25)

*Sphenodiscus* spp (B 96, K 25, K 1602, K 1963).

Entre los ejemplares recogidos de los géneros *Pachydiscus* y *Sphenodiscus* hay nuevas especies que merecen un estudio especial y su descripción. De los ammonites determinados, la mayoría son fósiles, característicos maestrichtianos. Solamente el *Pseudophyllites teres* es conocido en los pisos Campaniano y Maestrichtiano.

La asociación de ammonites confirma incuestionablemente la edad Maestrichtiano de la formación Cantabria, con lo cual también se determina la edad de las asociaciones fósiles de los demás grupos de fósiles. Evidentemente, hará falta recurrir a la rectificación de la distribución vertical de ciertos fósiles. En primer lugar cabe mencionar que en el Maestrichtiano no se advierten rudistas del género *Barrettia*. Sin embargo, abundan los representantes del género *Titanosarcolites*. En los depósitos Maestrichtianos, comprobados sin duda alguna, aparecen en masa los foraminíferos grandes de los géneros *Orbitoides*, *Asterorbis*, *Lepidorbitoides*, *Ayalaina* y otros, mientras que, prácticamente, están ausentes los géneros *Pseudorbitoides* y *Sulcorbitoides*.

Miembro Carolina

1.- Nombre. En la zona del antiguo ingenio Carolina y al este del mismo por la carretera de Cienfuegos a Rodas, el perfil de la formación Cantabria difiere en las páginas anteriores. Aquí, un paquete de tobas con intercalaciones de calizas, margas y areniscas se introduce ostensiblemente entre las calizas. Este paquete precisamente, estamos denominando "miembro Carolina", según el nombre del ingenio mencionado.

2.- Litología y localidad típica: A los efectos de ilustrar el perfil de la formación Carolina y, mayormente el miembro Carolina, procederemos a la descripción del perfil en la localidad del ingenio y al este del mismo. El perfil inicia a 2.1 km al este de la central Carolina, en la pendiente este de la loma pequeña que se encuentra en estos parajes (<sup>fig 81</sup> coordenadas: y = 265.00; x = 551.90), extendiéndose al oeste hasta la central Carolina. Por estos lugares la formación Cantabria yace sobre los sedimentos de la formación Arimao. El contacto directo no aflora. Es probable que en este lugar atraviere una falla y el contacto entre ambas formaciones sea tectónico. Los depósitos de la formación Arimao están mal aflorados; tan sólo en el punto K 54 hay buenos afloramientos de basalto de la formación Arimao, que constituye la parte inferior del terreno, afloran al este unos 70 m de calizas <sup>detríticas</sup> de color crema a blanquecino, de granulometría pequeña a micro, de tipo detrítico, que constituyen la pequeña loma en el punto K 55. Los estratos buzan al suroeste (235°) con una inclinación de 10°. Estas calizas no difieren de las calizas características de la formación Cantabria, exceptuando el hecho de que se encuentran relativamente mejor estratificadas. Suprayacentes a las calizas se hallan unos 10 m. de calizas intensamente arenosas de color gris pálido a blanquecino, hasta



areniscas calcáreas. Están constituidas de guijarros y cemento (K 60), predominando los guijarros, que son de calizas, restos de organismos (detritus), plagioclasa, cuarzo, anfíbol, clorita y rocas volcánicas, prevaleciendo la cantidad de los guijarros de calizas y detritus. Las calizas son mayormente microgranulares y arcillosas. La plagioclasa es andesina, raramente suele ser albita. Las rocas volcánicas son andesitas intensamente alteradas. La cantidad de guijarros de clorita es considerable. Es muy probable que las cloritas sean producto de la alteración del vidrio volcánico. El cemento es calcáreo, relleno de los poros entre los granos. Es recristalizado; la estructura es psamítica.

Sobre las rocas anteriormente descritas sigue un intervalo sin afloramientos, después de lo cual, a lo largo de unos 1200 m. por el camino de San Ignacio a Carolina, afloran ininterrumpidamente tobos vidrioclasticos con escasas intercalaciones de tuffitas calcáreas. Las tobos son de color verdoso, verde seco, con menos frecuencia son blanquecinas. Las dimensiones de los clastos varían dentro de amplios límites: desde grano fino hasta grueso fragmentario, alcanzando los guijarros de vidrio volcánico un tamaño de hasta 5 cm. Las variedades de granos más finos se encuentran superpuestas en una estratificación horizontal fina, mientras que las variedades de grano grueso presentan una textura maciza. Las tobos están constituidas por guijarros de vidrio volcánico y escasos cristaloclastas de plagioclasa. El vidrio volcánico está intensamente alterado, convertido en zeolitas y minerales arcillosos.

Raras veces, entre las tobos aparecen intercalaciones finas de calizas microgranulares, de color gris verdoso de componente tabáceo. Estas rocas (K 61) están constituidas por calcita, minerales arcillosos y zeolitas. De calcitas están constituidas también las conchitas de los numerosos restos de organismos (pequeños foraminíferos), algu-

nos de los cuales están rellenos de calcita. La matriz de la roca es de calcita microgranular y <sup>minerales</sup> ~~minerales~~ arcillosos microescamados. Las zeolitas son producto de la alteración del vidrio volcánico. Las formas de estos fragmentos se observan con claridad, alcanzando dimensiones hasta un milímetro. Algunas de las conchas de los foraminíferos están rellenas de zeolita. La roca contiene en escasas cantidades granos de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, clorita, cuyas dimensiones quedan por debajo de 0.1 mm. La estructura es microgranular, en partes organógena y la roca presenta caliza arcillosa con restos de foraminíferos y fragmentos de vidrio volcánico alterado.

El espesor de este paquete de tobas (miembro Carolina) es difícil de determinar puesto que las capas son casi horizontales o plegadas en forma de olas. Se supone que abarque unos 150 m. Tras los afloramientos de las tobas al oeste, sigue un intervalo que corresponde a un espesor de 50 m aproximadamente, sin afloramientos. En el seno del pueblo Carolina (K 62), sobre las tobas yacen calizas microgranulares, de color amarillento crema, de textura nodular con muchos fósiles (Equinodermos, Pelecípodos y Gasterópodos) de la facies típica de la formación Cantabria. Las calizas nodulares de la formación Cantabria se han conservado aquí, en un pequeño pliegue sinclinal.

En la parte oeste del poblado y por el camino que conduce a la central azucarera "14 de Julio", de nuevo afloran las tobas. Aquí es donde mejor se puede observar su parte superior y el límite con las calizas suprayacentes de la formación Cantabria (fig. 81, perfiles A-B y C-D). Inmediato al edificio del antiguo ingenio, por el camino, como también en una pequeña cantera, hay magníficos afloramientos de tobas. Obsérvase una alternación de tobas de color blanquecino a verdoso, microgranulares y bien estratificadas, con tobas ligeramente porosas y tobas grueso fragmentarias, en las cuales, el tamaño de las clastas de vidrio volcánico de estructura fibrosa al-

canza hasta 4 - 5 cm. La muestra de las tobas (K 32) microgranulares, estudiada al microscopio evidencian que la roca está constituida solamente de fragmentos de vidrio volcánico. El tamaño de los fragmentos no se puede determinar, puesto que el vidrio volcánico está totalmente alterado - arcilloso y zeolitizado; además los límites entre los fragmentos están borrados. La roca está convertida en una masa microgranular. La estructura es microgranular vitre-elástica relicta. Las características microscópicas de las tobas grueso fragmentarias (K 34) son iguales, con la única diferencia - que en éstas últimas abundan los minerales arcillosos y contienen cristaloclastos de plagioclasa. Al noroeste de Carolina, por el camino <sup>para el</sup> ~~la~~ central "14 de Julio" las tobas se observan a lo largo de unos 500 m.

Suprayacentes a las tobas se encuentran unos 10 m de calizas arenosas de color gris carmelita, de granulometría media a gruesa hasta areniscas calcáreas (K 35, K 1853). Las investigaciones al microscopio evidencian que la calcita es el principal mineral constituyente, componiendo el cemento de la roca, el detritus, los relictos de los foraminíferos y los guijarros de calizas. El detritus es de algas, equinoideos y otros organismos indeterminables. La cantidad del detritus arroja un 35%; un 5% los restos de los organismos enteros (foraminíferos grandes); el componente terrígeno es aproximadamente de 30% en representación de fragmentos de calizas, granos de cuarzo, plagioclasa (andesina), feldespato potásico, silicatas, andesitas, rocas de cuarzo y feldespato, rocas cloríticas (probablemente volcanitas cloritizadas) y epidóticas. El cemento es de calcita microgranular alcanzando el 30% de la composición de la roca. La estructura es psamítica. En las areniscas se encuentran ejemplares aislados de rudistas (Titanosarcolites). Las capas se hundien al noroeste con una pequeña inclinación (5% aproximadamente).

Por encima de las mismas sigue un intervalo de un grueso de 10 - - 15 m aproximadamente, sin afloramientos. EN el suelo de este intervalo se encuentran fragmentos de areniscas calcáreas a calizas arenosas. Sobre éstas aparecen margas calcáreas de color cremoso o amarillento y calizas arcillosas de textura nodular. Las últimas son abundantes en fósiles - equinoideos, pelecípodos, gasterópodos y otros (K 36, K 37).

El perfil del miembro Carolina es semejante también en los de más afloramientos. En los afloramientos más orientales, entre el Río Salado y la carretera Cienfuegos - Rodas (K 2653) entre las tobas se intercalan margas de color gris blanquecino en alternación con calizas granulares de color gris verdoso.

3.- Fauna y edad. - Anteriormente hemos señalado que entre las tobas aparecen intercalaciones de calizas microgranulares de color gris verdoso, con abundante material tobáceo (tuffitas). En las secciones delgadas de estos sedimentos se descubrió una pobre asociación microfósil (Véase tabla 33) con mayor probabilidad, de edad Maestrichtiano. En una muestra de margas intercaladas en las tobas (K 2653), por el método del lavado se pudo descubrir una microfaua más rica, donde M. Stancheva determinó:

*Globotruncana stuarti* (Lapp).

*Globotruncana lieana tricarinata* Quereau

*Globotruncana fornicata* Plummer

*Globotruncana contusa contusa* (Cusch.)

*Globotruncana contusa californis* (Lapp.)

*Rugoglobigerina rugosa rugosa* Plummer

*Globigerinoides escheri* Kaufman

*Pseudotextularia elegans elegans* Rzehak

Esta microfauna determina edad Maestrichtiano para las rocas que la contiene.

409

# MICROFOSILES DEL MIEMBRO CAROLINA

Tabla 33

E S P E C I E S	M U E S T R A S		
	61	631	632
	X	N	N
Hedbergella planispira o trocoidea	+		
Hedbergella spp.		+	+
Globigerinelloides sp.		+	
Globotruncana gr. contusa calciformis		+	
Globotruncana cf. fornicata		+	
Globotruncana cf. linneiana tricarinata		+	+
Globotruncana stuarti		+	+
Globotruncana gr. linneiana			+
Globotruncana (?) sp.	+		
Heterohelicidos ind.	+	+	+
Rugoglobigerina gr. rugosa (probable)		+	
Pithonella ovalis	+		
Pithonella trejoi		+	
Pithonella sp.			+
Calcisphaerula innominata			+
Radiolarios			+

4.- Notas. - El miembro Carolina es de distribución limitada.- por ahora <sup>1o</sup> estamos refiriendo como miembro de la formación Cantabria, debido a los siguientes motivos: Subyacentes a los depósitos del miembro Carolina afloran calizas microgranulares, de color crema--<sup>2</sup> amarillento, muy semejantes a las de la facies característica de la formación Cantabria. El miembro Carolina está cubierto por las calizas de textura nodular, de color crema amarillento con fauna extraordinariamente rica, típicas de la formación Cantabria. Las intercalaciones laterales de los depósitos del miembro Carolina y las calizas de la formación Cantabria no han sido observadas. - Lo que llama la atención es que, en la región de distribución de las calizas subyacentes a las tobas del miembro Carolina, por debajo de éstas no se observan los sedimentos de la formación San Pedro y al contrario: en las cercanías inmediatas a la región de distribución del miembro Carolina (Río Damujf) aflora la formación San Pedro, yacente normalmente sobre ésta, la formación Cantabria, sin que ésta incluya paquete alguno de las tobas del miembro Carolina. Las areniscas suprayacentes a las tobas del miembro Carolina, y en la base de las calizas nodulares de la formación Cantabria, son análogas a ciertas areniscas de la formación San Pedro. Todo esto, en mayor o menor medida hace condicional la aceptación de las tobas como miembro de la formación Cantabria. La solución de este problema requiere observaciones e investigaciones complementarias. No descartamos la posibilidad de que las tobas del miembro Carolina representen una unidad litestratigráfica independiente por debajo de la formación Cantabria, e inclusive por debajo de la formación San Pedro.

#### Maestrichtiano en la cuenca de Cabaiguan

La cuenca de Cabaiguan ocupa las porciones surorientales de la

provincia (fig. 83). Las primeras informaciones bibliográficas con respecto a la presencia de depósitos maestrichtianos en esta parte de la provincia, encontramos en el trabajo de Thiadens (1937a). En el mapa geológico de este autor, la mayor parte de los sedimentos del Paleógeno son señalados como Maestrichtiano (la "formación Habana"). En los trabajos de muchos autores (Thiadens, 1937 b; R. H. Palmer, 1933; Sánchez-Roig, 1949; Seiglie & Ayala-Castañares, 1963) se describen fósiles de los sedimentos maestrichtianos de esta región.

Los sedimentos maestrichtianos de la cuenca de Cabaiguán afloran en la superficie en forma de franja estrecha por los flancos de la cuenca, y probablemente tengan gran distribución a profundidad. Una distribución más amplia tienen en la parte occidental de la cuenca, en tanto que en sus partes orientales los sedimentos maestrichtianos son esporádicos. A parte de las causas tectónicas para ello, una influencia considerable ejerce su denudación antes de la deposición de los sedimentos del Eoceno. En la región al sur del pueblo Guayos, las calizas maestrichtianas afloran en forma de lomas aisladas (Sierra de Esperanza y otras lomas) entre los sedimentos del Paleógeno. La forma de las localidades induce a la idea de que estas calizas no representan afloramientos de raíces (in situ), sino de ser bloques enormes, redepositados en los sedimentos del Paleógeno (formación Vaguería). Entre los brechaconglomerados del Paleógeno en esa misma región, se advierten bloques de calizas del Cretáceo superior, en tanto que en las areniscas aparecen foraminíferos aislados, redepositados del Cretáceo superior.

En la porción occidental de la cuenca de Cabaiguán, en la región entre la ciudad Fomento y el Río Zaza, los depósitos maestrichtianos están desarrollados en facies carbonatada; solamente en la base del perfil aparecen un poco de sedimentos terrígenos que pasan a

gradualmente a los depósitos carbonáticos suprayacentes.

Estos sedimentos carbonáticos e inclusive los depósitos terrígenos de la base, se separan en una unidad litoestratigráfica bien individualizada y mapeable, que procederemos a describir bajo el nombre de "formación Isabel".

En la parte <sup>oriental</sup> de la cuenca, cerca del límite con la provincia de Camagüey, fueron descubiertos, en una superficie muy reducida, depósitos maestrichtianos, desarrollados en facies terrígena - conglomerados, areniscas, alveolitas y margas. Estos depósitos los separamos bajo el nombre de "formación Lebrigo", sin dejar de excluir la posibilidad de que constituyan una parte de la mencionada, pero sin definición lo suficientemente clara, "formación Eloisa" en la provincia de Camagüey.

### Formación Isabel

1.- Nombre y antecedentes. - El nombre de esta unidad lo tomamos de un informe no publicado <sup>de</sup> sobre Truitt y Pardo (1953) donde con el nombre "formación Isabel" han sido denominadas las calizas cretácicas superiores de los alrededores de la ciudad de Ponce. El epónimo geográfico del nombre de la formación se desconoce. En un informe igualmente no publicado de Bronnimann y Macaulay (1955) encontramos el nombre de "formación Guayos" para las calizas que constituyen la altura Sierra de Esperanza al sureste de la ciudad de Guayos. En la Geología de Cuba (Purrazola-Bornáez et al., 1964, se fig. 19) se mencionan los nombres de ambas formaciones. Las calizas de Ponce y las de Sierra de Esperanza en Guayos son de una misma unidad litoestratigráfica y el nombre "formación Guayos" está de más.

En la literatura geológica, impresa sobre Las Villas, algunos de los sedimentos, que serán descritos bajo el nombre de "formación



Isabel", han sido conocidos a Thadens (1937 a). Sin embargo, este autor los describe y unifica como "formación Habana", en la cual incluye también casi todos los sedimentos paleogénicos por estos lugares.

Probablemente, de los sedimentos de esta formación provienen algunas de las rudistas descritas por R. H. Palmer (1933) y equinoideos por Sánchez-Roig (1949). Una parte de los foraminíferos ~~(Coseriu)~~ descritos por Seiglie (1960) y Seiglie & Ayala-Castañares provienen también de los sedimentos de la "formación Isabel".

2.-Litología.- En su base la formación comienza con conglomerados, <sup>que</sup> paulatinamente hacia arriba pasan en areniscas calcáreas y calizas, de las cuales está compuesta la masa de la formación. - Muy raramente, entre las calizas se intercalan margas.

Los conglomerados de la base de la formación tienen color gris azulado. Están constituidos por guijarros de vulcanitas (diabasas, andesitas, tobas) de la formación Tobas, muy pocos granos de cuarzo y vulcanitas fuertemente hidrotermalmente alteradas. No hay guijarros de esquistos cristalinos y mármoles de los Esquistos de Trinidad y granitoides. El tamaño de los guijarros alcanza hasta 0.25 - 0.30 m. Todos los guijarros están muy bien redondeados. - El cemento de los conglomerados es de tipo "basal" y está prisionado por arenisca de granulometría gruesa con gran cantidad de cemento calcáreo. El espesor de los conglomerados en la base de la formación es de 1 - 2 m aproximadamente y, raramente hasta 4-5m. Estos conglomerados se pueden observar muy bien al noroeste de Fomento (K 347). Especialmente buenos y amplios son los afloramientos por el Río Cangrejo al este de Fomento, En E 227 al noroeste de Cabaiguan y en muchos otros lugares.

Los conglomerados pasan paulatinamente en dirección vertical a areniscas de grano grueso con tamaño de los granos hasta 0.5-0.6m y abundante cemento calcáreo. La característica microscópica de

la muestra tomada de estas areniscas (K 528) es la siguiente: La roca está constituida de componente terrígeno y cemento. El componente terrígeno está presentado por granos semiredondeados, distribuidos de una forma relativamente regular entre la matriz. Los granos son presentados por rocas efusivas (andesitas), más raramente cuarzo, - plagioclasa, mineral metálico, granos <sup>aislados</sup> ~~finos~~ de circoná, epidota y turmalina. El cemento es calcáreo, de microgranular a granos finos, en lugares recristalizado. Contiene cantidad insignificante de minerales arcillosos finamente dispersados. La roca contiene fragmentos grandes recristalizados de fósiles y granos <sup>aislados</sup> ~~finos~~ de glauconita. - La estructura es irregularmente granular psamítica (en parte psefitica) con cemento rellamador, en parte de tipo "basal".

2) Las areniscas pasan en dirección vertical y horizontal a calizas detríticas y calizas organógenas. Estas calizas están constituidas de fragmentos de organismos (algas, pelocípodos, corales, rudistas, etc.) o ejemplares enteros (más frecuentemente foraminíferos grandes). Las mismas contienen componente terrígeno en distinta cantidad (de 0% a 25%). Las calizas, generalmente, tienen textura maciza.

Esta es la facies principal de la formación Isabel. En la región de la ciudad Fomento, conjuntamente con las calizas organógenas macizas, se descubren calizas amarillento cremosas con textura e intercalaciones finas de margas.

3.- Localidad. - Los autores del nombre de la formación señalan como localidad típica el afloramiento por el viejo camino de Fomento a Placetas en la zona El Burro. En este lugar, debido a la construcción de una pequeña presa los afloramientos son malos y casi inaccesibles para observaciones. Como localidad típica de la formación proponemos los afloramientos al este de la ciudad de Fomento por el camino a Las Pozas. Más abajo, paralelamente con la distribución de la formación serán descritos varios afloramientos y perfi-

los donde pueden observarse distintas partes de la formación y sus afloramientos faciales.

4.- Distribución y descripción de algunos perfiles y afloramientos característicos. Los sedimentos de la formación Isabel afloran mejor en ambas alas de la estructura sinclinal en la región de la ciudad Fomento y su distribución en la región de la ciudad Sancti-Spiritus es completamente limitada.

En el flanco septentrional de la estructura sinclinal en la ciudad de Fomento los afloramientos de la formación Isabel comienzan a 1.5 km aproximadamente al noroeste de Fomento, cerca de la carretera para el poblado Agabama (K 785, K 347, K 348). En K 347 - 48 (fig. 83) en una pequeña barranca, a 1.5 km al noroeste de Fomento afloran muy bien las partes inferiores de la formación. En la base de la formación afloran 2.5 m de conglomerados. En su composición participan guijarros bien redondeados de las vulcanitas de la formación Tobas con granulometría hasta 0.25 - 0.30 m. El cemento es de tipo "basal" y representa arenisca fuertemente calcárea. Los conglomerados pasan a areniscas fuertemente calcáreas o calizas arenosas (espesor de 2 m aproximadamente), que hacia arriba pasan paulatinamente a calizas organógenas de color pintón. Estas últimas están constituidas de detritus y ejemplares enteros de foraminíferos grandes (Orbitoides, Asterorbis), algas, rudistas (Titanosarcolites, etc.), fragmentos de equinóideos, gasterópodos (Actaconella, etc.), predominando las rudistas. El espesor de las calizas es de unos 5 m. Del perfil descrito, al este, la franja de distribución de la formación Isabel cruza la carretera Fomento - Placetas inmediatamente al norte de Fomento. Aquí, en el perfil de la formación, predominan las calizas con textura nodular y margas. El perfil en este lugar es el siguiente: La parte inferior de la formación no aflora. Entre los últimos afloramientos de la formación Tobas y los primeros afloramientos de la formación Isabel hay un intervalo de 50 m aproximadamente.

mento (= 20 m de espesor) sin afloramientos. Los primeros afloramientos de la formación son margas de color gris amarillento a carmelita, rellenas con foraminíferos grandes (Lepidorbitoides), con espesor de 2 m. Siguen 0.60 m de calizas de color cremoso con textura nodular, constituidas en su mayor parte por rudistas, equinoides, etc. Nuevamente afloran margas con muchos Lepidorbitoides y otros foraminíferos grandes. Su espesor es sólo de 1 m y nuevamente siguen 0.60 m de calizas organógenas o más pronto brechas zoogénicas, constituidas de rudistas, corales y otros fósiles. Siguen 6 m de margas de color amarillento (E 199), y sobre ellas calizas organógenas, constituidas de rudistas, corales (E 203) y otros fósiles. Hacia arriba continúan, nuevamente, margas con espesor de 1 m, calizas organógenas también con espesor de 1 m y, nuevamente, margas con exclusivamente muchos foraminíferos grandes (E 201). Después de los últimos afloramientos al sur, por el camino, en un intervalo de 200 m no hay afloramientos y en las primeras casas de la ciudad de Fomento afloran 15 m aproximadamente de margas de color gris y rojizo con una intercalación de tobas de color pintón que adjudicamos a la Formación Fomento (Paleoceno). La parte descubierta del perfil de la formación Isabel aquí es sólo 18.70 m. Característico para este perfil es que predominan las margas. Aquí no afloran o no están representadas las calizas detríticas macizas características para la formación.

Al este de la ciudad de Fomento, la formación Isabel aflora muy bien por el camino de Fomento a Las Pozas, y Río Cangrejo. Desde abajo hacia arriba (del este al oeste) se observa la siguiente secuencia (fig. 83, perfiles C-D y E-F). El límite entre la formación Isabel y su base se encuentra a 2 km al este de Fomento (E 215). El contacto directo no ha sido aflorado. Esto, sin embargo, se puede observar muy bien, al sur del camino, en Río Cangrejo (K 735). Allí

se puede ver que inmediatamente sobre las rocas volcánicas de la -  
 formación Tobas yacen conglomerados, constituidos por guijarros --  
 muy bien redondeados de las vulcanitas de la formación Tobas y ra-  
 ros granos de cuarzo. La granulometría de los guijarros alcanza --  
 hasta 5 - 6 cm, raramente hasta 1 m. El cemento está presente por  
 arenisca calcárea de granulometría diversa. Debido a esto que el -  
 límite es casi horizontal, los conglomerados afloran a una distan-  
 cia de más de 500 m por el río. En el perfil por el camino, los --  
 conglomerados afloran solamente. Sobre los conglomerados siguen --  
 areniscas fuertemente calcáreas a calizas arenosas, constituidas<sup>sk</sup> por  
 detritus y muchos granos terrígenos (principalmente andesitas). --  
 Generalmente, esta parte terrígena del perfil de la formación es -  
 gruesa unos 7 m. Sobre ella siguen calizas detríticas de color cre-  
 moso con textura maciza o nodular (E 215). Sobre ellas siguen mar-  
 gas amarillentas con un espesor de 3.5 m aproximadamente, pero de-  
 bido a las pequeñas inclinaciones afloran a una distancia de unos -  
 20 m. Estas son las mismas margas del perfil al norte de Fomento. -  
 Sobre las margas siguen nuevamente calizas detríticas de color cre-  
 moso a amarillento con raras intercalaciones de margas calcáreas -  
 amarillentas. Las calizas, <sup>en</sup> ~~según~~ las distintas intercalaciones tie-  
 nen textura <sup>nodular</sup> ~~granulosa~~. Las investigaciones microscópicas de muestra  
 de estas calizas (E 214) indican que, éstas están constituidas por  
 restos de diferentes organismos (detritus), cementadas con cemento  
 de calcita criptocristalina, mezclado con un poco de minerales ar-  
 cillosos. En la roca hay granos aislados de cuarzo, con dimensiones  
 pequeño psamíticas. El espesor de estas calizas es de 25 m. Sigue -  
 un intervalo de unos 250 m sin afloramientos, pero evidentemente -  
 con los mismos sedimentos. Nuevamente, en intervalo de unos 250 m  
 afloran calizas de color amarillento o cremoso con intercalaciones  
 de margas. Tanto las calizas, así como las margas, son ricas en --

restos de fósiles (D 212, E 213, K 733, K 736). Los fósiles son equi-  
noides, pelocípodos, gasterópodos, etc. En las margas abunda Sul-  
coperculina. Los sedimentos de la formación Isabel, en el perfil --  
descrito, al este de Fomento, son muy similares, e inclusive iguales  
que los sedimentos de la formación Cantabria de la cuenca de Uen-  
fuegos. Sobre las calizas de arriba sigue un intervalo de 300 m a--  
proximadamente, sin afloramientos, después de los cual comienzan --  
los afloramientos de la formación Bijabo.

Al este del perfil descrito el componente terrígeno aumenta --  
paulatinamente. Muy buenos afloramientos se observan por el camino -  
de Fomento a Calabazas (K 292, K 523, K 526, K 525). La facies de -  
la formación, aquí, son las areniscas fuertemente calcáreas, de gra-  
no grueso a calizas arenosas. El componente terrígeno está present -  
e por granos redondeados o semiredondeados con tamaño hasta 2 - 3 mm y  
má's raramente, hasta 1 - 3 cm. Estos son mayormente fragmentos --  
de rocas efusivas (andesitas), má's raramente cuarzo, plagioclasa, --  
granos aislados de circoná, epidota y turmalina. El cemento es mucho  
en cantidad y está compuesto por calcita microgranular a fino y can-  
tidad insignificante de minerales arcillosos. Las rocas contienen -  
en cantidad considerable detritus y restos enteros de organismos de  
zoolistas, algas, foraminíferos, equinó<sup>os</sup>, etc.

En la misma facies está desarrollada la formación también en el  
poblado Las Pozas (K 310, K 312). El perfil en este lugar es el si-  
guiente (fig. 83; perfil I - J): El límite de la formación Isabel -  
con su base a 750 m al noroeste de Las Pozas ( en el cruce del camino,  
que viene de Fomento con éste de Nazarena a Santa Lucía). El con-  
tacto directo no aflora. Entre los últimos afloramientos de las co-  
bas de la formación Tobas y los sedimentos de la formación Isabel  
hay un intervalo de 300 m sin afloramientos. En el suelo, sin em-  
bargo, hay muchos guijarros (bien redondeados) de rocas volcánicas.

Evidentemente, por lo menos una parte de este intervalo está ocupada por los conglomerados en la base de la formación. Al sureste, en el poblado Las Pozas y por el camino a Santa Lucía, a una distancia de 1 300 m, casi sin interrupción afloran areniscas calcáreas de granulometría gruesa a calizas arenosas. Estas son plenamente iguales con las descritas anteriormente (K 520) y en distintas intercalaciones lenticulares pasan a conglomerados de guijarros pedregños. Las areniscas contienen muchos foraminíferos grandes y rudistas. En la parte más superior de los afloramientos el componente calcáreo (los restos de organismos y el cemento) aumenta paulatinamente y la roca pasa a caliza detritica arenosa (K 310). Los restos de organismos son de foraminíferos grandes, algas, etc. El componente terrígeno (granos de rocas efusivas y un poco de cuarzo) es de un 25% aproximadamente de la composición de la roca.

Los últimos afloramientos de los sedimentos de la formación Isabel en la localidad septentrional son éstos al noroeste de Camalguán. Allí, por el camino indicado en el mapa con el nombre de Camino de la Carretera, se observa muy bien la base de la formación y su límite con la base. Sobre la superficie erosionada de rocas volcánicas (andesitas) de la formación Tebas yacen a 1.5 m aproximadamente de conglomerados de guijarros bien redondeados de los materiales de la formación Tebas con tamaño hasta 30 - 40 cm. Paulatinamente, hacia arriba, los conglomerados pasan a areniscas de grano grueso con cemento calcáreo. Las partes más superiores de la formación aquí afloran mal (afloramientos aislados y fragmentos en el suelo). Estas son calizas detriticas arenosas de color gris pinto y sólo en un lugar se intercalan margas amarillentas (E 226).

En la faja meridional de la estructura sinclinal en Pamento los sedimentos de la formación Isabel afloran por la periferia y en la parte oriental de la zona Cariblanca. En la base de la formación

también aquí,, afloran conglomerados (hasta 1-2 m de espesor) que - hacia arriba pasan en areniscas calcáreas y calizas. El contacto - directo con la base puede ser observado en muchos lugares. Uno de - estos lugares es el del río, a 2.5 km al sur-suroeste de Fomento ( - (N 694, coordenadas:  $y = 251.10$ ;  $x = 532.75$ ). En este lugar, sobre - vulcanitas fuertemente alteradas y silicificadas de la formación - Tobas yacen areniscas de grano grueso, de color gris, y conglomerados de guijarros bien redondeados, de las vulcanitas de la formación Tobas. Hacia arriba los conglomerados pasan paulatinamente a - areniscas calcáreas. El espesor total de esta parte terrígena en - la base del perfil es 8 m. Con transición hacia arriba siguen calizas detríticas de grano grueso, gris pítonas, con muchos fragmentos de rudistas y otros organismos.

Uno de los perfiles más completos se observa en la porción - oriental de la loma Cariblanca (fig. 83, perfil G - H). En dicho - lugar, el perfil de la formación presenta, de Oeste al Este (de abajo hacia arriba), el siguiente cuadro:

- 1.- Las diabasas de la Parte Inferior de la formación Tobas sirven de base a la formación Isabel; éstas afloran perfectamente, en el Río Bajao, donde es atravesado por el camino que viene de Fomento y se interna en las Lomas Cariblanca, (coordenadas:  $y = 299.00$ ;  $x = 635.40$ )(K 299).
- 2.- Por encima de las diabasas de la base y por debajo de los primeros afloramientos de las calizas de la formación Isabel, en un intervalo de 6 m de espesor, se observan conglomerados muy mas aflorados, constituidos por fragmentos bien redondeados de rocas volcánicas de la formación Tobas.
- 3.- Calizas, intensamente arenosas, o areniscas calcáreas, de coloración gris verdosa. En tramos lenticulares aislados, ostentan en abundancia, en granos bien redondeados (0.5 - 1.0 cm)



de rocas volcánicas. Contienen estas rocas muchos orbitoides, fragmentos de rudistas, y otros pelecípodos, equinoideos y otros.

4.- Sobre los sedimentos, anteriormente mencionados, siguen con tránsito, calizas detríticas, de textura maciva, coloración crema blanquecina a blanca, con ínfimas cantidades de impurezas terrígenas. Estas calizas, intensamente carsificadas, forman las partes orientales de las lomas Cariblanca. Afloran en franja amplia (de 1.5 a 2 km) al oeste y suroeste del pueblo Cariblanca, por la pequeña inclinación con la que buzan, ( $10^{\circ}$ ). Su espesor real no sobrepasa los 120 --- 150 m.

5.- La cubierta de la formación Isabel en el perfil mencionado, no se observa por falta de afloramientos. Luego de un intervalo de unos 25 m de espesor, siguen afloramientos de brechas hasta brechas poligéneas y brecha conglomeradas de la formación Bijabe (Eoceno). Estos últimos constituidos por diferentes fragmentos de la formación Tobas, granitoides, fragmentos de los <sup>E</sup>squistos de Trinidad, calizas de la formación Isabel, etc. El tamaño de los fragmentos varía de 0.05 a 0.20 m.

De la loma Cariblanca hacia el Este, las calizas de la formación Isabel se advierten en una escasa extensión, por las laderas norte de las elevaciones de la localidad Seboruco. Al este de Seboruco, en el flanco de la cuenca, faltan las calizas de la formación Isabel, a causa de la denudación que tuviera lugar antes del Eoceno, a lo que se suman causas tectónicas. Ciertos restos se advierten en una comarca al sur de la ciudad de Guaymas, entre la Carretera Central y la carretera para Tulinchú (E 234,; St 638; E 369).

Pequeños afloramientos de la formación Isabel se establecen a unos 2 km al este de la ciudad de Sancti Spiritus. Ahí, las calizas de esta formación afloran en forma de franja estrecha interrumpida por numerosas fallas. La franja mantiene dirección casi N/S. - Afloran perfectamente por el camino viejo de Sancti Spiritus a Zaza del Medio, donde se está explotando una cantera, ( B 133). Por estos parajes, los sedimentos de la formación Isabel yacen sobre intensamente alterados depósitos de la formación Tobas. Las rocas de la formación Tobas se encuentran alteradas <sup>2</sup>contactualmente por los Granitoides de Manicafagua como también por influencias hidrotermales complementarias. Sin embargo, no se observan alteraciones en los sedimentos de la formación Isabel. Sedimentos arenosos-calcareos de un espesor de varios metros componen la base de la formación Isabel. Suprayacentes siguen varios metros de calizas microgranuláres, de textura nodular con muchos equinoideos y fósiles. - Hacia arriba, el grueso de la masa de la formación está constituido por calizas de estratificación <sup>3</sup>gruesa, o macizas, de color gris claro, blanquecino o crema. Están éstas constituidas por algas, foraminíferos y detritus de otros organismos. De dichos afloramientos de la formación Isabel procede la muestra S-403 de Seiglie & Ayala-Castañeros (1963). Acaso de ahí mismo procedan los equinoideos determinados por Mario <sup>5a</sup>Gálvez-Reig (1949) de su localidad - Sancti Spiritus, cercanías de la ciudad.

A 11 km al suroeste de Sancti Spiritus, la formación aflora en una franja estrecha de 200 m de ancho y 3 km de largo, aproximadamente. Se observa muy bien por el camino a Guasimal (P 434), y al este del mismo. En esta localidad, la formación yace discordantemente <sup>5</sup>encima de las tobas zeolitizadas de la formación Júcaro (Pleistoceno) de coloración gris verdosa. En la base de la formación no hay

sedimentos arenosos, por lo que directamente sobre las tobas yacen calizas detríticas masivas, blancas a blanquecinas (P 434). El estudio microscópico de la muestra de dichas calizas, evidencia que -- están constituidas por fragmentos de organismos y ejemplares enteros (6) de foraminíferos unidos por un cemento de calcita de granulometría fina a media. Sobre las calizas detríticas concordantemente siguen margas de la Formación Fomento, de coloración gris y gris liláceo. -- La muestra (B 447) tomada de las margas a unos 2 m de las calizas a los efectos de establecer la microfaua, presenta la siguiente asociación microfósil maestrichtiana: Globotruncana contusa; Globotruncana stuarti; Cibicides constrictus; Lenticulina sp.

Por el Río Zaza, a unos 13 km al norte de Zazael Medio, se -- descubrió una localidad aislada de sedimentos de la formación Isabel. En este lugar, los sedimentos de la formación constituyen la -- Sierra de la Rana, al norte del lugar, Las Lomas. La filiación de estos depósitos a la formación Isabel está fuera de cualquier duda. -- Sin embargo, su correlación con los sedimentos santonianos de la base y los del Paleógeno (formación Taguasco) no está muy clara<sup>ra</sup>. En -- la parte suroccidental de la loma (E 237 - 88), suprayacentes a las tobas se encuentran varios metros de conglomerados, constituidos -- por fragmentos de tobas y menos rocas volcánicas (en cantidades menores) de un tamaño de 0.10 a 0.20 m. El cemento es calcáreo, y -- abundante. Por encima de los conglomerados vienen con tránsito, calizas de textura masiva, de color gris blanquecino o crema blancuzco. En la base de las calizas se advierten brechas zoogénicas (unos 10m), constituidas por rudistas, donde prevalece el género Titanosarcólites.

Calizas organógenas se observan perfectamente bien por el Río Zaza, en la porción norte de la loma (K 613). Entre las calizas de Arroyo Grande, a unos doscientos metros de su desembocadura en el --

Río Zaza, se establecieron varios metros de margas gris oscuras con intercalaciones lenticulares de aleurolitas. Estas margas (K 610), - contienen en abundancia foraminíferos grandes - *Sulcoperculina dickersoni*.

Acabamos de ofrecer una reseña de la distribución de la formación Isabel, describiendo varios perfiles. Los afloramientos anteriormente descritos, se encuentran en los flancos de la cuenca, aflorando la formación Isabel por debajo de los sedimentos del Paleógeno. Fuera de los afloramientos en cuestión, dentro de los límites de la cuenca de Cabaiguán, se establecen varios afloramientos de la formación Isabel que probablemente, representen enormes bloques encajados en los sedimentos del Paleógeno, o sea, son alóctonos. Localidades de mayor extensión de los susodichos "bloques", se observan en dos lugares, uno de los cuales al sur del pueblo Cariblanca, y el otro, al sur de la ciudad de Guayos.

Por su resistencia, mayor que la de los sedimentos del Paleógeno, las calizas de estos "bloques" siempre forman lomas grandes y pequeñas. Al sur del pueblo Cariblanca, los bloques de calizas de la formación Isabel forman un rosario de lomas pequeñas entre los sedimentos del Paleógeno, manteniendo la dirección casi Oeste/Este. Dichos bloques cuentan con un ancho de 50 m a 10 m y hasta 450 a 500 m de largo. Las calizas de estos bloques vienen representadas en la facies calcárea típica de la formación Isabel. Son de color crema blanquecino, de textura masiva, constituidas por foraminíferos, algas, rudistas y otros organismos. Por el camino de Cariblanca a Pedrero (la <sup>V</sup> vereda del quemado), a lo largo del rosario de grandes bloques de calizas de la formación Isabel, afloran brechas de piedras grandes constituidas por bloques de las calizas de la formación Isabel (~~quedan~~ hasta 3 y 4 m), fragmentos de margas rojizas y verdosas (de la formación Fomento), fragmentos de la formación Totus, etc.

unidos con cemento de arenisca de granulometría diversa (K 265, -- K 268).

El segundo lugar que presenta bloques grandes de la formación Isabel es la región situada al sur de la ciudad de Guayos sobre la <sup>C</sup> Carretera Central. Aquí también los bloques forman un rosario de lomas, siendo de dimensiones considerablemente más grandes que las de los anteriores (hasta 2 km de longitud). La loma más occidental dista  $\times$  2,5 km al suroeste de Guayos. De esta localidad procede la muestra S 472 de Sciglie & Ayala-Castañares (1963).

La subsiguiente loma hacia el Este, es la Sierra Esperanza a unos 3 km al suroeste de Guayos. En dicho lugar, el bloque de calizas presenta un ancho de 250 a 350 m y una longitud de 2 km. En la vertiente norte de la loma existe una cantera grande. Las calizas de esta localidad (E 298, E 300) son de coloración blanquecina, -- constituidas principalmente por algas calcáreas, foraminíferos, y fragmentos de otros organismos (rudistas y otros) en cantidades menores. Los restos de organismos representan el 70,5 aproximadamente de la composición de la roca. La parte restante la constituye el cemento que es de calcita de granulometría micro a fina. No hay impurezas terrígenas. Las calizas de esta localidad vienen descritas en el informe de Bronnemann & Macauloy (1955) como "formación Guayos".

La última loma al este se halla a 2 km al este de la Sierra -- Esperanza, en el lugar Las Delicias (E 301, E 314).

Además de los bloques de calizas de considerables dimensiones descritos entre los sedimentos de la cuenca de Cabaiguan, en los brechaconglomerados de los últimos, con frecuencia aparecen en abundancia fragmentos de las calizas de la formación Isabel, y orbitólicas maestrichtianas redepositados por ésta.

5.- Límites y espesor. -- Los límites físicos de la formación -- Isabel son muy claros. Esta yace transgresiva y discordantemente so

sobre distintas partes de la formación Tobas (Cretácico Inferior - Turoniano) o sobre la formación Jarao (Santoniano). El límite superior lo marca el cambio brusco entre las calizas detríticas de algas y -- foraminíferos (formación Isabel) y las margas de coloración gris verdosa y lilaviolácea con intercalaciones de tobas (formación Fomento), que las cubren concordantemente.

La formación Isabel se cubre concordantemente por las margas -- con intercalaciones de tobas de la formación Fomento.

En ciertos lugares, la formación Isabel se cubre transgresivamente por los sedimentos de la formación Bijabo (Eoceno), en tanto -- que en la región al Suroeste de Sancti Spiritus las calizas de la -- formación Isabel se hallan cubiertas discordantemente por los sedimentos del Mioceno.

El límite de la formación no coincide con el límite entre el -- Maestrichtiano y el Paleoceno. Los primeros varios metros de las margas de la formación Fomento contienen microfauna maestrichtiana. En los trabajos de cartografía estas insignificantes diferencias entre el -- límite litoestratigráfico de la formación Isabel y la formación Fomento y el límite Maestrichtiano-Paleoceno, pueden ser omitidos.

Por sus características litológicas, la formación Fomento presenta numerosos aspectos comunes con la formación Cantabria de la -- cuenca de Cienfuegos y la formación Esperanza de la cuenca de Santo Domingo. En el perfil del Cretáceo Superior ésta ocupa la misma posición estratigráfica, lo cual, nos da fundamentos para considerarla como equivalente lateral de las formaciones anteriormente mencionadas.

El espesor de la formación Isabel no es grande. Por lo general registra de 100 a 150 m, pero a causa de las pequeñas inclinaciones de las capas a veces aflora en la superficie en franjas de hasta -- 2 km de ancho.

6.- Fauna y edad.- Los sedimentos de la formación Isabel son muy ricos en restos de fósiles. Dicho con propiedad, los restos de fósiles son los principales materiales constituyentes. Sin embargo, los ejemplares enteros de fósiles aparecen con menos frecuencia y difícilmente se separan de la roca, donde predominan los fragmentos de fósiles. Únicamente de las intercalaciones de margas y calizas nodulares microgranulares se pueden despegar mejor, ejemplares en buen estado. De distintas localidades hemos logrado recoger fósiles en cantidades modestas, que ofrecemos en la tabla 3/4.- En dicha tabla vienen reflejados fósiles que distintos autores dejan sentados en la bibliografía como provenientes de localidades que sin duda pertenecen a los sedimentos de esta formación.

Thiédens (1937a, 1937b) describe ciertos fósiles de la región de la cuenca de Cabaiguán. Validándonos de su mapa de localidades, consideramos que en su mayoría son procedentes de la formación Isabel, y algunos de éstos tienen su origen en los brechaconglomerados del Paleógeno (localidad suya A 466 y otras).

En su artículo sobre los nuevos rudistas de Cuba R. H. Palmer (1933), describe algunas especies nuevas de rudistas procedentes de una localidad significada solamente como "localidad Sancti Spiritus, provincia de Santa Clara". No se puede dar crédito al lugar preciso de la localidad no obstante las "precisiones" del Dr. Alfredo de la Torre (1960). Este autor descubre que los rudistas proceden de la localidad No 1977 de Palmer, que según el catálogo de las localidades de Palmer (A. de la Torre, 1960, pág. 51) aparece descrito de la forma siguiente: "NW. of CC., 11.5 km, or 14.4 km NW of Central Tiunicú, on low hill just E. of Sierra Esperanza. Hill is N.26.W of Caja de Agua, Santa Clara Province".

El Dr. Charles Ducloz (Dr. A. de la Torre, 1960, pág. 51) considera que las distancias ofrecidas por Palmer son erróneas, localizando la localidad de la siguiente forma: "Cesto de la Carretera

## FOSILES DE LA FORMACION ISABEL

TABLE 34

AUTORES Y LOCALIDADES	en el presente informe										A. A. Thiadens (1937)										G. A. Seglie (1950) y																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
	B 184	E 186	E 188	E 200	E 201	E 212	E 213	E 214	E 215	E 217	E 219	E 220a	E 225c	E 226	E 228	E 228a	E 228b	E 228c	E 229	E 230a	E 237	E 205	K 300	K 311	K 348	K 348	K 526	K 610	K 612	K 720	K 736	N 654	N 766	A 454	A 457	H 601	H 614	L 547	L 548	L 549	L 550	L 553	L 554	L 435	V 300	V 307	A 436	A 437	A 438	A 441	T 1384	RA Palmer (1933)	loc. St. Spiritus	M Sánchez Raig (1949)	loc. St. Spiritus	Brennemann & Macaulay (1955)	S 468 A	S 468 B	S 468 D	S 467	S 467 B	S 467 D	L 64	S 469 A	S 470	D 1505	S 476	S 477	S 478 B																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
Ayalaina ruttleri (Palmer)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							



Central, a 9.5 km WNW. del Central Tuinicú y a unos 5 km al W de la Loma de La Esperanza, Término de Sancti Spíritus, Las Villas. Según él, en ese lugar se encuentra el único banco o arrecife de rudistas del Cretácico Superior que se conoce en esta región".

Estamos de acuerdo con la afirmación de Duclos que la orientación de la localidad es errónea. Teniéndose en cuenta que el des-cripción original se menciona que la localidad se encuentra exactamente al este de Sierra Esperanza y al mismo tiempo se orienta hacia el lugar Caja de Agua, dudamos de que el lugar determinado de la localidad sea precisa. Exactamente al este (a 2 km) de la Sierra Esperanza, se halla una pequeña loma en la localidad Las Pelicias (E 301 y E 314) constituida por calizas de la formación Esperanza, que contiene rudistas. En el mapa topográfico (1:50 000) a 2.5 km al Sureste está escrito el nombre Caja de Agua. Es mucho más probable que la localidad de rudistas descritas por Palmer proceda de esta loma y no de la loma al oeste de la Sierra Esperanza. En ambos casos se trata de calizas de la formación Isabel y los rudistas de Palmer (1933) proceden de esta formación.

Sánchez Roig (1949) describe equínoides de una localidad definida de la siguiente manera "Sancti Spíritus, cercanías de la ciudad, provincia Santa Clara". Los afloramientos más cercanos de sedimentos del Cretácico Superior con equínoides, de los cuales podrían tener origen esos fósiles, son los afloramientos de la formación Isabel, a 2.5 km al este y al noreste de la ciudad de Sancti Spíritus.

Bronnemann & Macanley (1955) informan haber establecido en Sierra de Esperanza (la loma a 2 km al sureste de Guayos) la siguiente microfauna: Vaughanina; Orbitoides; Lepidorbitoides; Sulcoperculina; Globotruncana lapparente group; Globotruncana stuart, etc.

Se pudo determinar con bastante seguridad que una parte de los

foraminíferos, descritos por Seiglie (1960) y Seiglie & Ayala-Castaneros (1963) proceden de la formación Isabel (Véase tabla 34). En la tabla no se señala la fauna de la localidad Pt 247-60 (Camino de Cabiguán a Neiva, a 1.6 km aproximadamente antes de Neiva) de donde informa el *Sulcorbitoides pardei*. En este lugar afloran conglomerados del Paleógeno; los fósiles provienen de los bloques del Cretácico Superior de los mismos.

La tabla No 34 evidencia que la asociación de foraminíferos grandes se caracteriza por la presencia en masa de los géneros *Ayalina*, *Sutoperculina*, *Vaughanina*, *Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Asterorbis*, o.s. la misma asociación que presenta la formación Cantabria (de la cuenca de Cienfuegos). La bibliografía informa sobre la presencia de especies del género *Pseudorbitoides* (*P. israelkyi*, *P. trechmanni*). Estos géneros están profusamente distribuidos en las formaciones más viejas. Su presencia en la formación Isabel requiere investigaciones complementarias. Nosotros no hemos topado con estos fósiles.

Los corales, equinoideos y rudistas, aunque en cantidades menores, son análogos a los de la formación Cantabria.

A los efectos de establecer la microfauna se estudiaron numerosas muestras, pero en muy pocas de las margas se establecieron microfósiles, señalados en la tabla No 34a. Las asociaciones de microfósiles son maestrichtianas.

La determinación (~~determinación~~) de microfósiles en secciones delgadas (muestra E 528) no dieron resultados satisfactorios (véase tabla 34a).

Las asociaciones microfósiles de la formación Isabel evidencian edad Maestrichtiana<sup>0</sup>. Esta edad es apoyada por la posición estratigráfica de la formación.

**RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS MICROPALAEONTOLOGICOS  
DE LA FORMACION ISABEL (MAESTRICHTIANO)**

Tabla 34a

Fósiles	Localidades	E 201*	E 212*	E 528**	K 610
Globotruncana arca Cushman		+			+
Globotruncana fornicata Plummer		+	+		+
Globotruncana gagnebini Tilev		+	+		
Globotruncana mariei Bonnar & Blow					+
Globotruncana rosetta Carsey		+			+
Anomalina monterelensis Marie		+	+		+
Anomalina rubiginosa Cushman					+
Anomalina welleri Plummer					+
Anomalina velascoensis Cushman					+
Anomalina menneri Keller					+
Cibicides vultzianus d'Orb		+	+		
Cibicides spiropuratus Gall. & Morrey			+		
Cibicides sp.		+	+		
Bolivina incrasata Reuss					+
Stensiolina pommerana Reuss					+
Marssonella oxycona Reuss					+
Dorothia bulleta Carsey					+
Dorothia pupa Reuss					+
Bulimina arkanelphina Cush. & Parker					+
Ventriabrella carseyae Plummer					+
Nodosaria affinis Reuss					+
Dentalina megalopolitana Reuss					+
Allomorphina allomorphinoides Reuss					+
Pleurostomella subnodosa Reuss					+
Marginulina triganula Reuss (Cush.)					+
Sulcoperculina dickersoni (Palmer)			+		+
Orbitoides (?) sp.				+	
Ostracoda				+	
Radiolaria (?)		+	+		
Lithothamnium				+	

\* Determinados por Y. Vaptzarova por metodo de lavado (margas)

\*\* Determinados por Dr. A. de la Torre en sección delgada (caliza)

## Formación Lebrijo

1.- Nombre y antecedentes.- Con el nombre formación Lebrijo--- significamos una serie de capas de conglomerados, areniscas y alurolitas, que afloran en la región de la presa Lebrijo, a cuyo nombre ha sido denominada también la formación.

Sedimentos similares a la formación Lebrijo en las partes orientales de Las Villas y en las zonas occidentales de la provincia de Camagüey han sido descritos, en el pasado, bajo distintos nombres. - Truitt (en Bronnimann & Pardo, 1954) establece la "formación Taguasco" con localidad típica en el curso superior del río Taguasco. Esta es una formación de areniscas y conglomerados con distribución, bastante grande en las partes orientales de Las Villas. Su existencia como unidad litoestratigráfica independiente fue confirmada por nuestras investigaciones. Ha sido descrita en el capítulo sobre el Paleógeno.

En 1950, Hatten et al., al parecer sin conocer los informes de Truitt (en Bronnimann & Pardo), en su mapa geológico han referido los sedimentos de la "formación Taguasco" de P. Truitt conjuntamente con otros sedimentos paleogénicos bajo el nombre de "formación--Zaza", la cual determinaron como edad Eoceno Medio. El nombre "formación Taguasco", los mismos autores aprovechan para una parte de los sedimentos eocénicos superiores en las partes más orientales de Las Villas y en las partes occidentales de la provincia de Camagüey. En el mismo informe (Hatten et al., 1953) se describe una nueva formación denominada como "formación Floisa" con localidad típica en la finca Eloisa, entre Arroyo Blanco y Loma Iguala. Esta formación, según ellos, está compuesta por conglomerados poligónicos de canto rodado y areniscas de grano grueso a medio, arcósas y un poco de rocas carbonatadas impuras. La edad de la formación se determina como Cam-

paniano- Maestrichtiano.

La "formación Eloisa" de Hatten et al. (1958), por descripción, es muy similar a las rocas que Truitt describe como "formación Taguasco". Los depósitos que describiremos como "formación Lebríjo", por su parte tienen rasgos generales con la "formación Taguasco" de Truitt, así como con la "formación Eloisa" de Hatten et al. (1958). Estas no han sido conocidas a los autores más antiguos y en los lugares donde éstas se localizan en el mapa geológico de Hatten et al. (1958) ha sido mostrada la "formación Iguala" (= nuestra formación Siguaney), que tiene litología y edad completamente distintas.

2.- Localidad típica y litología.- Como localidad típica de la formación proponemos los afloramientos en la pequeña barranca, a 1.25 m al oeste de la cortina de la presa Lebríjo, inmediatamente al sur de la cortina complementaria de la misma presa (K 2653; coordenadas:  $y = 245.20$ ;  $x = 688.35$ ).

En este lugar se localizan conglomerados, areniscas y aleurolitas. Los conglomerados están constituidos por guijarros bien redondeados de las vulcanitas de la formación Tobas con dimensiones hasta 0.20 m. Su cemento representa arenisca de granulometría variada, constituida principalmente, por los productos destructores de rocas volcánicas con cemento calcáreo. En dirección lateral y vertical, los conglomerados pasan a areniscas, con guijarros <sup>aislados</sup> ~~únicos~~ redondeados, más grandes. Las aleurolitas son de color gris en superficie fresca y amarillento - carnolita al disgregarse. Estas forman estratificaciones irregulares entre las areniscas y los conglomerados, sin superficie de capas claras. En las aleurolitas abundan las concreciones carbonatadas, cuyo <sup>o tamaño</sup> granulometría alcanza 0.50 m. Los sedimentos en esta localidad, especialmente las aleurolitas y las areniscas, abundan en Inoceramus y otros pelecípodos. Muy raramente se encuentran ejemplares de ammonites.

Por la facies, los sedimentos de la localidad típica de la formación recuerdan mucho a los sedimentos terrígenos de la formación San Pedro, en la cuenca de Cienfuegos.

Debe señalarse que, en esta localidad, en la composición de los conglomerados no pudimos observar guijarros de granitoides, basaltos de la formación Carlota, serpentinitas, etc., características para las formaciones Taguasce y Eloisa.

En la localidad típica los sedimentos de la formación se localizan debajo de los depósitos de la formación Siguaney (= Formación Iguará) en una distancia de 120 m aproximadamente, lo cual, evidentemente, no es todo el perfil de la formación.

Al sur y oeste de la localidad típica los sedimentos de la formación Lebrije forman una franja ancha de 1.0 a 1.5 km aproximadamente. Los afloramientos son generalmente malos, para poder ver bien las variaciones en la litología y el perfil normal de la formación. A unos 1.25 km al oeste de la localidad típica, por un camino abandonado, al este de las lomas, en la localidad Los Charcayos (P 2092, P 2094) se observan afloramientos relativamente buenos. Aquí, la formación está presentada por areniscas pelimféticas, de granulometría gruesa, que pasan a conglomerados. Estos se alternan con alcurolitas y margas. En la composición del conglomerado, además de guijarros de vulcanitas de la formación Tobas, participan también guijarros bien redondeados de granodioritas. En las areniscas de grano fino y las alcurolitas hay concreciones carbonáticas. En varios lugares en estos sedimentos se intercalan intercalaciones finas (de 2 a 3 m) de calizas organógenas nodulares impuras (arenosas), formadas en su mayor parte por rudistas.

En facies similar está presentada la formación también un poco más al oeste, entre ambas lomas, formadas por los sedimentos de la formación Siguaney en la localidad anteriormente mencionada (K 2659

y K 2660). Aquí la formación está presentada por areniscas de capas gruesas y granulometría diversa, en las cuales están distribuidas - irregularmente grandes guijarros (hasta 0.50 m) y, bien redondeadas, de rocas volcánicas y granitoides.

El último afloramiento, más occidental de la formación Lebrije, se observa en el Río Taguasco, en el lugar donde la misma se cruza por el Camino Locher<sup>2</sup>, al este de Loma Bravo, a 2 km al noreste de la aldea Taguasco. Allí, debajo de los sedimentos de la formación Siguaney se localizan aleurolitas arcillosas hasta margas con intercalaciones de areniscas de grano grueso. En las aleurolitas hay concreciones carbonáticas.

3.- Fauna y edad.- Los sedimentos de la formación Lebrije, en la localidad típica (K 2658) son muy ricos en Inoceramus y otros podicipodos y un poco de ammonites (género Pachyliscus). En dos muestras (P 2092 y P 2094) de margas, desintegradas para microfauna, fue establecida la siguiente asociación microfósil, que muestra la edad Maestrichtiano:

- Globotruncana arca<sup>C</sup> (Cush.)
- Globotruncana stüti<sup>u</sup> (Lapp.)
- Racimiguembelina fruticosa (Egger)
- Anomalina velascoensis<sup>z</sup> Cushman.
- Bolivinoidea drace Marsson
- Cibicides constrictus (Hagenow)
- Loxotoma gemma<sup>z</sup> Cushman.
- Bulimina sp.
- Lenticulina sp.

4.- Límites y espesor.- En la localidad típica el límite inferior de la formación no se localiza. Sólo en un lugar, visiblemente debajo de los sedimentos de la formación Lebrije, se localizan rocas efusivas y tobas que pueden ser de la formación Tobas. En vecin

dad con ellas, sin embargo, los afloramientos son malos, lo cual no permite observar el contacto directo y la parte inferior de la formación. La formación Lebrijo se cubre concordantemente, pero -- sin transición por los sedimentos de la formación Siguaney con -- edad eocénica inferior.

Las relaciones recíprocas laterales de la formación Lebrijo con las restantes formaciones maestrichtianas no son claras. Hemos señalado que por litología, los depósitos en la localidad típica recuerdan las areniscas y aleurolitas de la formación San Pedro. Los sedimentos de la formación son muy similares, parecen a los -- mismos de la formación Mones de la región del poblado Falcón.

No son claras sus relaciones recíprocas con la formación Taguasco, sobre la cual aceptamos, probablemente, la edad paleocénica y con la cual muestran rasgos litológicos muy generales. La formación Taguasco yace transgresivamente sobre la formación Carlota y se cubre concordantemente y con transición por la formación Bijabo (Eoceno Inferior - Medio).

Aún más inciertas son sus correlaciones con la formación Eloisa descrita en la parte oriental de la provincia de Camagüey. Esta última tiene composición litológica casi igual, la misma edad e -- igualmente se cubre por los sedimentos de la formación Siguaney (formación Iguará), lo cual sugiere que tiene también la misma posición estratigráfica como la formación Lebrijo. En las futuras investigaciones de la parte occidental de la provincia de Camagüey -- deberá averiguarse, hasta cuándo existen tres unidades litoestratigráficas independientes con litología similar - formación Taguasco de Truitt (1954), formación Eloisa de Hatten et al. (1953) y la -- aquí descrita formación Lebrijo, o se trata de una formación y ent -- tences, deberán recopilarse datos complementarios y corregir la -- edad de la formación Taguasco.