

Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mío- y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba

A. L. KNIPPER, colaborador científico del
Instituto de Geología de la Academia
de Ciencias de la URSS.

R. CABRERA, del Instituto de Geología
de la Academia de Ciencias de Cuba.

INTRODUCCION

A lo largo de la costa norte de Cuba se encuentra una faja de rocas dislocadas complejamente, la cual se extiende con interrupciones desde la zona de Bahía Honda, al Oeste, hasta la misma ciudad de Baracoa, al Este, o sea, con extensión de casi 1 000 km. En los mapas geológicos y tectónicos de Cuba, esta zona se distingue bien, gracias a numerosos pliegues lineales estrechos, dislocaciones y a la amplia difusión de los macizos de serpentinitas; todo esto diferencia marcadamente la zona tectónica antes mencionada de otras regiones de Cuba.

Esta zona atrae desde hace tiempo la atención de los geólogos, ya que precisamente en ella están situados numerosos yacimientos de minerales útiles, tales como: cromo, níquel y petróleo. Sin embargo, hasta la actualidad no se han resuelto muchas cuestiones de la geología, tales como el carácter de las estructuras y la historia de su desarrollo, así como también la edad y la posición estructural de las rocas ultrabásicas.

Precisamente por esto, la Academia de Ciencias de Cuba, conjuntamente con la Academia de Ciencias de la URSS, comenzando en el año 1965, ha organizado el estudio sistemático de la zona antes mencionada, en diversas direcciones geológicas.

Los primeros resultados de estos trabajos fueron publicados en el folleto "Geología y Minerales útiles de Cuba" (1967), así como también en la Revista de Geología (1967).

Sin embargo, el análisis del nuevo material geológico, así como también una mayor minuciosidad de los trabajos, requirieron la precisión de algunas de las conclusiones antes obtenidas. De especial importancia resultó ser la creación de un esquema único de la historia del desarrollo de la parte norte de la Isla, a base de la comparación y el estudio de datos con frecuencia contradictorios, que caracterizan inclusive una misma estructura geológica.

El presente trabajo es el resultado de la generalización del numeroso material escrito y de los datos de las observaciones geológicas de los autores, obtenidos durante las investigaciones de campo en 1965, 1967 y 1968.

Suposiciones actuales sobre la estructura tectónica de la parte septentrional de la Isla de Cuba.

Hacia el año 1959, o sea, al triunfo de la revolución en la Isla de Cuba, las compañías petroleras americanas habían acumulado una cantidad enorme de material concreto, compuesto principalmente por informes, mapas geológicos, aerofotogeológicos y estructurales. Numerosos trabajos de perforación permitieron coordinar sólidamente algunos cortes estratigráficos de apoyo y explicar toda una serie de particularidades estructurales de las regiones de los yacimientos petrolíferos.

Sin embargo, desgraciadamente la gran mayoría de estos trabajos quedaron sin publicar. El ca-

rácter exclusivo de búsqueda de los trabajos, el interés de mantener en secreto los materiales por parte de cada una de las diversas compañías petroleras, en relación con la lucha de concurrencia entre ellas, no permitieron a los geólogos americanos crear un mapa tectónico y mucho menos un mapa geológico de conclusiones de toda Cuba. No obstante, toda una serie de trabajos regionales realizados por geólogos americanos, basados en los resultados del levantamiento geológico, muestran un gran interés. Puede estarse o no de acuerdo con algunas suposiciones generales de estos autores sobre el carácter de la tectónica (principalmente profunda) de Cuba, de dicha región en concreto, pero el material geológico de las compañías (estratigrafía, estructura superficial, datos de las perforaciones) presentan un gran valor y deben tenerse en cuenta obligatoriamente para las investigaciones sucesivas.

En este sentido tienen una gran importancia los trabajos de Hatten, Kozary, Meyerhoff, Ducloz, Favre, Flint, Guild, Albear, Palmer, Bronnimann y otros.

Como resultado de estos trabajos, en Cuba fueron distinguidas tres zonas estructuro-faciales, marcadamente diferenciadas por el carácter de su desarrollo en el Jurásico Superior y Cretácico. Al Norte de Cuba se encuentra una región de acumulación de sedimentos carbonatados (plataforma de las Bahamas, miogeosinclinal); al Sur se encuentra una región vulcanógena eu-geosinclinal. En la región de articulación de las zonas eu- y miogeosinclinal en el Cretácico Inferior (y en algunos lugares en el Jurásico Superior y la parte inferior del Cretácico Superior), se encontraba una región de acumulación de sedimentos de gran profundidad. La deposición de esta zona de gran profundidad (y probablemente también de una parte de la zona eugeosinclinal), tuvo lugar sobre el llamado "arco de granito", o sea, sobre un basamento metamórfico cristalino, penetrado por cuerpos de granito.

En el maestrichtiano y al final del Eoceno superior, todas estas zonas estuvieron expuestas a un intenso movimiento con formación de plegamientos, acompañados por el surgimiento de gigantes mantos tectónicos. El movimiento general de estas masas está dirigido hacia el Norte y las escalas

de desplazamiento probablemente alcanzaron los primeros centenares de kilómetros.

Este punto de vista, elaborado por los geólogos de las compañías petroleras americanas, era predominante y no provocaba objeciones especiales.

Muchas más divergencias provocaba en Cuba la cuestión relacionada con el tiempo de formación de las rocas ultrabásicas en la parte superior de la corteza terrestre. Este problema era contemplado por los diferentes autores de diversa manera, en dependencia de sus puntos de vista sobre el origen de las ultrabasitas.

Son más numerosos los partidarios de la hipótesis magmática. Sin embargo, el tiempo de formación de un mismo cuerpo es determinado por ellos de distinta manera. Schuchert (1965) lo considera del Paleoceno; Rutten (1923) y Pardo (1953) del Jurásico Superior; Flint y otros (1948) del Cretácico Inferior; Lewis (1932) lo considera del Eoceno y Palmer (1945) del Oligoceno.

Un punto de vista completamente distinto es el que sostiene otro grupo de geólogos menos numeroso, cuyos representantes suponen que los cuerpos ultrabásicos de Cuba son enormes bloques de manto o partes de una gran intrusión del Paleozoico extraídos en estado frío a la parte superficial de la corteza terrestre en proceso de contracción tectónica (Kozary, 1954, 1956; Ducloz, Vuagnat, 1963). De modo que la edad de las ultrabasitas es determinada por estos investigadores, bien por la edad del manto, o es considerada como del Mesozoico temprano; y el tiempo de su formación tectónica se determina por la edad de los más fuertes movimientos tectónicos en Cuba.

El triunfo de la Revolución en Cuba, ha dado la posibilidad de aglutinar todos los materiales geológicos dispersos de las diferentes compañías petroleras.

Puscharovskiy y otros, (1967), sostienen su propio punto de vista sobre la regionalización estructural facial de la Isla. Furrázola-Bermúdez y otros (1964), habiendo aceptado como justa la distinción de las zonas eugeosinclinal y miogeosinclinal (esta última, por algún motivo, es llamada por ellos zona de la depresión de avance, aunque

en esta zona no se observa nada similar en el aspecto de formación de una depresión limítrofe), niegan la existencia de una cuenca de gran profundidad entre el eu- y el miogeosinclinal. En este lugar, en el tiempo del Cretácico, se distingue una elevación lineal estrecha — “la elevación limítrofe del geosinclinal.”

Según Furrázola - Bermúdez y sus coautores (1964) en Cuba se distinguen por su edad tres grupos de rocas ultrabásicas, originadas en forma de material magmático fundido. Estos son los complejos del Jurásico Medio y Superior, del pre-maestrichtiano y del Eoceno.

Puscharovskiy y otros (1967) expresaron su suposición sobre la posible edad Cretácico Inferior de las hiperbasitas, y uno de los autores del presente trabajo (Knipper, Puig-Rifá, 1967), se adhirió al punto de vista de los partidarios del proceso de formación en frío de las rocas ultrabásicas, en la parte superior de la corteza terrestre.

El presente trabajo, como es sabido, es la continuación y pormenorización del trabajo de Puscharovskiy, Knipper y Puig-Rifá (1967). En el mismo los autores ejecutaron la tarea de describir detalladamente la estructura y la historia de la zona de articulación del eu- y del miogeosinclinal. Una especial atención se le prestará al análisis de los movimientos que condujeron a la formación de la estructura actual de la Isla.

Algunas observaciones preliminares

Antes de pasar al texto principal del trabajo haremos varias observaciones preliminares.

En el proceso de descripción vamos a utilizar ampliamente dos términos que aún no han encontrado una amplia difusión en la bibliografía mundial. Se trata de los términos “protrusión” y “leptogeosinclinal”.

Ya Lyell, (1871) en el siglo pasado proponía denominar “protrusiones” a cuerpos intrusivos primariamente magmáticos, sacados después hacia arriba en estado frío por los movimientos tectónicos. Uno de los autores del presente trabajo propuso de nuevo este término para aplicarlo a los cuerpos de las rocas ultrabásicas, que penetraron en estado frío dentro de los límites de Ar-

menia y Azerbaidzhan (Knipper, Kostanen, 1964; Knipper, 1965) y de Cuba (Knipper y Puig-Rifá, 1967).

Triumpi, en el ejemplo del sistema geosinclinal Italo-Dinaro (1965), propuso denominar leptogeosinclinales a las depresiones no compensadas de gran profundidad, surgidas en diferentes etapas del desarrollo del geosinclinal, y formadas por un complejo de calizas pelágicas de estratos finos, rocas silíceas y esquistos arcillosos. Como nos parece, estos dos términos no necesitan explicaciones complementarias.

La segunda observación se refiere al método de descripción de las estructuras de la zona de articulación del eu- y el miogeosinclinal.

Como puede verse perfectamente en el mapa geológico, los afloramientos de las rocas dislocadas complejamente de la zona de articulación del eu- y el miogeosinclinal, forman una especie de bloques y sectores aislados, divididos por afloramientos de rocas terciarias, principalmente del Neógeno.

En el mapa, completamente natural, de Este a Oeste, se distinguen los siguientes sectores: parte central y oriental de Oriente, Holguín, Camagüey, Santa Clara, Habana-Matanzas y Pinar del Río. Algunos de estos sectores poseen una estructura geológica similar, algunos tienen diferencias esenciales. En relación con esto, y también con el carácter irregular con que se ha estudiado la superficie de Cuba, nosotros describiremos los sectores central y oriental de Oriente y Santa Clara. Este último sector es una llave para la comprensión de la estructura tectónica de los sectores Habana-Matanzas y Camagüey, los cuales en el presente trabajo se describen menos detalladamente. El sector de Holguín, fue descrito por uno de los autores de este trabajo anteriormente (Knipper y Puig-Rifá, 1967).

En la actualidad queda sin entender la estructura geológica del sector de Pinar del Río. Según la opinión de los autores, el grado de conocimiento geológico de esta región, todavía es insuficiente para las construcciones tectónicas a escala regional.

SECTOR DE LAS VILLAS

La parte septentrional de la provincia de Las Villas es una de las regiones más complicadas de Cuba, desde el punto de vista geológico. Su complejidad se debe fundamentalmente, a que movimientos tectónicos muy fuertes modificaron bruscamente la estructura primaria del geosinclinal, aproximando y entremezclando complejos de formaciones que anteriormente se encontraban a considerable distancia unos de otros. Al mismo tiempo, esta región posee una importancia excepcional para la comprensión de toda una serie de cuestiones fundamentales de la geología de Cuba, tales como la distribución en el espacio de las flexiones eumio- y leptogeosinclinales, la historia de su desarrollo, el carácter de los movimientos del Cretácico Superior y del Paleógeno, y el tiempo de aparición de las hiperbasitas en la esfera de la erosión. Esta región también nos sirve de llave para la comprensión de la estructura tectónica de regiones relativamente poco estudiadas (tales como la provincia de Camagüey), o recubiertas por una cobertura de sedimentos del Eoceno medio tardío.

Los trabajos de investigación de la tectónica y la historia del desarrollo de dicha región, fueron aligerados considerablemente por la existencia de informes manuscritos y publicaciones, en los cuales se tratan detalladamente las cuestiones fundamentales de la geología de la parte septentrional de la provincia de Las Villas. A ellos, en primer lugar pertenecen los informes de Pardo (1953, 1954) y de Ducloz (1958₁, 1958₂).

Por el primero de estos geólogos fueron dadas las bases de la estratigrafía regional de la región descrita, y efectuado el primer análisis suficientemente detallado de la historia del desarrollo de una inmensa región que abarca las partes septentrional y central de la provincia. Las investigaciones estratigráficas de Pardo, hasta el momento actual conservan su valor. Pardo, en la región que a nosotros nos interesa, distinguió ocho cinturones litológicos, algunos de los cuales fueron desmembrados en zonas más pequeñas. Cada uno de estos cinturones posee su característica litológica específica (con frecuencia, las diferencias son extremadamente sutiles). Un gran mérito de Pardo, ha sido, no sólo la división paleontológica detallada

de las secuencias del Jurásico Superior hasta el Eoceno Superior, sino también por haber establecido todos los cortes de transición que unen los diferentes complejos litológicos, lo que le permitió crear un cuadro representativo del desarrollo de esta parte del geosinclinal cubano.

Sin embargo, hay que señalar que las zonas litológicas distinguidas por Pardo no componen ningún tipo de zonas tectónicas naturales, que pudieran distinguirse en la estructura tectónica actual.

Ducloz (1958₁, 1958₂) en su regionalización tectónica de la provincia de Las Villas, tomó precisamente la vía de la distinción de los complejos tectónicos naturales, que se observan en la estructura actual (Ducloz, Vuagnat, 1963). Distinguió cuatro grandes unidades del tipo mencionado, cada una de las cuales posee no sólo una composición litológica diferente, sino que se caracteriza por su estilo propio de deformación tectónica y por su posición en la estructura general de la región.

Sin embargo, a nuestro modo de ver, el principio litológico de la distinción de las zonas ejerció presión sobre Ducloz, por lo que reunió zonas que poseen una estructura tectónica esencialmente diferente (por ejemplo, la zona de Santa Clara de Ducloz), y al mismo tiempo no distinguió las regiones tectónicas naturales. Por eso los autores del presente trabajo, siguiendo en principio a Ducloz, tampoco han distinguido una nueva zona tectónica, sino que han dividido en dos la zona de Santa Clara (Ducloz, Vuagnat, 1963). Así, en la estructura actual de las partes septentrional y central de la provincia de Las Villas, de Norte a Sur se distinguen las siguientes zonas tectónicas: Remedios, Camajuaní, San Felipe (nueva zona de los autores), Placetas, Santa Clara y Seibabo (Ver Fig. 1).

Seguidamente pasamos a las características litológica y tectónica de cada una de las zonas distinguidas:

Zona de Remedios:

En la base del corte visible de la zona yace una gruesa serie de carbonato. En su parte inferior (1200-1400 m) en los cortes del Norte se obsér-

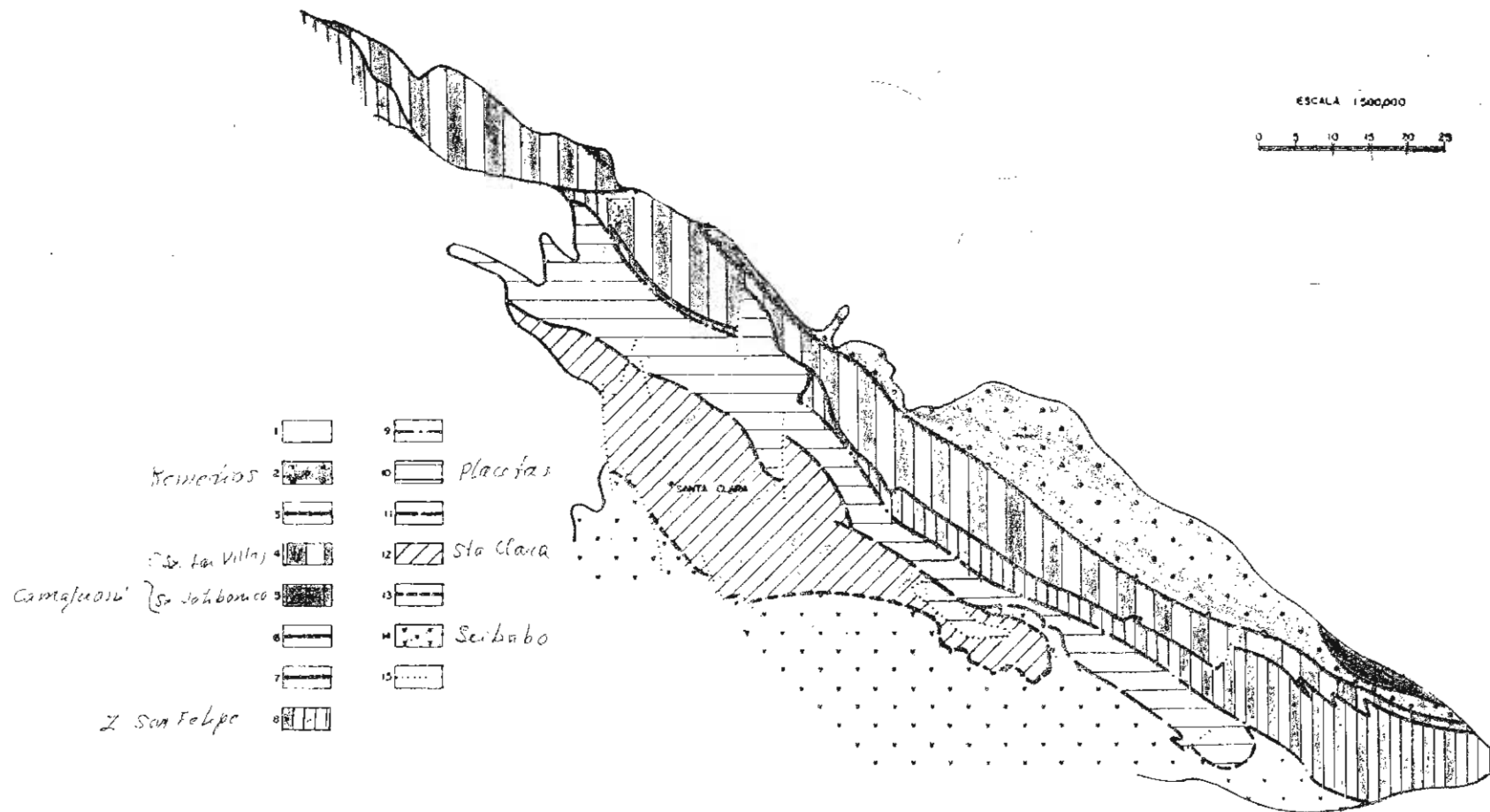


Figura 1

Estructuras faciales de la región de Santa Clara. 1) Cobertura de las rocas del Eoceno Medio; 2) Zona Remedios. 3) Falla Las Villas. Zona Camajuani: 4) Subzona Las Villas; 5) Subzona Jatibonico, 6) Falla Camajuani, 7) Falla Jatibonico; 8) Zona San Felipe; 9) Falla San Felipe; 10) Zona de Placetas; 11) Falla de Placetas; 12) Zona Santa Clara; 13) Falla Santa Clara; 14) Zona Seibabo; 15) Otras fallas.

va una alternancia de calizas, dolomitas y anhidritas (Ver Fig. 2). En la dirección Sur, todas estas rocas son reemplazadas por dolomitas puras. La parte media de la serie (1500 m) está formada por calizas con capas de anhidritas (en la base y en la parte superior), en la parte norte, predominan las calizas, y en la parte sur las dolomitas.

Toda la serie se depositó en el intervalo de edad, comenzando desde el Jurásico Superior (portlandiano) hasta la edad albiense inclusive, por lo cual la secuencia superior de esta serie tiene una edad del aptiano-albiano inferior tardío. Es interesante que en medio de estos sedimentos, por lo general de poca profundidad, aparecen formas pelágicas de fauna tales, como los *Nannoconus* y *Globigerinas*.

Más arriba, gradualmente se sitúan secuencias de calizas de capas finas y de margas que alternan sus capas con lentes y horizontes de pedernales negros y calizas silicificadas. El espesor total de este paquete es de 550-650 metros. Contiene foraminíferos pelágicos típicos del Cretácico Superior tales como *Globigerina* cretácea, *Gumbelina* y *Globotruncana*, que son indicios de la edad cenomaniense-premaestrichtiana.

Esta fauna
es la
solamente ?

La litología de las rocas, así como la asociación de la fauna, indican las condiciones relativamente profundas de la acumulación de los sedimentos. Es probable, sin embargo, que los sedimentos senonianos falten completamente en esta zona, aunque este punto de vista se basa solamente en que no existen hallazgos de la fauna correspondiente. Según la opinión de Ducloz (1958₂) aquí se presentan tanto las formaciones del turoniano como las del senoniano. Más adelante, en los cortes del Sur de la zona de Remedios, con la erosión se localizan calizas organógeno-detriticas, conglomerados calcáreos y algunas veces dolomitas de edad maestrichtiana, con un espesor total de 100-300 m. Estos sedimentos, de poca profundidad, están recubiertos por dolomitas y calizas del Paleoceno, cuyo espesor alcanza 750 m.

En la dirección norte, estas rocas recubren transgresivamente los sedimentos del maestrichtiano y entran en contacto con las formaciones del Cretácico Superior.

Más arriba yace un complicado complejo de rocas del Eoceno Inferior y Medio, cuya descripción se da en base a las observaciones personales de los autores. En su parte inferior, con un espesor de 300 m, predominan brechas-conglomeráticas calcáreas. Estas son formaciones caóticas, compuestas por fragmentos de cualquier otra caliza o roca silícea más antigua. Dentro de los fragmentos se reconocen rocas sedimentarias, no sólo de la zona de Remedios, sino también de zonas tectónicas situadas más al Sur. La magnitud de los distintos bloques en esta brecha-conglomerado a veces alcanza 2-3 metros de diámetro. Los fragmentos son angulosos, a veces levemente redondeados. Dentro de las rocas de tipo semejante, se encuentran paquetes cuyo espesor es de 3-4 metros, formados por capas finas alternadas de calizas margosas y areniscas. Sobre la superficie de éstas, se ven jeroglíficos, rizos y deformaciones de las corrientes subacuáticas. También se encuentran fragmentos de pedernales negros en forma de estratos de un largo de 1.5-2 m, que también cayeron evidentemente en los sedimentos como resultado de la erosión y el deslizamiento de rocas más antiguas.

Este complejo de sedimentos, siguiendo el corte hacia arriba, es reemplazado por una serie gruesa (hasta 1 000 m) de rocas que también son de edad del Eoceno Inferior y Medio (Pardo 1954, Ducloz, 1858₂) que tienen sustancialmente otro aspecto. Estas son formaciones de color verde, originadas, principalmente a expensas de la erosión de rocas ígneas de diferentes tipos.

El primer tipo son paquetes gruesos de brechas-conglomerados de color verde, con un espesor hasta de 100-150 metros, dentro de los cuales la magnitud de los bloques aislados alcanza 2-3 metros de diámetro. Dentro de los fragmentos angulosos y débilmente redondeados, predominan las diabásas, porfiritas, tobas de porfiritas, gabbro, serpentinitas y en menor proporción, calizas. El segundo tipo son paquetes con un espesor de hasta 100 metros (generalmente 30-40 metros) formados por una estratificación rítmica, fina y frecuente de arenisca de grano grueso (algunas veces por conglomerados de fragmentos finos), alcurolitas y argilitas. A veces, la parte superior

ZONA DE CAMAJUANI **ZONA DE PLACETAS**

SUB-ZONA JATIBONCO **SUB-ZONA LAS VILLAS** **ZONA DE SEIBABO**

I **II** **III** **IV** **V**

Legend:

- caliz
- moderado
- liza eng. delos
- cryst y
- brch. ca. foz.
- rock green
- dolom.
- coral.
- aren. cogl.
- cryst. ic.
- ptm. in
- boavir
- arkd.
- erg.
- arg. den.
- Esba.
- Inf. R.
- roaca
- li- corint.
- br. an. p. f. e.
- brch y cogl. calizos

Comparación de los cortes del Mesozoico y Cenozoico de la parte septentrional de la provincia de Las Villas (según Pardo, 1954, y Ducloz, 1958). Signos convencionales: 1) dolomitas, 2) calizas masivas, 3) anhidritas, 4) calizas de estratos finos, 5) pedernal negro y esquistos con radiolarios, 6) jaspes y radiolaritas, 7) esquistos arcillosos, 8) calizas arrecifales, 9) calizas organógenas y detriticas, 10) areniscas y conglomerados, 11) argilitas y alcarolitas, 12) brechas y conglomerados calcáreos, 13) conglomerados y brechas con fragmentos de rocas ígneas, 14) efusivas de composición básica, 15) Tobas y areniscas tobáceas de composición básica, 16) margas.

de estos ritmos está formada por margas (Albear, 1961). El espesor de cada ritmo aislado, rara vez supera los cinco centímetros. Dentro de cada ritmo se ve perfectamente la estratificación cruzada y las huellas del deslizamiento subacuático de los sedimentos. El complejo de la fauna, que se encuentra en estos sedimentos, es pelágico (*Radiolarios*, *Globigerinas* y *Globorotalias*).

Todo este complejo puede clasificarse con seguridad dentro de las formaciones de tipo "flysch" con horizontes de intercalaciones. Las rocas carbonatadas del Eoceno superior cubren con una doble discordancia, de plegamientos y erosional, los sedimentos más antiguos.

De este modo la zona de Remedios, en conjunto, se caracteriza por: 1) la presencia de sedimentos de poca profundidad de las edades Jurásico Superior, Cretácico Inferior, albiano; 2) la aparición de facies relativamente profundas en el cenomaniense; 3) la presencia del hiato pre-maestrichtiano; 4) la formación de "flysch" del Eoceno Inferior y Medio; 5) discordancia de los plegamientos en la base del Eoceno Superior.

Los sedimentos del cinturón de Remedios se extienden en una faja estrecha a lo largo de la

costa norte de la provincia de Las Villas. Al Norte estos sedimentos están recubiertos por sedimentos del Eoceno medio tardío, mientras que en el Sur, por todas partes, están limitados por la gran falla de Las Villas, la cual se extiende en el área estudiada a una distancia de unos 150 km. (ver Fig. 1). Esta es una falla de desplazamiento vertical inverso, cuyo plano de buzamiento está dirigido hacia el Sur y nunca es menor de 70° (Ducloz, 1958₁). El desplazamiento vertical a lo largo de la falla en la parte Sureste del cinturón alcanza 4 500 m, en comparación con la zona de Camajuaní situada más al Sur. Dentro de la zona de Remedios se extienden grandes pliegues escalonados, orientados de acuerdo a la dirección general, es decir del Sureste al Noroeste. Con frecuencia estos pliegues están complicados por dislocaciones de menor convergadura, principalmente dislocaciones cerca de la falla.

Todos los pliegues están complicados con fallas de desplazamiento longitudinal (ver Fig. 3), a lo largo de las cuales la amplitud del desplazamiento alcanza una magnitud muy grande. Una de estas fallas es la dislocación de Yaguajay (Pardo, 1954) a lo largo de la cual el desplazamiento

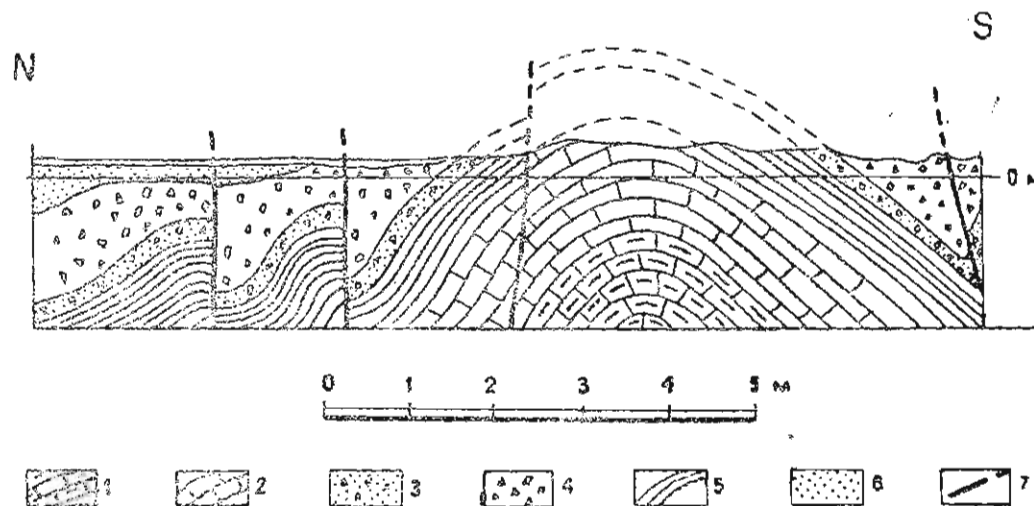


Figura 3.

Carácter de las dislocaciones en la zona de Remedios (según Ducloz, 1958₂). 1.—dolomitas y calizas del Jurásico Superior, 2.—calizas del Cretácico Inferior, 3.—brechas calcáreas del Eoceno Inferior y Medio, 4.—brechas con fragmentos de rocas ígneas del Eoceno Medio, 5.—calizas del Cretácico Superior, 6.—formaciones del Eoceno Superior, 7.—dislocaciones disyuntivas.

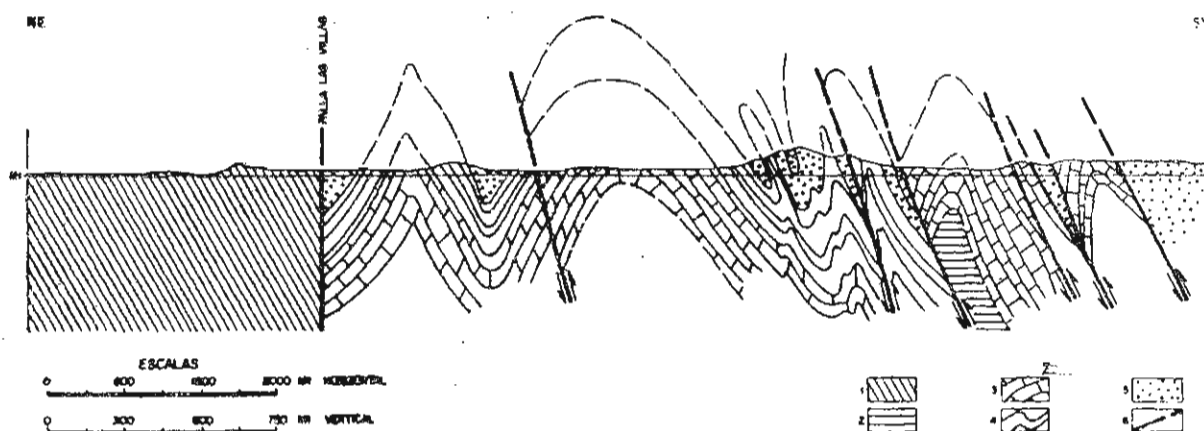


Figura 4

Carácter de las dislocaciones en la zona de Camajuaní en el área del pueblo de Calabazar (según Wassal y Pardo, 1952). 1. serpentinitas, 2. Jurásico Superior, 3. Cretácico Inferior, 4. Cretácico Superior, 5. Paleoceno-Eoceno, 6. dislocaciones disyuntivas.

alcanza una magnitud de 3 000 metros. Precisamente a lo largo de esta dislocación en la parte sur del cinturón de Remedios, parecen acuñarse las serpentinitas y los sedimentos de la sub-zona de Jatibonico (ver más adelante). En los límites de la zona de Remedios se observa una gran cantidad de fallas de desplazamiento transversal, las cuales cortan no sólo los pliegues dentro de la zona, sino que además desplazan a aquéllos a pequeñas distancias (hasta 500 m de la línea de falla de Las Villas).

Zona de Camajuaní.

El complejo de los sedimentos de esta zona puede ser separado en dos sub-zonas, cuyos cortes se diferencian sustancialmente uno del otro.

Los sedimentos de la llamada sub-zona de Jatibonico (una de las zonas de Pardo) se encuentran solamente en las montañas de Jatibonico, o sea en el extremo sureste, donde las mismas parecen acuñarse en los sedimentos de la zona de Remedios. Toda la parte restante de la zona, incomparablemente grande, pertenece a la llamada zona de Las Villas.

Sub-zona de Jatibonico.

En la base del corte, al igual que en la zona de Remedios, yacen dolomitas macizas de edad Jurásico Superior, cuyo espesor visible es de 500

metros. Más arriba éstas son sustituidas por una secuencia, en la cual predominan las calizas con una cantidad subordinada de dolomitas. En la parte superior del corte son corrientes las calizas dolomíticas y pisolíticas. El espesor total de esta secuencia del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior (hasta el aptiano medio) es de 700 m.

Más arriba están situados los sedimentos del aptiano-albiano con un espesor de 300 m. Estos son calizas arrecifales de poca profundidad y brechas calcáreas reemplazadas rápidamente hacia el Sur por calizas de estratos finos intercaladas con capitas de pedernal. Estos sedimentos contienen también fauna pelágica como *Orbitolina*, *Globotruncana* y *Nannaconus*. El complejo aptiano-albiano de rocas, con la erosión, se recubre por conglomerados calcáreos gruesos del Paleoceno (?), por encima de los cuales aparece una formación de "flysch" del Eoceno Inferior y medio, análoga a la de las zonas de Remedios. El espesor general de todos estos sedimentos es de 600 m.

Sub-zona de Las Villas.

La base del corte visible, de nuevo está formada por dolomitas y calizas del Jurásico Superior (portlandiano) en las cuales se encuentra un complejo abundante de microfauna de poca profundidad. El espesor visible de esta parte del corte es de 1 100 a 830 m; esta reducción ocurre a expensas

del paquete superior de calizas cuyo espesor en la parte norte de la sub-zona es de 450 m, y en la del Sur sólo de 180 m.

Las partes más altas del corte del Jurásico Superior están formadas por calizas de capas finas, con un espesor de 120 m. Estas rocas están enriquecidas por óxido de hierro y contienen formas de fauna de gran profundidad, tales como **Radio-larios** y **Calpionela**. Más arriba sigue un complejo de calizas de estratos finos de gran profundidad, que se alternan con capas de pedernal de la edad neocomiano-aptiano inferior. Su espesor es de 280 metros. En la dirección sur, el espesor del corte se reduce a 190 metros y dentro de las rocas silíceas-carbonatadas aparecen horizontes con fragmentos finos de calizas, en los cuales se reconocen rocas de cortes situados más al Norte de la zona de Camajuaní.

Los sedimentos aptianos-senonianos situados más arriba, litológicamente no se diferencian de las formaciones del Cretácico Inferior. Es una estratificación de calizas de capas delgadas, pedernal, calizas silicificadas con estratos de conglomerados calcáreos en la parte central del corte. En los fragmentos de los conglomerados están contenidas excepcionalmente calizas de cortes situados más al Norte. El espesor general de este paquete de gran profundidad es de 210 metros. No se ex-

cluye la posibilidad de que una parte de esas rocas pertenezcan al turoniano-senoniano inferior (Ducloz, 1958₂).

Los sedimentos cenomanianos, con la erosión, se cubren por brechas calcáreas del maestrichtiano, Paleoceno (?) y Eoceno inferior, encima de los cuales se sitúan secuencias flyschoides de color verde del Eoceno Medio. El espesor general de esa parte del corte es de 400 metros.

De modo que para la zona de Camajuaní es característico lo siguiente: 1) la presencia de sedimentos poco profundos del Jurásico, Cretácico Inferior y albiano en la sub-zona de Jatibonico; 2) un amplio desarrollo de los sedimentos de gran profundidad del Jurásico Superior, Cretácico Inferior y albiano-cenomaniano en la subzona de Las Villas; 3) la presencia del hiatus premaestrichtiano; y 4) formación de "flysch" del Eoceno inferior y medio.

Al igual que en la zona de Remedios, los sedimentos del Eoceno Superior recubren las rocas más antiguas del corte discordantemente.

Como ya sabemos, el límite Norte de la zona de Camajuaní, es la falla vertical de Las Villas. Al Sur esta zona está limitada por la gran falla de Camajuaní (Ducloz, 1958). El plano de esta falla buza verticalmente. Sobre esto en particular,

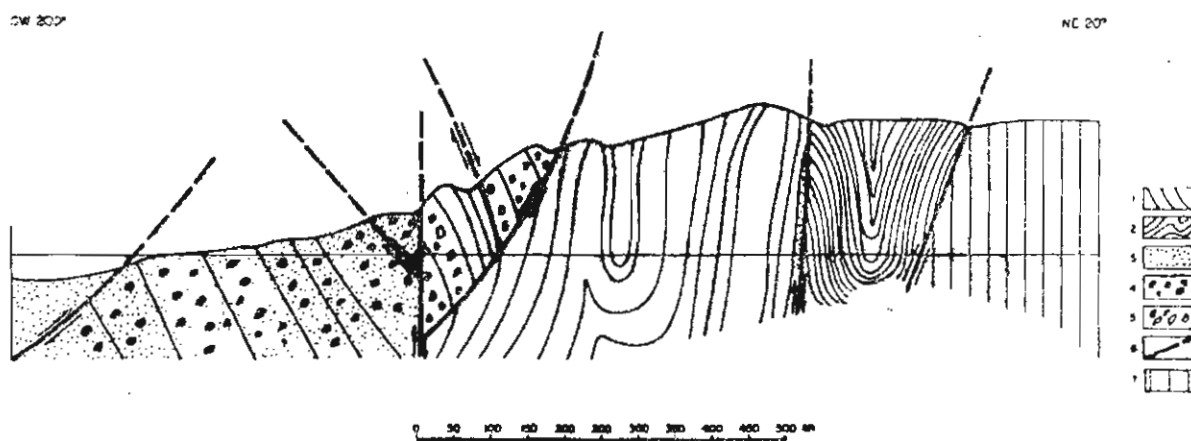


Figura 5

Corte a través de la parte suroeste de la Sierra Jatibonico en la zona de Florencia. 1 — Sedimentos del Cretácico Inferior, 2 — sedimentos del Cretácico Superior-Eoceno, 3 — areniscas, 4 — brechas con fragmentos de rocas ígneas, 5 — brechas calcáreas, 6 — dislocaciones disyuntivas, 7 — serpentinitas.

se puede juzgar por los datos de perforación. Así por ejemplo, al Oeste de la ciudad de Zulueta, el pozo de Sullivan-3, excavado dentro de los límites de la zona de Camajuaní, casi directamente en la falla, hasta la profundidad de 800 metros (en la cual fue parado), no salió de las calizas. El pozo de Sullivan-5, abierto a 200 metros al Sur de Sullivan-3, o sea inmediatamente hacia el Sur de la falla de Camajuaní, desde la superficie hasta su máxima profundidad (800 metros), puso al descubierto solamente las rocas ígneas de la zona de San Felipe. Esto mismo muestran los datos del pozo Remate-2, que fue abierto también en la zona de la falla de Camajuaní, en su ala Norte y la excavación se detuvo a una profundidad de 900 metros en las calizas de la zona de Camajuaní. Todo esto, así como el contorno bastante rectilíneo de la falla en el plano, demuestra que la falla de Camajuaní tiene un buzamiento abrupto.

La zona de Camajuaní, con grandes dislocaciones transversales a la dirección general, está dividida en tres grandes estructuras. Del noroeste al sureste, en las estructuras de Quemado de Güines, Calabazar y Zulueta. Las primeras dos formas tectónicas fueron llamadas por Ducloz (Ducloz, 1958:) anticlinorios, y en la última él distinguió el anticlinorio de Zulueta y el sinclinorio de Meneses. La estructura más extensa es la de Zulueta, la cual se estrecha paulatinamente en dirección sureste.

El carácter de los pliegues en la zona de Camajuaní es mucho más intenso que en la zona de Remedios y en principio es igual en todas sus partes. Aquí están propagados los pliegues comprimidos lineales estrechos, cuyas rocas, en la mayoría de los casos buzan en la dirección suroeste, creando una especie de falso monoclinial (ver Fig. 4). Todos los pliegues están desmembrados por múltiples fallas inversas cuyos planos buzan solamente hacia el Sur. Los pliegues y dislocaciones dentro de la zona crean una estructura de plegamiento, volcados hacia el Noroeste y están fracturados por dislocaciones.

Una estructura exactamente igual presenta la sub-zona de Jatibonico (ver Fig. 5) que está situada a lo largo de grandes dislocaciones disyuntivas como si fuera dentro de la zona de Remedios. La

parte norte de esta estructura está fracturada por la falla de Yaguajay, a lo largo de la cual se extiende un cuerpo de serpentinitas, mientras que la parte sur está limitada por la falla inversa de Jatibonico, cuyo plano de buzamiento es de 60-70° hacia el suroeste (Ducloz, 1958₂).

Otro pequeño cuerpo de serpentinitas se extiende al Oeste de la ciudad de Camajuaní, a lo largo de una de las fallas inversas descritas anteriormente, que complican la estructura interna de la zona.

Zona de San Felipe

En la zona que distinguen los autores como de San Felipe, no se tiene ningún corte completo de las formaciones sedimentarias. Dentro de ella, en medio de las serpentinitas, se encuentran numerosos bloques de las más diversas rocas (principalmente ígneas) los cuales forman cuerpos alargados con aspecto de lente y forma de huso, con una extensión de 10-15 kilómetros. Todas ellas están extendidas de noroeste a sureste o sea de acuerdo a la dirección general de las estructuras de la región.

En las inclusiones dentro de las serpentinitas predominan grandemente las rocas ígneas. Estas son, principalmente, porfiritas y tobas de porfiritas, que no se diferencian de las rocas análogas del corte eugeosinclinal de las zonas de Santa Clara y Seibabo. Estas rocas volcánicas están fracturadas extraordinariamente y son esquistas, con frecuencia convertidas en una masa porosa sin estructura. Un amplio desarrollo tienen también los bloques de diabasas grises de grano fino, que se diferencian grandemente, por su aspecto exterior, de las rocas volcánicas descritas más arriba.

Además de estas formaciones dentro de las serpentinitas, Pardo (Pardo, 1954) describe inclusiones tectónicas de las siguientes rocas: doleritas-hornbléndicas, gabro-hornbléndico, dacita hornbléndica, gabro uralítico, gabro hornbléndico y gabro-augito-hornbléndico.

Se presta a discusión la cuestión sobre la naturaleza de las dioritas, de las dioritas de cuarzo y de las sienitas encontradas en esta faja. Es probable que estas rocas sean formaciones intrusivas

jóvenes, aunque la forma de estos cuerpos así como su aparición solamente en la zona de San Felipe, nos muestran con mayor evidencia que son bloques tectónicos.

Dentro de las serpentinitas en pequeña cantidad se encuentran inclusiones de esquistos metamórficos y calizas de la zona de Placetas.

La zona de San Felipe, desde el Sur, por todas partes está limitada por la falla de sobrecojimiento del mismo nombre. Esta dislocación, en la mayor parte de su extensión, separa la formación de la zona que se describe de la zona de Placetas y solamente en el sureste comenzando aproximadamente por el poblado de Jarahueca y siguiendo en el rumbo sureste hasta la misma ciudad de San Felipe, pone en contacto las formaciones de la zona de San Felipe y Seibabo. La falla de sobrecojimiento de San Felipe en el plano tiene una forma poco inclinada y ondulada, y en general es paralela a la falla de Camajuaní; sólo en la región situada entre las ciudades de Encrucijada y Camajuaní, es cortada por esta falla. A partir de es-

te sitio y hasta el mismo meridiano de la ciudad de Calabazar, las rocas de la zona de San Felipe están como recubiertas por las formaciones de la zona de Placetas, las que aquí directamente hacen contacto con el complejo tectónico de la zona de Camajuaní.

En toda su extensión la falla de sobrecojimiento de San Felipe buza hacia el suroeste. Sobre esto se puede juzgar por los datos de las perforaciones realizadas a lo largo de la mayor parte de la falla. Así por ejemplo, al Sur del poblado de Siticito, el ángulo de buzamiento del plano de esta falla es igual a 35-40° hacia el suroeste (ver Fig. 6). Sin embargo, a medida que avanza la profundidad, este ángulo se vuelve más escarpado y alcanza 55-60°, lo que se puede juzgar por los datos del pozo Longyear-6. Al Oeste de la ciudad de Camajuaní el ángulo de inclinación del plano de la falla de sobrecojimiento, por los datos de los pozos Alippo-1 y Alippo-2, es igual a 25° (Ducloz, 1958;). Al Norte y al Oeste de la ciudad de Placetas, el buzamiento del plano se vuel-

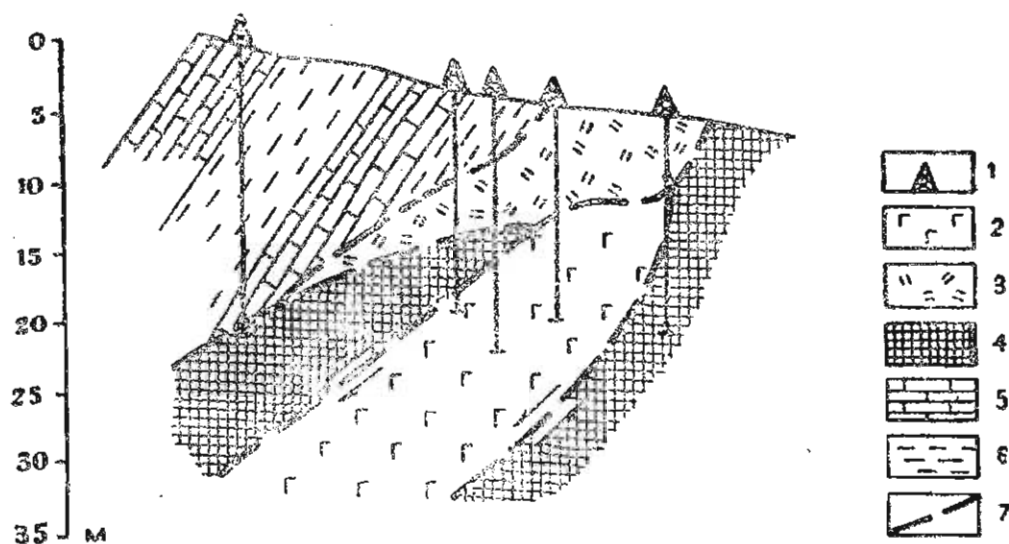


Figura 6.

Carácter del contacto de la articulación de las zonas de San Felipe y Placetas, al Sur del poblado de Siticito (según Wassal y otros, 1953). 1 - Pozos, 2 - gabro, 3 - brecha tectónica ("musc") 4 - serpentinitas. Sedimentos del Cretácico Superior: 5 - Calizas, 6 - esquistos aciliosos. 7 - Dislocaciones disyuntivas.

ve más escarpado. Al extenderse la falla de sobrecojimiento del noroeste al sureste, hasta el mismo pueblecito de Jarahueca, tiene lugar la siguiente modificación del ángulo de inclinación del plano de la falla de sobrecojimiento: 30°-80° Suroeste y 45°-65° Sur (Wassal y otros, 1953).

Según nuestras suposiciones, la zona de San Felipe es prácticamente una brecha tectónica gigante, formada por fragmentos de las más variadas rocas ígneas y sedimentarias, hundidas en un cemento de serpentinitas. Los buzamientos de los diferentes bloques o de las cuñas tectónicas dentro de las zonas, en lo que se puede juzgar por los resultados de las perforaciones y por el mapeo (Wassal y otros, 1953), o bien son verticales o bien coinciden con el ángulo de inclinación de los planos de las dislocaciones disyuntivas que limitan la zona de San Felipe.

Señalamos una circunstancia más. La anchura de la zona de San Felipe en el Norte, hacia el Sur del poblado de Quemado de Güines y en la región de Cifuentes, oscila entre 0.5-1.5 km. Después las formaciones de la zona de San Felipe se ocultan debajo de los sedimentos de la zona de Placetas y solamente parecen surgir debajo de aquéllos al Oeste de la ciudad de Camajuaní, donde la anchura de la zona de San Felipe es igual a un kilómetro. En la dirección sureste tiene lugar una ampliación paulatina e inmutable de la zona. Así por ejemplo, al Norte de Placetas su anchura es igual a 3 kilómetros, en la zona del poblado de Jarahueca es igual a 4 y en el Norte de San Felipe ya es igual a 12 km. Es interesante que la ampliación de la zona tiene lugar al parecer, debido a la "salida" de la zona de San Felipe de debajo de la zona de Camajuaní. Efectivamente, casi en toda la extensión de la sección observada de las estructuras, la separación entre la falla de sobrecojimiento de San Felipe y la falla de Las Villas, persiste casi constante. Así por ejemplo, al Norte de la ciudad de Placetas, esta distancia es igual a 11 km, de los cuales 3 pertenecen a la zona de San Felipe y 8 a la zona de Camajuaní.

Al Este del poblado de Jarahueca la distancia entre las dislocaciones es igual a 1.0 km, de los cuales ya 7.5 km pertenecen a la zona de San Felipe y sólo 2.5 km a la zona de Camajuaní.

En el Norte de las ciudades de San Felipe y Florencia, con una anchura entre las fallas de San Felipe y Las Villas de 12.5 km, sólo 1.5 km pertenece a los sedimentos de la zona de Camajuaní. En la zona situada al Este de Jarahueca se ve con claridad cómo las serpentinitas de la zona de San Felipe parecen surgir en cuñas aisladas debajo de la zona de Camajuaní, lo que trae por consecuencia que la dislocación disyuntiva de Camajuaní pierde su forma lineal correcta, lo que para ella es extraordinariamente característico en zonas situadas más al Norte.

Tal estructura de la parte sur de la zona de Camajuaní permite, a nuestro parecer, formular la siguiente pregunta: ¿No se extenderá la zona de Camajuaní en la profundidad con las serpentinitas, o en otras palabras, no se unirán a profundidad las serpentinitas de las montañas de Jatibonico con las serpentinitas de la zona de San Felipe?

Zona de Placetas.

En la base del corte sedimentario visible de la zona de Placetas, yace un paquete de areniscas de cuarzo bien surtidas y micro-conglomerado, el cual contiene fragmentos raros de calizas con fauna del neocomiano y del Jurásico Superior. Según la opinión de Ducloz (Ducloz, 1958₂) esta secuencia en la parte sur de la zona es de edad barremiano. Tanto Pardo (1954), como Ducloz (1958₂), consideran que estas formaciones son las rocas más antiguas de la zona de Placetas, las cuales en un tiempo estuvieron situadas directamente sobre una base metamórfica. Es necesario indicar solamente que en la región que se describe, todavía ningún geólogo ha observado correlaciones normales del complejo sedimentario con las serpentinitas y las rocas que las acompañan. Esos contactos por todas partes son tectónicos.

Más arriba, estos sedimentos son sustituidos por una secuencia formada por estratos de calizas y esquistos arcillosos alternos, dentro de los cuales también aparecen estratos de areniscas de cuarzo. Todo este paquete, que tiene un espesor total de 100-120 metros, contiene consecuentemente fauna del neocomiano-aptiano-albiano y del cenomaniano. Todas estas rocas se han acumulado

en condiciones profundas, lo que particularmente testifican las calizas de la parte central del corte, compuestas en su totalidad por fauna de forma pelágica tales como *Nannoconus* y *Radiolarios*. Los sedimentos cenomanianos de la zona de Placetas, con la erosión, se recubren de calizas de fragmentos finos del maestrichtiano, cuyo espesor es de cerca de 200 metros. Más arriba, con la erosión se sitúan conglomerados y areniscas del Eoceno inferior y medio.

Así, la zona de Placetas se caracteriza por: 1) la presencia de un corte excepcionalmente de poco espesor y profundidad, que tiene una edad de neocomiano hasta el cenomaniano inclusive; 2) el hiatus premaestrichtiano; y 3) el corte calizo del maestrichtiano.

Por su característica tectónica, la zona de Placetas en principio no se diferencia de la propia zona de Santa Clara.

Zona de Santa Clara.

En la base del corte visible de la zona de Santa Clara, según Pardo (1954), yace una secuencia de margas de capas finas de gran profundidad y de calizas cenomanianas con un espesor de 100 metros. Más arriba estas rocas se cubren correspondientemente de basaltos y areniscas tobáceas del turoniano y del senoniano, cuyo espesor en total es de 100 metros. Según Ducloz (1958₂), los sedimentos del cenomaniano y del turoniano no aparecen completamente en esta región y todo el corte antes descrito pertenece al senoniano (premaestrichtiano). Sin indicios de cualquier tipo de discordancia, más arriba, yacen las tobas y riolitas del maestrichtiano inferior, que son sustituidas por calizas orbitoidales del maestrichtiano (Ducloz, 1958₂). El espesor de este corte es de 80-100 metros. Más arriba discordantemente se sitúan margas, calizas y conglomerados del Eoceno inferior y medio.

La base del corte de esta zona no es conocida, ya que los sedimentos del cenomaniano (o del senoniano?) de la región de Santa Clara, hacen contacto con las rocas que los rodean (principalmente serpentinitas) por el sistema de las dislocaciones disyuntivas. Por consiguiente el corte de la zona

de Santa Clara se caracteriza por: 1) un corte de gran profundidad del cenomaniano (senoniano ?); 2) las facies vulcanógeno-sedimentarias del senoniano de poco espesor; y 3) la ausencia del hiatus premaestrichtiano.

Estructura tectónica de las zonas de Placetas y Santa Clara.

Las zonas de Placetas y Santa Clara, a pesar de la gran diferencia en la litología de las secuencias que las forman, en la estructura actual son formaciones extraordinariamente semejantes. Esta semejanza, ante todo, consiste en que tanto los sedimentos de la zona de Placetas como las rocas de Santa Clara, en la actualidad forman una especie de enormes cuñas tectónicas hundidas en las serpentinitas. Sin embargo, esos complejos litológicos de distinto género en toda la región estudiada están separados con claridad uno del otro en el espacio. Al mismo tiempo, cada uno de estos complejos no forma una banda única de gran extensión, sino que es interrumpido por los afloramientos de serpentinitas. Dentro de la zona de Placetas, nosotros distinguimos tres cuñas o lentes tectónicas de importancia, formadas por rocas sedimentarias. Son las cuñas de Cifuentes, Placetas y Jarahueca. Además, los sedimentos de gran profundidad de la zona de Placetas, forman una serie más de afloramientos de menor importancia en medio de las serpentinitas, tales como las cuñas de Bonachea, Macarí y otras.

Dentro de los sedimentos eugeosinclinales de la zona de Santa Clara se distinguen también tres grandes cuñas tectónicas: Santa Clara, Manajanabo y Falcón (Ducloz, 1958₁).

Como ya se ha dicho anteriormente, todas estas cuñas tectónicas yacen en medio de las serpentinitas, por lo cual nosotros empezaremos por la descripción de la estructura tectónica de las zonas de Placetas y Santa Clara.

Los afloramientos de serpentinitas en la provincia de Las Villas ocupan una superficie enorme. Como veremos posteriormente, se extienden por debajo de los sedimentos de las zonas de Placetas y Santa Clara, y por eso se puede considerar que la superficie de este macizo no es mucho menor

que la de un macizo tan enorme como lo es el de las partes oriental y central de la provincia de Oriente. Todas las rocas ultrabásicas del macizo están extraordinariamente esquistosas y serpentinizadas.

En conjunto, las serpentinitas de la región que se describe, por su composición y su estructura interna, son en extremo semejantes a las rocas del mismo tipo de la región de la ciudad de Holguín (Knipper y Puig-Rifá, 1967). Estas también son esquistosas, brechadas, budinizadas y contienen bloques aislados de rocas relativamente menos serpentinizadas (en su mayoría peridotitas) envueltas por una camisa de serpentinitas. La diferencia consiste sólo en lo siguiente: en la provincia de Las Villas no aparecen grandes macizos de peridotitas poco serpentinizadas, semejantes a las que hemos descrito anteriormente en el noroeste de Oriente (Knipper y Puig-Rifá, 1967).

Todo el macizo de serpentinitas de la provincia de Las Villas está formado por rocas excepcionalmente esquistosas y budinizadas. Esto puede verse perfectamente a lo largo de la carretera de Santa Clara a Manicaragua y de Santa Clara a Placetas. El grado de esquistosidad y las zonas con desarrollo de budinas de las rocas ultrabásicas, no disminuyen a medida que nos alejamos del borde del macizo hacia la parte central del mismo. Entre las serpentinitas, así como a lo largo de sus contactos con las rocas sedimentarias y vulcanógenas, se distinguen zonas donde aquellas han sufrido una fracturación y un desgaste más intensos.

Es interesante señalar que las direcciones regionales del buzamiento de la esquistosidad de las serpentinitas son hacia el Norte. En esta misma dirección buzaban los planos de las fallas de sobreco-rrimiento, que a veces se logra observar en las serpentinitas. Todo esto nos ofrece la posibilidad de juzgar la dirección de los movimientos que provocaron una fragmentación excesivamente intensa del macizo. Estos indudablemente obligaron a las serpentinitas a desplazarse en dirección sur.

Entre las serpentinitas existe gran cantidad de inclusiones de las más variadas rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias. Estas inclusiones (ahora no nos referimos a las cuñas tectónicas de

Placetas, Jarahueca, etc.) están ubicadas dentro de las serpentinitas sin regularidad. Por su composición se pueden distinguir los siguientes grupos:

a) **Rocas metamórficas.** Entre las rocas metamórficas pueden distinguirse las siguientes variedades: (Pardo, 1954; Ducloz, Vuagnat, 1963); esquistos antofiliticos, cloríticos, muscovíticos, grafíticos y granáticos; filitas, actinolititas, anfibolitas granáticas y anfibolitas.

No se ha detectado ninguna huella de influencia magmática de las ultrabásitas sobre las rocas metamórficas. Se ve bien cómo la esquistosidad de las rocas metamórficas no coincide con el contorno del bloque, sino que parece clavarse en el mismo. A veces, en las partes limítrofes de las inclusiones, la esquistosidad en la roca metamórfica parece estar doblada, y en la primera aproximación comienza a repetir el contorno del bloque, lo que a nuestro parecer, muestra las fuertes compresiones a que fueron sometidas las inclusiones en el momento de ser transportadas por las ultrabásitas. A veces las rocas metamórficas parecen estar encerradas en una camisa de serpentinitas, cuya superficie es una costra cristalina compacta con huellas de deslizamientos, recubierta por líneas que se interfieren bajo diferentes sentidos. Esto, en la misma medida, indica que el transporte de los fragmentos tuvo lugar en un medio extraordinariamente consistente, por no decir duro, lo que contradice en gran manera la opinión existente sobre el estado físico del magma ultrabásico en el momento que se introdujo (Lodochnikov, 1936).

La magnitud de los bloques de rocas metamórficas en la región estudiada oscila entre 3-5 cm y 5-7 metros. La forma de las inclusiones es la más variada; redondeada, elipsoidal, en forma de plancha o de ladrillo, pero siempre con los ángulos alisados.

b) **Rocas ígneas.** Dentro de este grupo de rocas se distinguen marcadamente las inclusiones de doleritas y de pórfidos de cuarzo. Estas son rocas muy consistentes que a veces forman una elevación que se distinguen bien en el relieve. Las partes limítrofes de estas inclusiones, como resultado de los procesos dinamometamórficos, están convertidas en esquistos, que forman una especie de

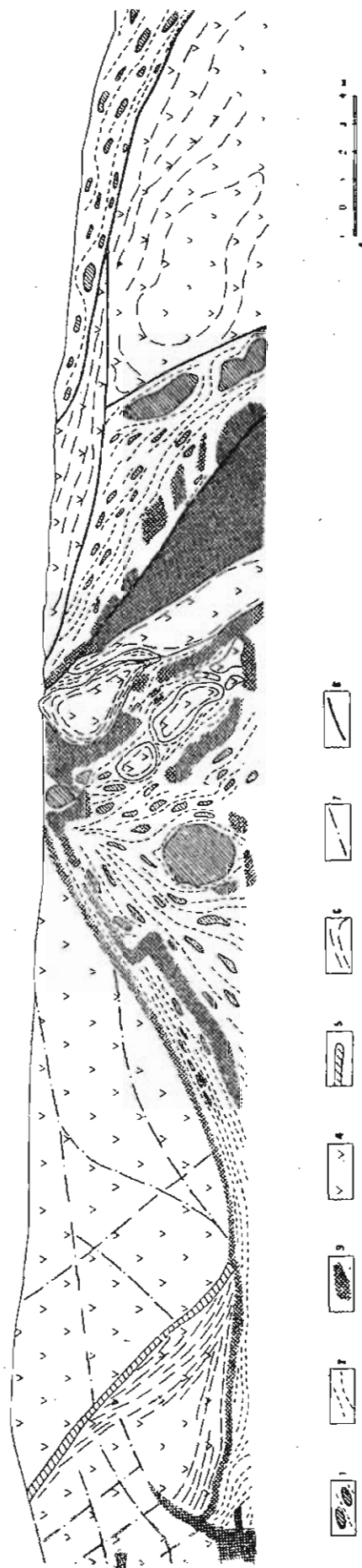


Figura 7

Estructura interna de las serpentinitas en la zona de Santa Clara, al Sur de la ciudad de Santa Clara, pared occidental de la carretera de Santa Clara a Manicaragua. 1 — serpentinitas con budinas. 2 — serpentinitas esquistosas. 3 — serpentinitas semejantes a harina. 4 — efusivas de composición ácida. 5 — brechas tectónicas en las efusivas ácidas. 6 — efusivas ácidas esquistosas. 7 — grietas. 8 — dislocaciones.

camisa alrededor de un núcleo de gran consistencia no esquistoso, el cual está cortado por grietas, que se interfieren bajo las más diversas direcciones (ver Fig. 7).

A menudo las rocas esquistosas forman una especie de "rabo" detrás del núcleo consistente, el cual está distendido siguiendo la dirección de la esquistosidad. Todo esto subraya los procesos dinamometamórficos extraordinariamente acentuados, que acompañan la penetración de las rocas ultrabásicas hacia la superficie.

En una cantidad considerablemente menor, dentro de las inclusiones se encuentran bloques de diabasas compactas, de grano fino y color gris claro, así como gabro-anfibolitas de color negro.

Dentro de las serpentinitas se han encontrado también macizos de granito gris de grano grueso. Estos granitos generalmente tienen una forma redondeada en el plano y se distinguen muy bien en el relieve (por ejemplo, la montaña Cerro del Chivo). Sin embargo, el carácter de la interrelación de estas rocas con las serpentinitas ha quedado sin aclarar, ya que los contactos de los granitos con las ultrabasitas están llenos de hundimientos. Es probable que sean bloques rectónicos (a favor de esta suposición habla la invariabilidad de las serpentinitas cerca de los granitos) o bien un apófisis magmático (a favor de esto hablan las vetas de aplitas encontradas en la región estudiada, los cuales corren las serpentinitas con un evidente contacto activo.)

c) **Rocas sedimentarias.** A este grupo de inclusiones pertenecen los macizos grandes de calizas del Cretácico Inferior de la zona de Placetas, encontrados dentro de las serpentinitas de la región del poblado de Bonachea, y al Sur de este mismo poblado, así como también al Oeste de la ciudad de Placetas. Estas rocas forman una cuña irregular en el plano y siempre están situadas en la cercanía de las grandes áreas de rocas leptogeosinclinales. Sus contactos con las serpentinitas son siempre muy abruptos (Wassal y otros, 1953). El carácter de las deformaciones dentro de una de estas cuñas se muestra en la Figura 8.

d) **Rocas metasomáticas.** A este tipo de inclusiones por lo visto pueden pertenecer las rocas del

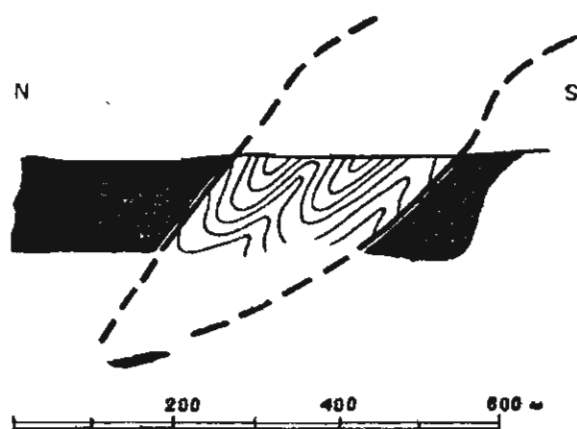


Figura 8

Carácter de las deformaciones en las calizas contenidas en las serpentinitas. Camino de Santa Clara a Camajuani. (según Keyzer, 1947).

tipo de las rodingitas (Ducloz, Vuagnat, 1962), surgidas, probablemente, a causa de la variación de los gabros-anortositas y anortositas primarias. El carácter, la estructura interna del macizo, así como el tipo de las inclusiones, a nuestro parecer, nos permiten afirmar que la conversión de las serpentinitas en la estructura actual de la región tuvo lugar en medio de presiones extraordinariamente altas. Esta circunstancia es señalada también por la presencia de cuñas gigantes (lentes) de rocas sedimentarias y vulcanógenas, a cuya descripción pasamos de inmediato.

De los lentes tectónicos de la zona de Placetas, los más estudiados son las cuñas de Placetas y Jarahueca, con las cuales comenzamos la descripción de las estructuras de esta zona.

La estructura de la parte sur de la cuña de Placetas se muestra en la Figura 9, viéndose claramente que las dislocaciones que limitan por el noreste y suroeste esta cuña tectónica, buzanan hacia debajo de ella. Al noreste está la falla de sobrecorrimento de San Felipe, descrita anteriormente. El buzamiento suroeste del plano de falla, obtenido por los datos de las perforaciones de mapeo (Wassal y otros, 1953), se confirma también por los pozos de mayor profundidad. Así, por ejemplo, el pozo Longyear abierto en las calizas a 0.5 kilómetro al Sur de la falla de San Felipe, entró en las rocas ígneas a una profundidad de 350 me-

tros, lo que le da un ángulo de inclinación de 35° al plano de esta falla de sobrecorrimento. El plano de la dislocación en el borde suroeste de la cuña tectónica de Placetas está situado en forma más abrupta.

Aquí los ángulos de buzamiento oscilan entre 63° al Norte-nordeste y los verticales (Wassal y otros, 1953). El buzamiento noreste del plano de la dislocación disyuntiva también está confirmado por los datos de todos los pozos de perforación en la región de la ciudad de Placetas, principalmente por los pozos Brodermann-1 y Brodermann-2, situados en la zona de la falla, inmediatamente hacia el Sur de la misma.

Ninguno de ellos ha cortado en la profundidad las calizas de la cuña de Placetas, lo que hubiera podido testificar el buzamiento suroeste del plano de la dislocación. Solamente los datos del pozo Longyear-2, que a una profundidad de 350 metros entró en las calizas, pueden testificar sobre una variación particular del plano de buzamiento de la falla de sobrecorrimento. Sin embargo, estos mismos datos pueden mostrar también la presencia de un lente tectónico alternativo de calizas en las serpentinitas, la cual no tiene una relación directa con los afloramientos de las calizas en la superficie.

Variaciones considerables en la dirección del plano de buzamiento de las dislocaciones disyuntivas, tienen lugar en la zona del límite sureste del lente (ver Figura 9). Aquí la inclinación del plano de la falla de sobrecorrimento está dirigida principalmente hacia debajo de las serpentinitas, aunque hay también buzamientos en sentido inverso.

En algunos lugares, a lo largo de las dislocaciones antes descritas, surge la llamada "papilla" de calcitas (mush en la terminología norteamericana), formada como resultado de la circulación de las aguas enriquecidas con CaCO_3 a lo largo de las zonas de fragmentación (Wassal y otros, 1953, Wassal, 1956).

Las formaciones sedimentarias de la cuña tectónica de Placetas están recogidas en una serie de pliegues, que en conjunto forman una estructura de plegamiento escamosa.

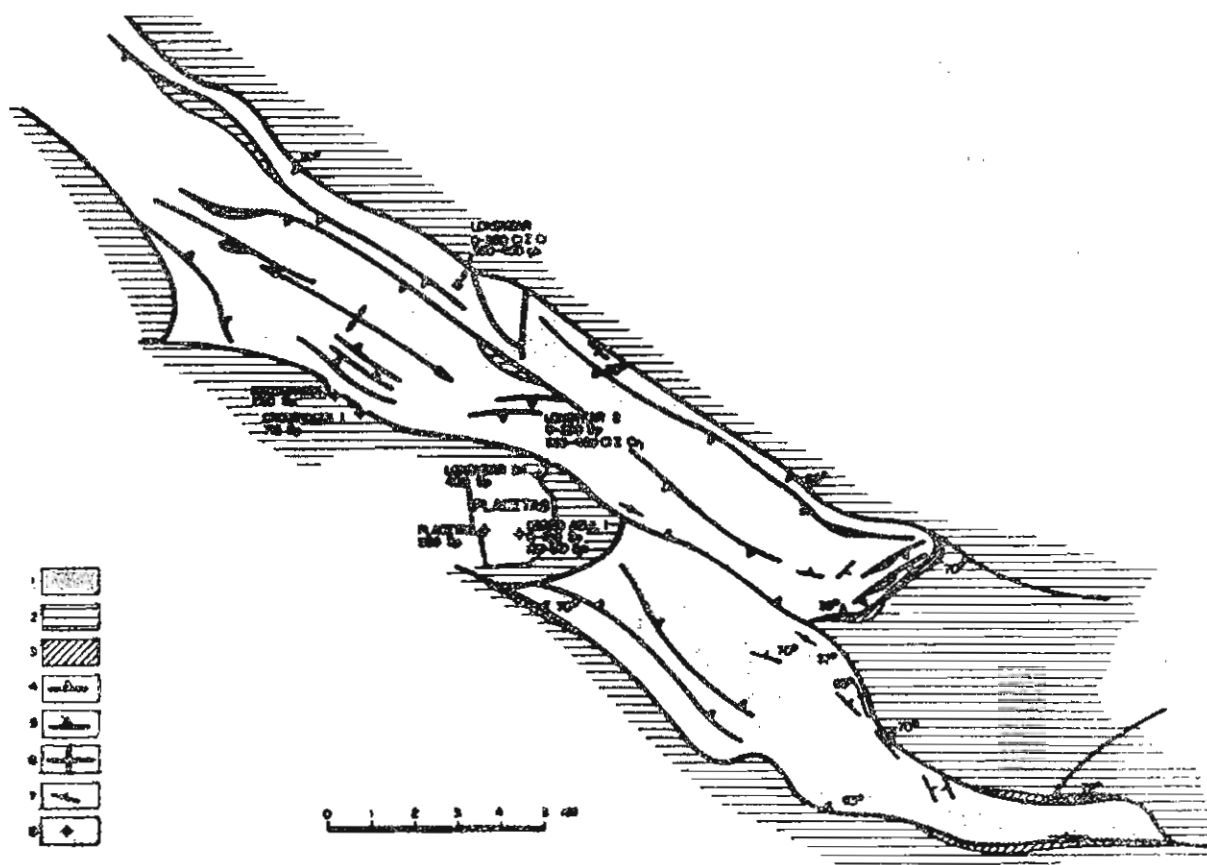


Figura 9

Esquema de la estructura de la parte sureste del lente tectónico de Placetas (según Ducloz, 1958; Wassal y otros, 1953 y los autores). 1 — Sedimentos de la zona de Placetas, sin separar. 2 — Serpentinitas. 3 — Zonas de brechas (según los datos de las perforaciones para mapeo). 4 — Grandes fallas y sentidos de buzamiento. 5 — Fallas inversas y de sobrecojimientos. 6 — Ejes de los pliegues isoclinales. 7 — Dirección del buzamiento de las rocas. 8 — Pozos.

En el ala sur del lente tectónico las fallas inversas buzantan abruptamente en la dirección nordeste, mientras que en el ala norte buzantan en la dirección suroeste, lo que crea una estructura típica en forma de abanico abierto. A lo largo de los planos de algunas de las más grandes fallas de sobrecojimientos, se encuentran cuerpos lineales estrechos de serpentinitas, cuya forma y posición tectónica recuerdan en gran medida los del mismo tipo de la provincia de Pinar del Río (Knipper y Puig-Rifá, 1967).

El buzamiento de los planos de dislocaciones a lo largo del límite de la cuña de Placetas, así como la presencia de los cuerpos de serpentinitas dentro

de ésta, a nuestro parecer muestran que la estructura descrita es sin raíces y está completamente incluida en las serpentinitas.

Una estructura semejante presenta la cuña tectónica de Jarahueca (ver Figura 10). Las dislocaciones disyuntivas que la limitan buzantan también por debajo de ella, y la estructura interna está complicada por numerosas fallas inversas y de sobrecojimiento que forman un abanico abierto. Entre estas fallas de sobrecojimiento están situados unos sistemas pares de pliegues, formados por sinclinales relativamente anchos y anticlinales estrechos. Una de las alas del anticlinal está fracturada de tal manera que el anticlinal está sobreco-

rido sobre el siguiente sinclinal. Las dislocaciones dentro de la cuña tectónica de Jarahuca, parecen cortarla en unas placas delgadas con forma de huso en el plano, a lo largo de cuyos bordes a veces se sitúan cuerpos estrechos de serpentinitas.

En los lugares donde se cierran las dislocaciones, como puede verse en la parte noroeste de la cuña, los macizos de serpentinitas adquieren tamaños mayores. Sobre la profundidad de estas placas puede juzgarse por los datos del pozo CDB-1, abierto en la zona situada debajo de la falla de sobrecorrimiento, que a una profundidad de 2 100 metros entró en las serpentinitas. Evidentemente, esta magnitud se aproxima bastante a la profundidad media general del techo de las serpentinitas

que se extienden bajo la cuña tectónica de Jarahuca.

De este modo, a nuestro parecer, tampoco en el caso dado hay ninguna duda con respecto a que las calizas de la región del poblado de Jarahuca se continúan por debajo con las serpentinitas. Además, en el ejemplo citado, se ve bien que la cuña tectónica (o lente) a su vez está formada por una serie de cuñas, limitadas por serpentinitas. Nuestra idea sobre la estructura de esta región está reflejada en el perfil que acompaña la Figura 10.

La cuña tectónica de Cifuentes, por su estructura, también tiene mucho en común con las estructuras antes descritas. La parte norte de la

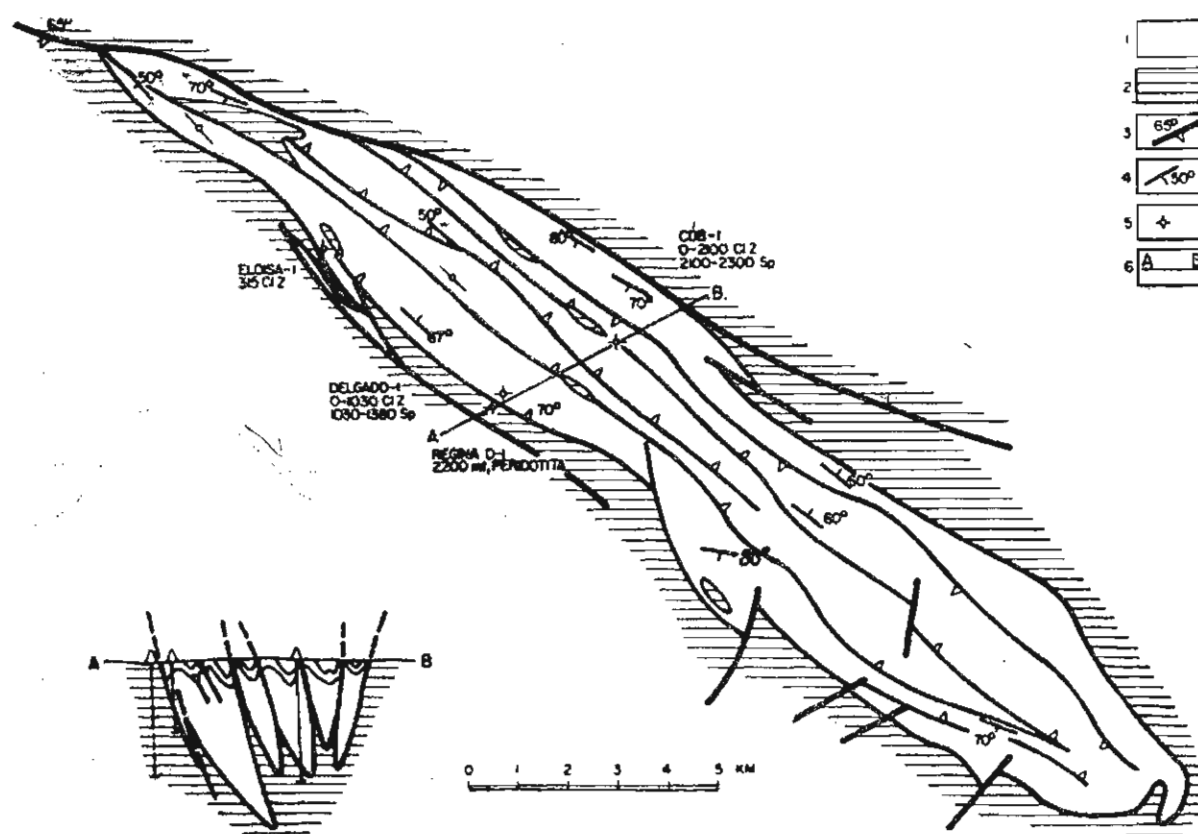


Figura 10

Esquema de la estructura del lente tectónico de Jarahuca (según Ducloz, 1958; y los autores). 1 — Sedimento de la zona de Placetas, sin separar. 2 — Serpentinitas. 3 — Dislocaciones disyuntivas y sentido del buzamiento de sus planos. 4 — Dirección del buzamiento de las rocas. 5 — Pozos. 6 — Línea del perfil.

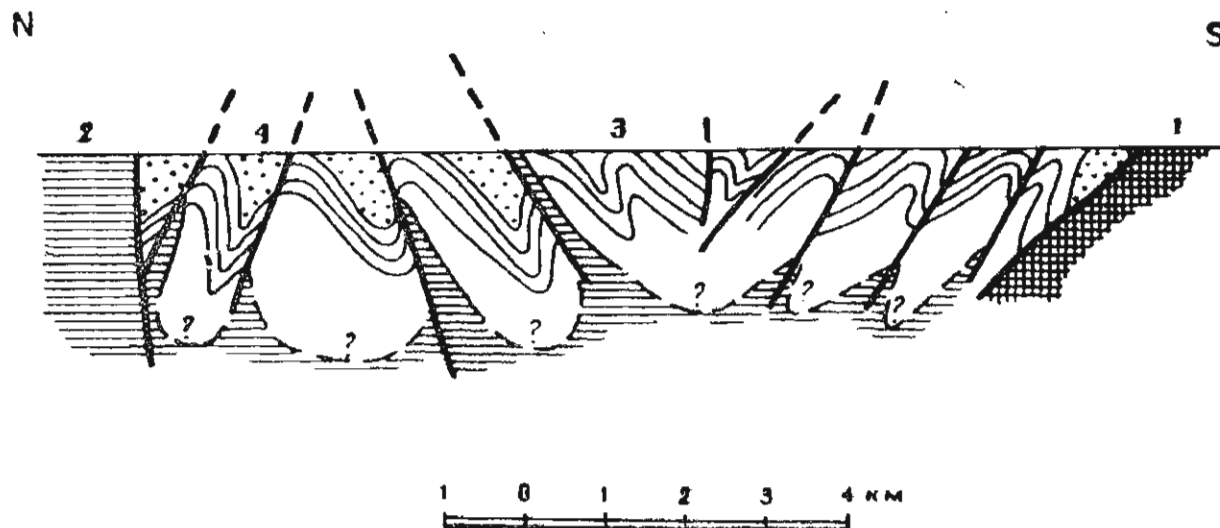


Figura 11

Corte a través de la zona de Placetas, en el área del pueblo de Cifuentes (según Favre, 1958; Ducloz, 1958, y otros autores). 1 — serpentinitas con inclusiones de la zona de San Felipe. 2 — serpentinitas. 3 — sedimentos profundos del Cretácico. 4 — formaciones de "flysch" del Eoceno.

cuña está limitada por la falla de sobrecorrimiento de San Felipe, cuyo plano está inclinado hacia el suroeste, o sea, hacia debajo de ella (ver Figura 11). El ala sur de la cuña coincide con la dislocación Domingo (Ducloz, 1958₁). El buzamiento de su plano bien es vertical, o bien Nordeste, lo que testifican los datos del pozo Longyear-4, abierto en las serpentinitas directamente en el contacto con las calizas. Este pozo fue detenido a una profundidad de 400 metros y no llegó a salir de las rocas ultrabásicas.

Dentro de la zona tectónica de Cifuentes las rocas están cortadas por numerosas dislocaciones disyuntivas, las cuales, en general, también ofrecen una estructura de abanico abierto. Entre las dislocaciones se encuentra un sistema par de pliegues, análogo al mismo tipo del lente de Jarahuca, y a lo largo de las fallas de sobrecorrimiento están situados cuerpos estrechos de serpentinitas. Es difícil juzgar sobre la profundidad de la cubierta de serpentinitas, ya que el pozo más profundo de la región, el Sullivan-7, fue detenido a una profundidad de 750 metros en las rocas sedimentarias de la zona de Placetas.

Sin embargo, el extremo oriental de la cuña tectónica de Cifuentes en cierta medida nos permite

juzgar sobre el relieve de la cubierta del macizo de serpentinitas. La cuestión estriba en que en la dirección oriental la base de la cuña tectónica de Cifuentes se eleva rápidamente y las rocas sedimentarias de la misma son sustituidas por las serpentinitas. El carácter de este límite fue mostrado por Ducloz (1958₁).

Este límite tiene unos rasgos extraordinariamente caprichosos. Las serpentinitas, en forma de lenguas aisladas, penetran en las rocas sedimentarias, lo que a primera vista crea la ilusión de un contacto de muy suave pendiente, que buza hacia el Oeste. Sin embargo, con este punto de vista contradicen marcadamente los ángulos abruptos de la inclinación de los contactos de serpentinitas y de las formaciones sedimentarias de la cuña tectónica de Cifuentes. Las serpentinitas parecen cortar con cadenas aisladas los sedimentos de gran profundidad de la cuña, lo que crea una línea de contacto irregular en el plano. Esto sólo confirma nuestra suposición sobre el carácter de la cubierta del macizo de serpentinitas en las cuñas de Jarahuca y Placetas. Si el corte erosional dentro de los límites de las tres cuñas antes descritas pasara a 1.5-2 km más profundo, entonces tuviéramos en todas partes un cuadro que recordaría extraordinariamente el

del mismo tipo de la parte oriental del lente tectónico de Cifuentes.

Sobre la estructura de los lentes tectónicos de Santa Clara, Manajanabo y Falcón, formados por rocas vulcanógenas, se conoce mucho menos. Puede solamente decirse que todos en su conjunto tienen una estructura sinclinal y están partidos por numerosas dislocaciones longitudinales. A juzgar por su forma en el plano tienen una estructura semejante a la de las cuñas tectónicas antes descritas.

El límite sur del macizo de serpentinitas y de la zona de Santa Clara es la falla de Santa Clara (la falla de sobrecojamiento de Santa Clara, Puscharovskiy y otros, 1967), a lo largo de la cual, comenzando por la región de la ciudad de Esperanza al Oeste y hasta el mismo límite sur de la cuña tectónica de Placetas al Este, las rocas ultrabásicas se ponen en contacto con las rocas vulcanógenas de la zona eugeosinclinal de Seibabo.

Este contacto se ve bien en la carretera de Santa Clara a Manicaragua. Aquí (ver Figura 12) el buzamiento del contacto hacia el noreste es de 40° - 45° . Un ángulo más abrupto del plano de esta dislocación se observa un poco más al Este (Figura 13). Los datos de las perforaciones nos muestran que con la profundidad el buzamiento del plano de

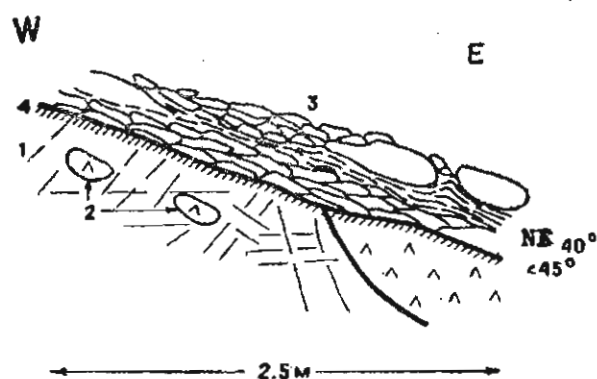


Figura 12

Carácter del contacto de las serpentinitas de la zona de Santa Clara con las rocas vulcanógenas de la zona de Seibabo. Carretera Santa Clara - Manicaragua. 1—diabasas con brechas y esquistos, 2—diabasas compactas, 3—serpentinitas con budinas y esquistos. 4—rocas con milonitas.

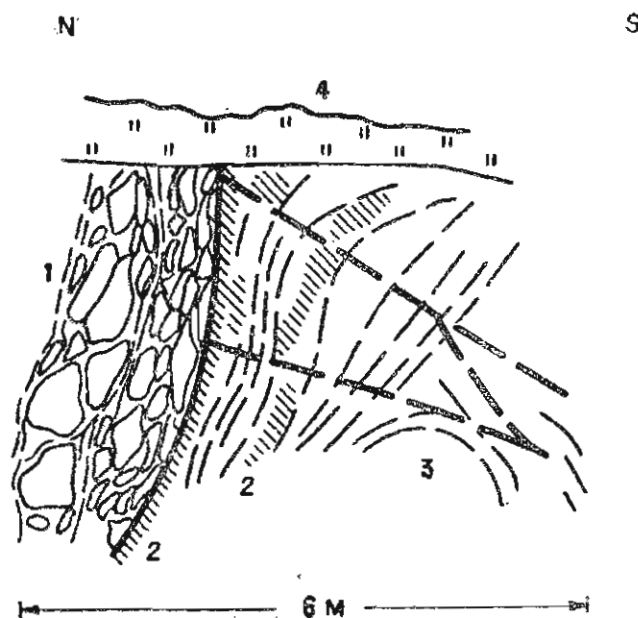


Figura 13

Idem Fig. 12 pero al Norte de la Fumia. 1 — serpentinitas con brechas, budinas y esquistos. 2 — zonas con milonitas. 3 — grietas del clivaje. 4 — sedimentos actuales.

esta dislocación no aparece. Así, por ejemplo, el pozo Escambray-1, abierto en las serpentinitas a tres kilómetros al Norte del contacto antes mencionado, en la carretera Santa Clara-Manicaragua, fue detenido a la profundidad de 1 520 metros en las serpentinitas. Por todas partes, a lo largo de la dislocación de Santa Clara las rocas vulcanógenas están convertidas en una masa porosa, sin estructura, en la cual a veces están apresados bloques de diabasas consistentes. Las serpentinitas están convertidas en esquistos y budinizadas muy fuertemente (ver Figuras 12 y 13).

Con mucha frecuencia, a lo largo del contacto de las serpentinitas con las rocas encajantes, se encuentra una brecha tectónica formada en un 90% por bloques triturados de diabasas y gabro, que aparecen como cementados por una masa de serpentinita semejante a la harina. El espesor de estas zonas puede alcanzar 100-200 metros, como se ve en el camino que baja desde el embalse de Agabama hasta el camino viejo de Santa Clara a Fomento.

Nosotros no hemos observado ninguna huella de contacto magmático de las ultrabasitas con las rocas vulcanógenas, ni tampoco ninguno de los investigadores que nos antecedieron (Pardo, 1954; Ducloz, Vuagnat, 1963; Wassal y otros, 1956). Antes de terminar la descripción de la estructura tectónica de las zonas de Santa Clara y Placetas, haremos notar sólo lo siguiente: Como ya hemos visto, las cuñas tectónicas de las zonas de Santa Clara y Placetas están delimitadas. Esto nos lleva a pensar que cada una de estas zonas es en sí una unidad estructural independiente, y que el límite entre ellas es una gran dislocación disyuntiva. Esta dislocación fue distinguida por Pardo (1954) y por Ducloz (1958₁), con el nombre de dislocación de Domingo. Sin embargo, trazar este límite a través de las serpentinitas resulta extraordinariamente complicado. Nosotros tenemos el criterio de que es necesario distinguir esta dislocación, ya que la misma tiene una importancia tan grande como todas las dislocaciones antes descritas, que separan las diversas zonas facial-estructurales.

La dislocación disyuntiva de Domingo, limita por el Sur la cuña tectónica de Cifuentes y una gran parte de la cuña de Placetas. En la zona de la ciudad de Placetas, esta dislocación parece separarse en dos. Su rama meridional limita por el Sur el corte calcáreo del lente de Placetas, mientras que la del Norte, primeramente pasa por medio de las rocas sedimentarias de la zona de Placetas, y después limita por el Sur las serpentinitas que rodean el lente tectónico de Jarahuca. El buzamiento del plano de esta dislocación en algunos lugares es vertical, mientras que en otros es nordeste.

Zona de Seibabo

El corte tipo de la zona, está oculto en el ala sur del pliegue sinclinal de Seibabo (Pardo, 1954; Ducloz, 1958₁).

Aquí, en la base del corte visible, yace una secuencia de porfiritas, tobas, areniscas tobáceas y toboconglomerados, que tiene solamente un espesor visible de alrededor de 1 000 metros. Estas son las llamadas "vulcanitas antiguas" (Pardo, 1954). Más arriba yacen basaltos que se estratifican con capas delgadas de esquistos silíceos y

areniscas calcáreas. El espesor de este paquete es de 650 metros. Estas rocas son sustituidas por porfiritas olivínicas y augíticas en las cuales muchas veces se ve una estructura de almohada. Dentro de las lavas se encuentran escasas capas de conglomerados y tobas. El espesor total de esta parte del corte es de 750 metros. Más arriba, pasando paulatinamente, se encuentra una secuencia con un espesor de 300-350 metros, formada por estratos delgados y medios de calizas, que frecuentemente se alternan con esquistos arcillosos, entre las cuales aparecen escasos estratos de areniscas tobáceas y conglomerados. En este paquete de tobas, cuyo espesor total es de 300-350 metros, se encuentra un abundante complejo de fauna pelágica del cenomaniano. Las tobas areniscas y esquistos con escasos estratos de calizas, que yacen más arriba, contienen formas pelágicas de edad turouiano. El espesor de esta parte del corte es de 200 metros.

Los sedimentos del senoniano aparecen en forma de basaltos que se alternan con capas de esquistos tobogénicos y con radiolarios (parte inferior del corte); esquistos silíceos con radiolarios de capas delgadas (parte central) y pedernal negro y esquistos silíceos, entre los cuales se encuentran capas de porfiritas augíticas. El espesor de las formaciones del senoniano es de 600 metros.

Los sedimentos del maestrichtiano, según los datos de Ducloz (1958₂) yacen discordantemente sobre las rocas subyacentes. Estos sedimentos están representados por calizas arenosas y fragmentarias, margas, calizas con rudistas, y tobas con capas de basaltos. Estos sedimentos de poca profundidad contienen fauna del maestrichtiano (*Pseudorhynchonellus*, *Sulcoperculinas*, etc). El espesor de estas rocas es de 300-350 metros.

Este corte tipo de la zona eugeosinclinal de Seibabo sufre cambios considerables en el espesor, al seguirlo en dirección septentrional.

Así por ejemplo, el espesor del corte pre-cenomaniano en el ala septentrional del sinclinal de Seibabo, es igual a 500 metros, y en el ala meridional a 2 400 metros (Ducloz, 1958). Además, aquí se ven gran cantidad de doleritas y tobas silíceas, las cuales no aparecen en el ala meridional (Pardo, 1954). Hacia el Norte también se acunian

los sedimentos del cenomániano (300-350 metros en el ala meridional y 180 metros en el ala septentrional).

Los sedimentos del maestrichtiano están cubiertos discordantemente por margas, calizas y conglomerados del Eoceno inferior y medio, los que siguiendo el corte hacia arriba son sustituidos por rocas del Eoceno superior y del Oligoceno, las cuales yacen con el Eoceno inferior y medio en un plano estructural único.

La zona de Seibabo, en resumen, se caracteriza por: 1) intenso vulcanismo durante todo el Cretácico; 2) la presencia de condiciones pelágicas (por lo menos en el Cretácico Superior —premaestrichtiano—); 3) el hiatus premaestrichtiano; y 4) la falta de la discordancia angular del Eoceno Presuperior.

La zona de Seibabo por todas partes está situada al Sur del cinturón de desarrollo de las rocas ultrabásicas. De Oeste a Este, por el sistema de las dislocaciones disyuntivas, esta zona limita alternativamente con las zonas de Santa Clara, Placetas y San Felipe.

Las rocas vulcanógenas de la zona de Seibabo forman una serie de grandes estructuras relativamente simples, cuyos límites son cortados por las dislocaciones disyuntivas que limitan todas las zonas tectónicas antes enumeradas. Al Sur de la ciudad de Santa Clara se distingue el gran sinclinal de Seibabo, cuya ala meridional bajo ángulos de 30-35° se inclina suavemente hacia el Norte, donde los ángulos de buzamiento, en el núcleo del sinclinal, son todavía menores (Wassal, Pardo, 1954). El ala septentrional del sinclinal está estructurada en forma más consistente y su inclinación es más escarpada. En algunos lugares las rocas del ala septentrional del sinclinal están volcadas hacia el Sur. En otros lugares la estructura está partida en una serie de fallas transversales. En dirección sudeste este sinclinal es sustituido por un anticlinal grande de pendiente suave, el cual todavía más al Este se hunde rápidamente y es sustituido por el sinclinal grande de Rana, cuyo eje se dirige primeramente hacia el Norte y más tarde hacia el noroeste.

Las rocas en las alas de este pliegue a veces están cortadas transversalmente, casi en ángulo recto, por la falla de Santa Clara.

ALGUNAS CONCLUSIONES GENERALES

En las partes septentrional y central de la provincia de Las Villas se distinguen claramente tres regiones con un carácter completamente diferente de la acumulación de los sedimentos del Cretácico. En el Norte se trata de un miogeosinclinal, en el cual se acumularon principalmente sedimentos de poca profundidad (zona de Remedios y sub-zona de Jatibonico). El espesor total del corte visible del premaestrichtiano de la zona miogeosinclinal alcanza 3 800 metros.

Más al Sur, comenzando por las partes más altas del Jurásico Superior y hasta la edad cenomaniense inclusive (zona de Placetas y sub-zona de Las Villas), en condiciones de gran profundidad, se acumuló un complejo leptogeosinclinal específico silíceo-arcillo-carbonatado de espesor insignificante. El espesor máximo total de los sedimentos de gran profundidad aquí no sobrepasa los 600 metros, lo que provoca una reducción del espesor en relación con los sedimentos correspondientes por su edad del miogeosinclinal, de casi cinco veces.

Al Sur del leptogeosinclinal tuvo lugar la acumulación de una serie de rocas eugeosinclinales vulcanógeno-sedimentarias. De esta manera en la provincia de Las Villas se establece el par geosinclinal clásico del eu- y miogeosinclinal, separado sin embargo, no por un levantamiento, sino por una depresión de gran profundidad. Como veremos más adelante, este carácter de concordancia de los eu- y miogeosinclinales, por lo general, es bastante típico para la zona de los Alpes de Europa y Asia.

Es importante señalar, que de Norte a Sur, se puede, paso a paso observar un cambio paulatino del carácter de la acumulación de los sedimentos desde los de poca hasta los de mucha profundidad (desde la zona de Remedios, a través de la zona de Camajuaní, a la zona de Placetas), o sea, es posible entrar del miogeosinclinal al leptogeosinclinal. Por eso desde el punto de vista paleogeográfico es completamente incomprensible el acunamiento entre estas zonas de las rocas eu-

geosinclinales de la zona de San Felipe. Esto inmediatamente nos hace pensar sobre fuertes desplazamientos horizontales no relacionados con el proceso de la acumulación de los sedimentos, que pusieron en contacto secuencias que en otro tiempo se habían acumulado a considerable distancia unas de otras.

A esta misma conclusión debemos llegar también al comparar los cortes leptos y eugeosinclinales. Como ya hemos visto anteriormente, las facies de transición entre estos dos tipos de rocas faltan completamente. Esto en primer lugar, se refiere a las formaciones de la edad del Cretácico Inferior.

?

Desde el punto de vista paleogeográfico es completamente incomprensible la falta total de material vulcanógeno en las rocas sedimentarias de la zona de Placetas, aunque en la actualidad estos sedimentos están separados de las rocas vulcanogénicas de la zona de Santa Clara y Seibabo por una faja de serpentinitas de un ancho total de 0.5 kilómetros. Esto también nos hace pensar que en la actualidad las facies de transición entre estas dos zonas están cubiertas desde el punto de vista tectónico.

Sin embargo, la suposición de grandes recubrimientos por charriages en la provincia de Las Villas choca con una contradicción evidentemente sustancial: en la estructura actual de la provincia todas las dislocaciones tienen un carácter de grandes fallas inversas abruptas, y fallas de corrimiento con su plano de inclinación abrupto.

En la solución de esta contradicción, a nuestro parecer, está la llave para la comprensión de la historia del desarrollo tectónico no sólo de la provincia de Las Villas, sino también de toda la parte septentrional de la Isla de Cuba.

SECTOR CAMAGÜEY

La parte septentrional de la provincia de Camagüey, en lo que respecta a la geología, está menos estudiada que la provincia de Las Villas. En realidad, los únicos trabajos geológico-regionales sobre esta región son las investigaciones de Albear (1947), Flint y otros (1948) y Kozary (1957).

Los datos de estas investigaciones, así como la comparación de esta región con la zona de Santa Clara, siempre nos darán la posibilidad de com-

prender la secuencia estratigráfica y la estructura de esta sección extraordinariamente complicada en el aspecto geológico.

Al Norte de la ciudad de Camagüey resulta posible distinguir las mismas zonas litológico-estructurales que en la provincia de Las Villas, lo que haremos más adelante.

Cubitas

Al Norte de la ciudad de Camagüey, dentro de los límites de la llamada meseta de Cubitas, aflora un complejo de gran espesor de rocas carbonatadas. Se trata principalmente, según la descripción de Kozary (1954), de calizas macizas y compactas, margas y cretas, cuya edad pertenece al Cretácico Inferior-Superior. El espesor de estas rocas se desconoce y es supuesto por los distintos investigadores entre los 1 800 a 8 000 metros.

Estas rocas concordantemente están recubiertas por calizas del maestrichtiano y por calizas compactas cristalinas con aspecto de porcelana, a veces dolomitizadas, del Paleoceno.

En las rocas superiores con frecuencia se observan horizontes de brechas, cuyos fragmentos están formados en su totalidad por partículas de rudistas. Las rocas del Eoceno Inferior que yacen más arriba están representadas por calizas semejantes a cretas^(*).

Más arriba, dentro de los límites de la meseta de Cubitas, se distingue una serie de gran espesor de rocas detríticas, en cuya parte inferior yacen las llamadas calizas del Sacramento (la parte inferior del Eoceno Medio). Se trata de rocas de capas delgadas que contienen fragmentos finos de calizas. Los conglomerados de Máximo, que yacen más arriba, en su base están compuestos por areniscas poco cementadas, que contienen fragmentos pequeños de serpentinitas y calizas. Estos fragmentos, cuya magnitud máxima es de 4 mm, generalmente están bien redondeados y surtidos. Mucho más arriba estas "arenas" son reemplazadas por calizas con fragmentos de serpentinitas. La cantidad de los fragmentos y su tamaño, siguiendo el corte hacia arriba, aumentan bruscamente. Aquí se encuentran ya verdaderos conglomerados,

^{*} La descripción se da en base de los trabajos de Kozary (1954).

en los cuales la magnitud de los fragmentos poco redondeados de las serpentinitas alcanza 25 cm. La edad de todas estas formaciones fragmentarias es del Eoceno medio.

A lo largo de las márgenes sur y sureste de la meseta de Cubitas, las formaciones que tienen la misma edad de los conglomerados de Máximo, tienen, sin embargo, un aspecto un poco diferente. Aquí están difundidos los llamados "conglomerados estratigráficos", que afloran al Norte del antiguo central azucarero Senado, hoy "Noel Fernández". Se trata de un complejo de gran espesor de formaciones detríticas, que en algunos lugares posee una estratificación rítmica y surtida. En el cemento de areniscas y conglomerados aparecen fragmentos de calcita, cuarzo, horblenda, piroxenos, plagioclasa y olivino. El tamaño de estos fragmentos monominerales alcanza 5 cm.

Sin embargo, el 80% de los conglomerados está constituido por fragmentos de rocas ígneas. Se trata de basaltos, traquitas, tobas, porfiritas, dioritas de cuarzo, gabro, anortositas, peridotitas, troctolitas, dunitas y serpentinitas. Se encuentran también fragmentos de esquistos micáceos y grauwaca. El tamaño y el grado de redondeamiento de los fragmentos son los más diversos. Entre los conglomerados se encuentran también enormes bloques de calizas, cuya longitud alcanza 13 m.

Dentro de estas rocas se encuentran también cuerpos de serpentinitas, los cuales fueron descritos por Kozary (1954) como intrusiones frías. Así por ejemplo, en la cuneta de la línea ferroviaria al Norte del Central Senado, (Noel Fernández) Kozary describió once cuerpos de éstos, con un espesor de 15 cm a 19 metros.

A todas luces, el corte ~~de serpentinitas~~ del Cretácico Inferior y Superior de la meseta de Cubitas, en conjunto puede ser comparado con los sedimentos de poca profundidad de la zona miogeosinclinal de Remedios, en la provincia de Las Villas. Esta similitud es subrayada una vez más por los cortes calcáreos del maestrichtiano y del Paleoceno, los cuales no aparecen en ninguna otra zona estructural-facial de la provincia de Las Villas.

El complejo de rocas del Eoceno inferior y medio puede compararse fácilmente con los sedimen-

tos de la zona de Remedios correspondientes por su edad (Pardo, 1954). En ellos, al igual que al Norte de la ciudad de Santa Clara, en la base, predominan las calizas con fragmentos de rocas carbonatadas, y la parte superior está formada por rocas de fragmentos grandes, con numerosos cascajos de rocas ígneas (incluso de serpentinitas). En algunos lugares estas formaciones tienen un aspecto de "wildflysch" típico.

Todo el complejo de sedimentos de la meseta de Cubitas está dividido por múltiples fallas inversas, abruptas, las cuales tienen un buzamiento predominante de sus planos hacia el sur, a juzgar por los datos de Kozary (1954). En la parte meridional de la meseta de Cubitas, a lo largo de estas dislocaciones, se encuentran innumerables cuerpos pequeños de serpentinitas.

Todas las rocas que se desarrollan dentro de la zona también buzán al Sur o al suroeste. Por eso es difícil decir si estamos en presencia de un monoclinall autócnico, o de un sistema de pliegues volcados hacia el Norte. Semejante estructura de la región ha provocado disparidad de criterios en la apreciación del espesor de las rocas desarrolladas aquí. Es interesante hacer notar que el complejo del Eoceno medio de los "conglomerados estratigráficos" parece que recubre la meseta por su periferia, lo que puede distinguirse muy bien, sobre todo en la parte suroeste de la meseta. ?

El límite meridional de la meseta de Cubitas, está fracturado por una dislocación que tiene carácter de falla abrupta de sobrecorrimiento, que a todas luces es la prolongación de la falla de Las Villas, la cual, como es sabido, limita por el Sur la zona de Remedios, en las regiones situadas al Norte de la ciudad de Santa Clara. A lo largo de esta dislocación, en la región estudiada, se ponen en contacto tectónico las calizas de la meseta de Cubitas y las serpentinitas, que se encuentran por todas partes al Sur de la línea de la falla inversa.

Zona de Camagüey y Camaján

Al Sur de la línea de la falla inversa que separa la zona de Cubitas de otra zona tectónica situada más al Sur, se encuentra un vasto afloramiento de serpentinitas, que ocupan un espacio

enorme al Norte de la ciudad de Camagüey. Estas serpentinitas no se diferencian en nada esencial de las mismas rocas descritas antes por nosotros en la provincia de Las Villas. También contienen esquistos, brechas y budinas, así como inclusiones de las más variadas rocas. Al igual que en la zona de Santa Clara, dentro de las serpentinitas se encuentran esquistos moscovíticos, rocas horbléndicas y gneises, surgidos como resultado del metamorfismo de las dioritas horbléndicas (Flint y otros, 1948). Un bloque grande de estas rocas aparece dentro de las serpentinitas al Este de la ciudad de Camagüey, y bloques menores están dispersos dentro de las serpentinitas a lo largo del límite meridional del macizo. Dentro de las serpentinitas aparecen también en gran cantidad inclusiones de rocas vulcanógenas del Cretácico.

En conjunto, esta zona, denominada por nosotros zona de Camagüey, puede ser comparada fácilmente con la zona de Santa Clara, en la provincia de Las Villas.

En la parte septentrional de la zona de Camagüey, en las proximidades de la falla, que separa esta región de la zona de Cubitas, dentro de las serpentinitas aparecen múltiples lentes de calizas extendidos en forma lineal, que en conjunto forman una especie de banda al parecer interrumpida. El más grande de estos macizos de calizas es el lente de Quivicán, cuya estructura tectónica así como la secuencia estratigráfica de las rocas que lo componen, son bastante bien conocidas gracias a los trabajos de Albear (1947) y Kozary (1954).

La parte inferior del corte está formada por las llamadas calizas con *aptychus* y calizas compactas con capas intercaladas de pedernal y esquistos con radiolarios. El espesor visible de las rocas es de 360 metros (Albear, 1947). La edad de este corte es del Jurásico Superior hasta el piso aptiano inclusive.

Sobre este paquete erosionado se sitúan calizas macizas de color gris del maestrichtiano (puede ser del daniano). En su base se encuentra un conglomerado que contiene fragmentos de calizas con *aptychus* y de rocas silíceas (Kozary, 1954).

No se conocen sedimentos más jóvenes dentro de los límites de la zona.

De este modo, por el tipo de los sedimentos, la zona de Camaján puede ser fácilmente comparada con la sub-zona de Las Villas de la zona de Camajuaní. Aquí, al igual que en la sub-zona de Las Villas, el carácter de gran profundidad de la acumulación de los sedimentos en el Jurásico Superior continúa en el transcurso de todo el Cretácico Inferior.

Tanto Albear (Flint y otros, 1948), como Kozary (1954), consideran que los lentes calcáreos de la zona de Camaján, por todas partes están separados de las serpentinitas que los rodean por dislocaciones disyuntivas.

El carácter de las dislocaciones dentro de los lentes tectónicos calcáreos es muy complejo. Su carácter con bastante minuciosidad lo ilustra el perfil (ver Figura 14) tomado del trabajo de Kozary (1954).

Al Sur, las serpentinitas de la zona de Camagüey, por todas partes limitan con los sedimentos vulcanógenos del Cretácico Inferior, análogos por su composición a los vulcanitos de la zona de Seibabo, en la provincia de Las Villas. Según nuestra opinión este contacto es por todas partes tectónico y está acompañado por zonas de gran espesor de brechas tectónicas, en las cuales están comprimidos múltiples bloques de rocas vulcanógenas, gabro y anortositas, hundidos en un cemento de serpentinitas. Estas zonas prácticamente no se diferencian en nada de las zonas del mismo tipo descritas antes por nosotros, a lo largo de la dislocación que separa la zona de Santa Clara de la de Seibabo.

Al terminar la descripción del sector de Camagüey nos detendremos en las características generales de las estructuras de esta región.

En la actualidad existen dos puntos de vista marcadamente opuestos sobre la tectónica de esta región. De acuerdo al primero de ellos, fundamentado en el trabajo de Flint y otros (1948), tanto la zona de Cubitas, como la de Camaján, son parte de un enorme *charriage* horizontal, que se desplazó de Norte a Sur (ver Figura 14a). Debido a la erosión posterior, las calizas de la zona de Camaján resultaron separadas en el espacio de la capa principal del manto tectónico. De este modo y de acuerdo a este punto de vista, todos los cor-

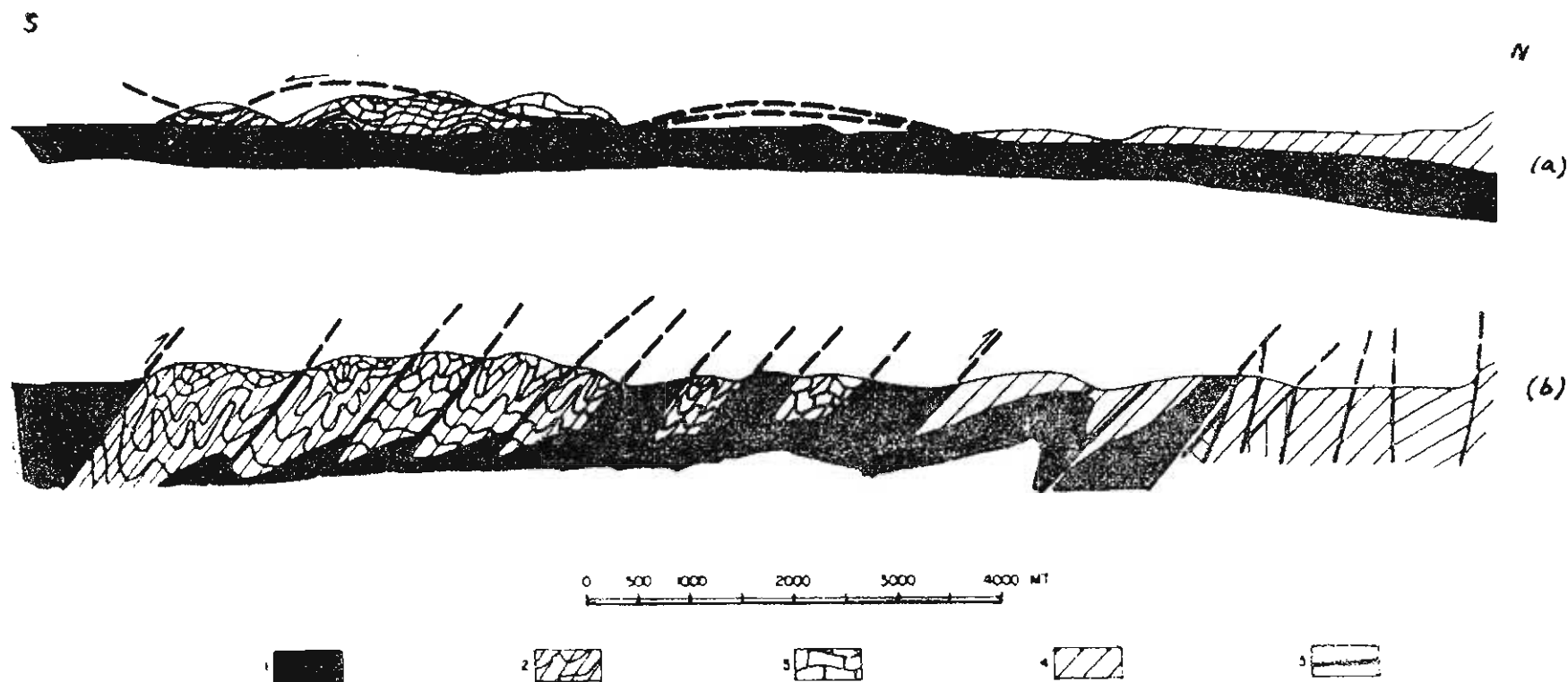


Figura 14

Estructura tectónica de la región de Camagüey según Flint, Albear y Guild (a) y Kozary (b), 1954. 1 — Serpentinitas. 2 — Jurásico Superior-Cretácico Inferior. 3 — Maestrichtiano. 4 — Maestrichtiano-Eoceno Medio. 5 — Dislocaciones disyuntivas.

tes calcáreos del Norte de la provincia de Camagüey yacen en el alóctono situado en serpentinitas autóctonas.

De acuerdo al otro punto de vista, reflejado en el trabajo de Kozary (1954) (Fig. 14b), los lentes calcáreos de la zona de Camaján, son unas cuñas tectónicas comprimidas dentro de las serpentinitas a lo largo de fallas inversas abruptas.

El mismo carácter presentan las estructuras de la zona meridional del área de Cubitas, donde su parte limítrofe también está formada por una especie de cuñas aisladas, arrancadas por intusiones frías (en nuestra concepción protrusiones) de serpentinitas(*). De este modo la estructura tectónica actual de la región ha surgido como resultado del sobrecorrimento de un macizo frío de serpentinitas de Sur a Norte.

El corte calcáreo de la zona de Cubitas en esta variante, naturalmente no continúa por debajo de las serpentinitas.

Según nuestra opinión, el punto de vista de Kozary, a todas luces, refleja en forma más correcta la estructura general de la región.

Nos parece que la hipótesis de Flint y otros (1948) contradice los siguientes hechos:

1) En el plano, la dirección de la dislocación que separa la zona de Cubitas de la zona de Camagüey, es rectilínea y en modo alguno depende del relieve. Esto nos muestra la inclinación relativamente abrupta de su plano, ya que en caso de su yacencia horizontal (lo que suponen los autores antes mencionados) la línea de la dislocación en el plano delimitaría claramente todas las irregularidades del relieve de la parte limítrofe de la Meseta de Cubitas.

2) La disposición lineal en forma de cadenas de los lentes tectónicos calizos de la zona de Camaján, también nos dice su estructura en "forma de cuña". Todos estos lentes en el plano están situados a lo largo de una línea, lo que obliga a suponer la presencia de una gran dislocación abrupta, dentro del cuerpo de serpentinitas.

Esto contradice grandemente a la hipótesis de Flint y sus coautores, ya que al existir charriages

nosotros tendríamos derecho a esperar la presencia de numerosos relictos "uñas" de erosión, situados sobre las serpentinitas sin ninguna regularidad.

3) La comparación de la región estudiada con la provincia de Las Villas también habla a favor del punto de vista de Kozary, donde los yacimientos abruptos de los contactos de las diferentes zonas estructural-faciales están confirmados por las perforaciones. Efectivamente, la falla inversa que limita la zona de Cubitas por el Sur, puede ser comparada con la falla de Las Villas, y los lentes calcáreos de la zona de Camaján, son muy parecidos a los lentes tectónicos de Jarahueca, Placetas, etc.

De modo que la estructura de la parte septentrional de la provincia de Camagüey recuerda mucho la estructura de la parte septentrional de la provincia de Las Villas. Aquí también se distinguen regiones de acumulación de sedimentos miogeosinclinal (zona de Cubitas), leptogeosinclinal (zona de Camaján), y eugeosinclinal. Las diferencias observadas en la estructura tectónica no son tan esenciales como para no considerar los cortes del Norte de la provincia de Camagüey una prolongación directa de los cortes de la provincia de Las Villas.

La diferencia más esencial entre las regiones descritas, es la posición estructural diferente de la zona de Las Villas y de la zona de Camaján, las cuales se hallan en clara oposición litológica. En la provincia de Las Villas la zona estructural-facial semejante se pone en contacto con las serpentinitas solamente en su límite sur, y aquí se conocen solamente dos cuerpos de serpentinitas (lo que en principio tiene gran importancia). En la propia provincia de Camagüey la zona de Camaján está completamente situada dentro de las serpentinitas. Esta circunstancia, a nuestro parecer, permite decir que:

a) la zona de Las Villas también está situada dentro de las serpentinitas y es una cuña tectónica que se adentra lejos en la profundidad (o sea, en el aspecto tectónico esta estructura será análoga a las cuñas de Placetas, Cifuentes, Jarahueca y Camaján.); y

* Estas intrusiones frías descritas por Kozary (1954), antes no fueron notadas por nadie en Cuba.

b) la diferencia en la estructura de las zonas de Camaján y de Las Villas consiste, no en la diferencia de la profundidad del corte erosional, sino en movimientos tectónicos más intensos en el Eoceno superior temprano en la provincia de Camagüey, que dieron como resultado que las protusiones de serpentinitas arrastraron consigo los bloques de las rocas leptogeosinclinales y los trajeron a las partes más altas de la corteza terrestre. La última suposición es confirmada por la circunstancia de que la profundidad del corte erosional en la zona de Cubitas de la provincia de Camagüey, es aproximadamente igual, o inclusive un poco menor que la de la provincia de Las Villas.

A todo lo antes dicho solamente hay que agregar que las calizas y las rocas terrígenicas del Eoceno Superior, por todas partes, con discordancia estructural, se cubren por cualquier otra roca más antigua.

HABANA-MATANZAS.

El sector Habana-Matanzas está al Oeste, inmediatamente después del sector de Las Villas, y se extiende en un arco de aproximadamente 220 kilómetros. Anteriormente esta zona se distinguía bajo el nombre de zona bloque de Mariel-Marú (ver Puscharovskiy y otros, 1967). Aquí gozan de un amplio desarrollo los sedimentos del Eoceno superior tardío, debajo de los cuales, en los núcleos de los diferentes anticlinales, surgen las zonas que contienen numerosos cuerpos de serpentinitas y gabros.

En este sector puede distinguirse toda una serie de anticlinales situados en una cadena a lo largo del litoral septentrional de las provincias de La Habana y Matanzas, así como en los alrededores de la carretera central. Esto en primer lugar, son los anticlinales de Limonar, Camarioca, Martí y Máximo Gómez. Todos estos anticlinales en principio tienen una estructura igual. En sus núcleos afloran rocas del Pre-Eoceno superior, muy dislocadas, fracturadas por numerosas fallas y que contienen cuerpos de serpentinitas y gabbro.

Estas formaciones con discordancia estructural están cubiertas por sedimentos del Eoceno medio tardío, los cuales buzan suavemente hacia un lado del núcleo del anticlinal. Hablando propiamente,

la formación anticlinal de estas estructuras se establece solamente en la base del Eoceno superior o del Oligoceno, ya que como veremos más adelante, no se observa ningún indicio de anticlinal dentro del núcleo.

No todas estas estructuras están estudiadas con igual grado de minuciosidad, por lo que nosotros nos detendremos en la descripción de uno o dos de estos anticlinales, en cuyo ejemplo se puede imaginar con facilidad las principales particularidades de la estructura de toda la zona.

El anticlinal de La Habana, a todas luces, es el más estudiado de las estructuras de tipo semejante. Según los datos de Kozary y Bronnimann (1955), su núcleo está complicado por toda una serie de fallas longitudinales grandes, las que crean una especie de estructura de placas paralelas. Dentro de cada una de estas placas (cuerpos en forma de estratos) tectónicas las rocas están extraordinariamente plegadas y cortadas por fallas adicionales más pequeñas. A menudo cada una de estas placas está separada de la placa vecina por una cuña estrecha o un cuerpo en forma de huso de serpentinitas fuertemente brechadas, el cual parece marcar la falla entre los complejos de diferente edad de las placas contiguas. El carácter de la estructura del anticlinal de La Habana se muestra en la Fig. 15. En conjunto, en el núcleo del anticlinal por edades e indicios litológicos, pueden ser distinguidas tres zonas tectónicas: la central, la meridional y la septentrional.

En la zona central, según los datos de Kozary y Bronnimann (1955), las rocas más antiguas son los mármoles, cuya edad se desconoce. En la actualidad estas rocas se encuentran sólo en forma de bloques tectónicos dentro de las serpentinitas y del gabbro. Al Cretácico Inferior y Medio pertenece el complejo de porfiritas andesíticas con capas de tobas grauwacas y calizas. La parte superior de esa secuencia está formada por tobas vitroclásticas, las cuales contienen lentes de calizas con fauna de radiolarios. El espesor de esta parte del corte se desconoce⁽¹⁾.

A lo largo de la falla estas rocas limitan con un complejo de calizas arenosas, la fauna de la

(1) También se desconoce el espesor de todas las subdivisiones estratigráficas descritas más adelante.

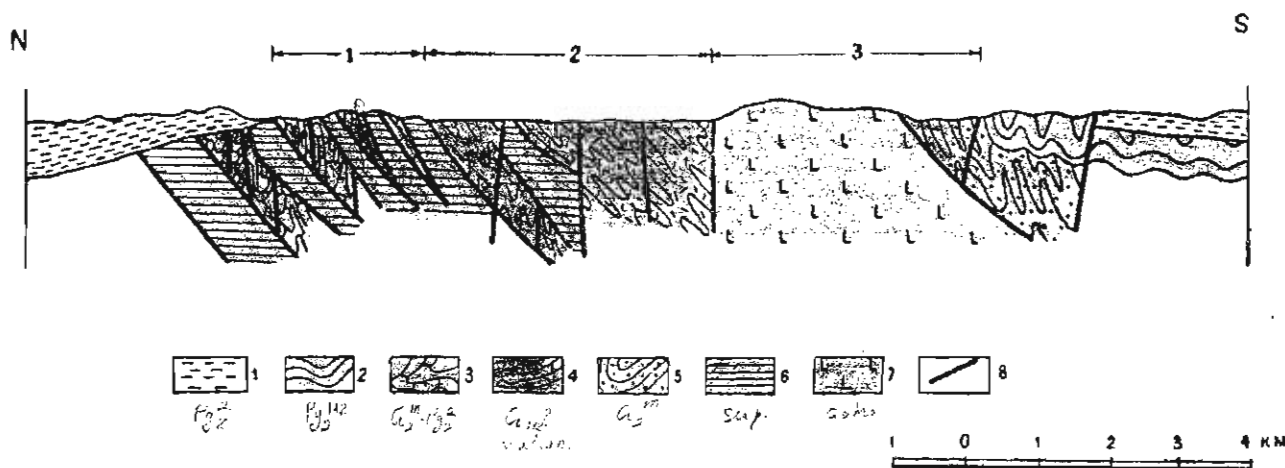


Figura 15

Perfil transversal a través del anticlinal de La Habana (según Kozary y Bronnimann, 1955).
 1 — Sedimentos del Eoceno Medio Tardío. 2 — Eoceno Inferior y Medio. 3 — Maestrichtiano-Eoceno Medio. 4 — Rocas vulcanógenas del Cretácico Inferior y Superior. 5 — Maestrichtiano. 6 — serpentinitas. 7 — gabro. 8 — dislocaciones disyuntivas.

cual nos muestra su edad Cretácica Superior (post-cenomaniano). Más arriba se encuentra un paquete también del Cretácico Superior, formado por areniscas con lentes de calizas arrecifales. Las areniscas contienen una gran cantidad de material vulcanógeno con huellas de haber sido lavado. Estas rocas erosionadas se recubren por margas compactas de color gris claro, cuya edad es del Cretácico Superior-Paleoceno.

Dentro de los límites de la zona meridional, el corte también comienza por las rocas vulcanógenas: porfiritas afaníticas y traquíticas del Cretácico Inferior y Superior. Además de estas rocas, en las zonas de las brechas tectónicas, aparecen calizas marmorizadas y rocas silíceas con una fauna abundante de radiolarios. Kozary y Bronnimann (1955) suponen que estas formaciones pueden pertenecer a horizontes más antiguos del Cretácico Inferior. Las rocas vulcanógenas, siguiendo el corte hacia arriba, son sustituidas por un paquete de rocas vulcanoclásticas, que contienen lentes de calizas. Los lentes y los estratos de calizas se encuentran también dentro de las rocas silíceas y fragmentarias, situadas más arriba en el corte. Todo esto es del Cretácico Superior. Al igual que en la placa central, este paquete erosionado se recubre por margas de edad Cretácico Superior-Paleoceno, las cuales limitan a lo largo de dislocaciones disyuntivas con areniscas de grano grueso

polimícticas, cuyos fragmentos están mal redondeados y angulosos. Los fragmentos son predominantemente de rocas vulcanógenas y de serpentinitas. Dentro de estos sedimentos se encuentra una fauna del Eoceno inferior y medio.

Por su dirección y buzamiento estas areniscas de grano grueso son reemplazadas por otras rocas fragmentarias más finas, calizas arenosas, margas y arcillas.

Este complejo de rocas con discordancia estructural se recubre con calizas del Eoceno Superior y del Oligoceno, que forman el ala meridional del anticlinal.

Dentro de los límites de la zona tectónica norte, el corte comienza por areniscas de grano fino, que se alternan con capas de arcillas. La edad de esas rocas es del Cretácico Superior-Paleoceno. Más arriba está situado un conglomerado de grano grueso con fragmentos de tobas, gabro, rocas vulcanógenas, serpentinitas y calizas. Estas rocas, por su dirección y hacia arriba siguiendo el corte, son reemplazadas por areniscas polimícticas y arcilla de capa gruesa, entre las cuales como siempre aparecen lentes de conglomerados de fragmentos gruesos. Todas estas rocas fragmentarias son de edad del Eoceno inferior y medio. Según los datos de Kozary y Bronnimann (1955) más arriba, con transición paulatina, se sitúa un paquete de arcillas del

Eoceno superior, el cual a su vez paulatinamente pasa a ser de calizas del Oligoceno. **FALSO**

Esta circunstancia, a nuestro parecer, es absolutamente incomprensible; por todas partes, a lo largo del ala septentrional del anticlinal de La Habana, los sedimentos del Oligoceno, con una brusca discordancia angular, recubren cualquier otra formación más antigua. Con más precisión

aún esta circunstancia se establece a lo largo del ala septentrional del anticlinal de Matanzas, donde la discordancia angular entre las rocas del Oligoceno y del Eoceno medio alcanza 45°. **FALSO** No hay fig 3

Este contacto discordante fue mostrado por Kozary y Bronnimann (1955) en el perfil anexo a su informe (ver Fig. 15). Por eso evidentemente es necesario considerar que el complejo de rocas del

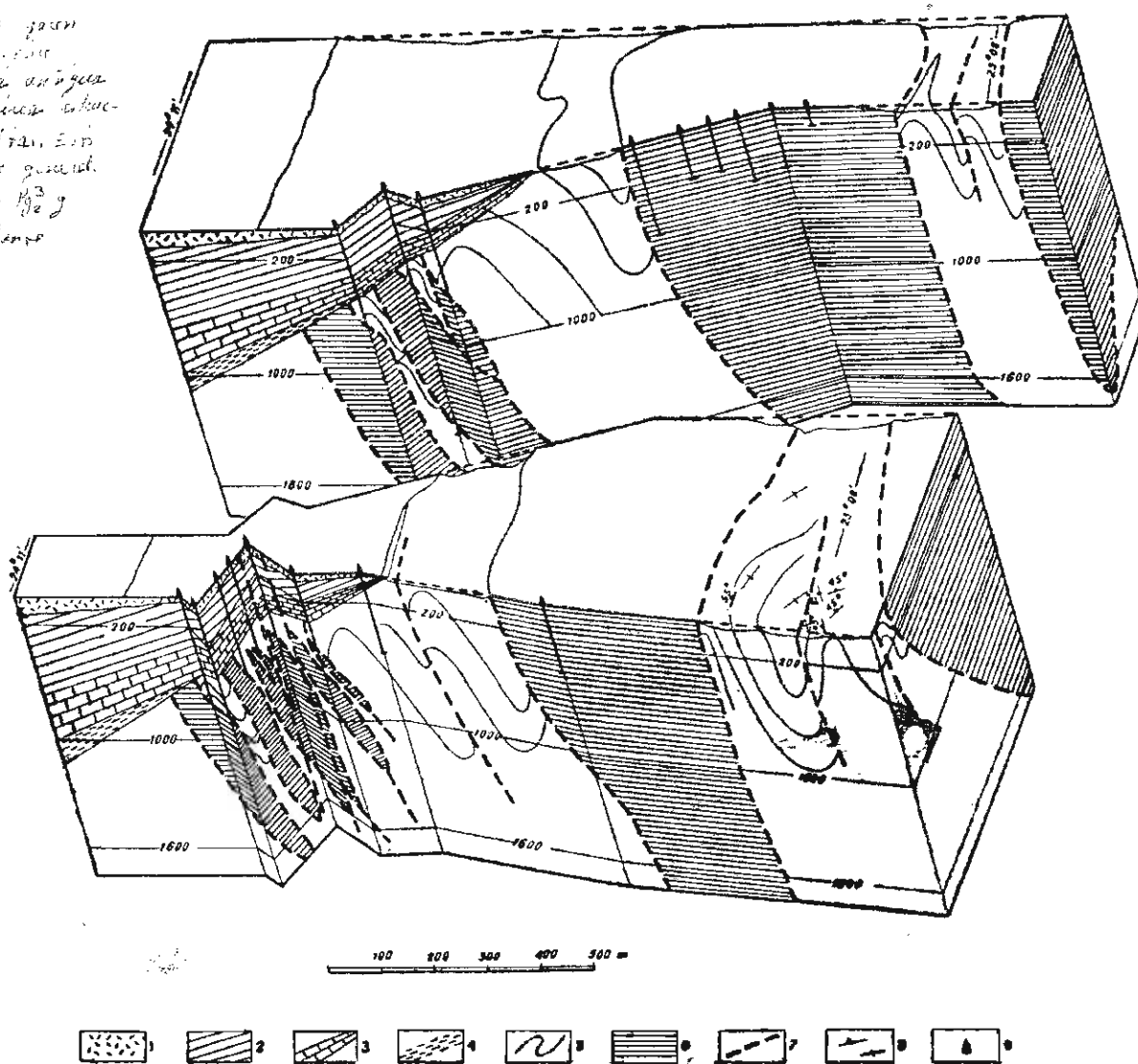


Figura 16

Estructura del flanco septentrional del anticlinal de La Habana (según Engelmann). 1 — Calizas del Cuaternario. 2 — Rocas carbonáticas del Mioceno. 3 — Calizas y margas del Oligoceno. 4 — Calizas y areniscas del Eoceno Superior. 5 — Sedimentos de antes del Eoceno Superior, no separados. 6 — Serpentinitas 7 — Dislocaciones disyuntivas 8 — Dirección del buzamiento de las rocas. 9 — Pozos.

Enfoque
correcto

Eoceno superior y del Oligoceno del ala septentrional del anticlinal de La Habana, al igual que en su ala derecha, con discordancia estructural recubre cualquier otra roca más antigua, incluso las serpentinitas.

Sobre la estructura del anticlinal de La Habana se puede obtener una idea muy clara por las Figuras que se anexan, 15 y 16. Es necesario sólo subrayar algunos detalles de importancia, ya que fueron indicados una vez por Kozary y Bronnmann (1955). En primer lugar los buzamientos de las rocas en el núcleo del anticlinal son abruptos. Esta misma inclinación es la que tiene el plano de las dislocaciones. En segundo lugar faltan por completo los contactos activos de las rocas ultrabásicas con las formaciones encajantes. Los cuerpos de serpentinitas están muy fuertemente esquistados y brechados, y trazan con precisión las fallas que dividen los complejos sedimentarios y vulcanógenos de diferentes edades. En tercer lugar, las serpentinitas cortan cualquier roca hasta el corte del Eoceno superior (incluso las que contienen fragmentos de ultrabásitas) y yacen en concordancia con la estructura general del núcleo del anticlinal.

Ninguno de los geólogos que han investigado esta zona (Wassal, 1956; Ducloz, Vuagnat, 1963 y otros) e incluso nosotros, ha logrado observar contactos activos de las serpentinitas con las rocas encajantes. Sin embargo, en el ala septentrional del anticlinal de Matanzas, por la carretera Vía Blanca,

se aprecian magníficos contactos de las serpentinitas con las rocas vulcanógeno-sedimentarias de carácter tectónico. (Ver Figs. 17 y 18).

Todos los anticlinales de las provincias de La Habana y Matanzas tienen una estructura semejante a la antes descrita.

En sus núcleos, dislocados complejamente, afloran serpentinitas, gabros y otras rocas del Pre-Eoceno superior. La estructura del anticlinal generalmente no se observa dentro del núcleo y se establece solamente por la base de los sedimentos del Eoceno superior o del Oligoceno, los cuales están acumulados a partir del núcleo, bajo ángulos que alcanzan valores de 30-35° (ver Fig. 16). Es interesante que en los sedimentos que los reemplazan, siguiendo el corte hacia arriba, se observa un cambio paulatino hasta 10°, (rocas del Mioceno en la Fig. 16). Los sedimentos pleistoceno-cuaternarios tampoco yacen en forma horizontal, sino que están inclinados suavemente a partir del núcleo. Los ángulos de buzamiento en ellos generalmente es igual a 3-5°. Esta circunstancia, así como la presencia de terrazas del Neógeno y del Cuaternario, altamente levantadas dentro de los límites de los anticlinales, a nuestro parecer testifican sin lugar a dudas el crecimiento paulatino de las mismas durante el Eoceno medio tardío.

Al terminar la descripción de la zona nos detendremos solamente en una cuestión, que tiene extraordinaria importancia para toda la región.

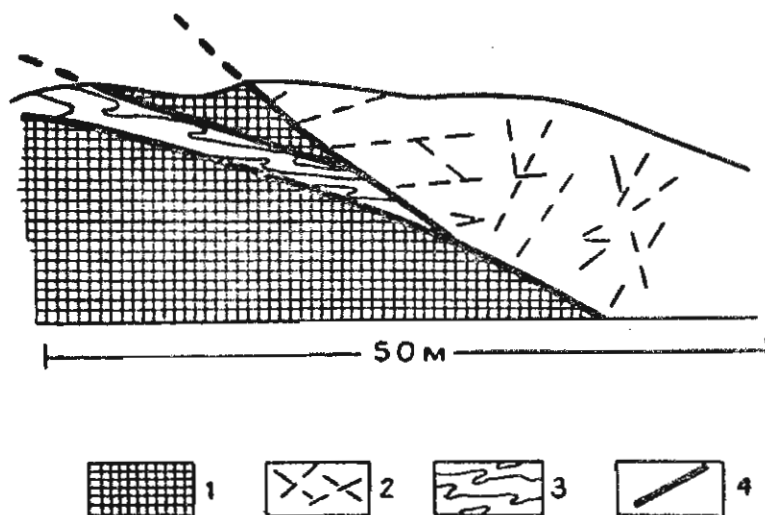


Figura 17

Carácter del contacto de las serpentinitas con las rocas encajantes. Corte en la Vía Blanca al Este de Arroyo Bermejo. 1—Serpentinitas. 2—Tobas brechosas. 3—Radiolaritas. 4—Zonas milonitizadas.



Figura 18

Bloque de areniscas tobáceas dentro de las serpentinitas. Vía Blanca, al Este de Arroyo Bermejo.

Como hemos visto, la parte superior hasta el corte del Eoceno superior del anticlinal de La Habana, está formada por margas que cubren transgresivamente los sedimentos que yacen debajo y que son reemplazadas, siguiendo el corte hacia arriba, por areniscas y conglomerados. La edad de todas estas formaciones comienza desde las partes más altas del Cretácico Superior hasta el Eoceno Medio inclusive. En conjunto este corte puede ser comparado con el corte de la llamada formación Habana, descrita por Palmer en el año 1934 (Palmer, 1934).

Palmer, de abajo a arriba en el orden estratigráfico, distinguió el siguiente grupo de rocas:

1) Grava calcárea (Lime Gravel), conglomerados formados por fragmentos de calizas, andesitas, riolitas y basaltos, con cemento calcáreo.

2) Areniscas con estructura de cono (**Cone sandstone**), areniscas calizas bien clasificadas con

glauconita. Estas formaciones se alternan con capas de marga y rocas semejantes a la cal.

3) Capas de Marga Blanca (Chalk member), el espesor de cuyo paquete oscila entre 5 y 30 metros.

4) Capas con fragmentos grandes (Big boulder bed), esquistos arcillosos y calizas que contienen una gran cantidad de fragmentos de gabro, serpentinitas, rocas ígneas y calizas.

Sin embargo, todo este corte está expuesto a un cambio facial muy rápido. Ya Palmer señaló que los tres paquetes inferiores del corte tipo de la formación Habana, hacia el Este, son sustituidos por esquistos y aleurolitas, y las capas con fragmentos grandes en los cortes occidentales también se reemplazan por las areniscas y las aleurolitas.

La edad de todo este corte, según Palmer, es del maestrichtiano. Sin embargo, los trabajos más

recientes han demostrado que en los fragmentos de las calizas de "grava calcárea", ya aparecen foraminíferos de los pisos daniano y montiano (Kozary, 1956), las areniscas con estructura "cone sandstone" y capas con fragmentos grandes, se comparan con las capas de Lucero de la formación Capdevila, las cuales tienen edad del Eoceno inferior (Bermúdez, 1961). En relación con esto, en la actualidad es necesario considerar que el límite superior de la edad de la formación Habana es el Eoceno inferior y es posible que sea el Eoceno medio. Por eso los sedimentos del Cretácico Superior y del Paleoceno-Eoceno de las zonas septentrional y meridional del anticlinal de la Habana, a todas luces son también análogos por su edad a la formación Habana.

Estos sedimentos, en principio, recuerdan las formaciones de la misma edad de la zona de Remedios y Camajuaní en la provincia de Las Villas. Al igual que en aquellas, la base del corte en la provincia de La Habana está formada sustancialmente por rocas fragmentarias que contienen abundantes fragmentos de rocas ígneas y lo que tiene especial importancia, incluso **serpentinitas**.

¿Qué es en el aspecto de su formación la parte superior de la **formación Habana** en las provincias de La Habana y Matanzas? Como recordamos, las formaciones que le corresponden por su edad en la provincia de Las Villas pertenecen más bien a la formación de "flysch" con horizontes conteniendo fragmentos. En la provincia de La Habana estas rocas tienen un aspecto algo diferenciado.

Un buen corte de estos sedimentos puede observarse en la parte septentrional del anticlinal de Matanzas, por el camino que va de Canasí a Matanzas. En esta zona en el corte no hay el paquete de "Marga Blanca" ni las areniscas con estructura "cone sandstone". Las capas con fragmentos grandes aquí forman una secuencia unida, cuya parte inferior está situada al Oeste.

Todo el corte está formado por areniscas, aleurolitas y argilitas de color gris-verdoso, bien estratificadas, que se alternan con frecuencia, las cuales están formadas completamente por fragmentos de diferentes rocas vulcanógenas. Dentro de las rocas a veces se ven las huellas de desliza-

mientos subacuáticos de los sedimentos, pliegues de deslizamientos subacuáticos complejos, etc. Siguiendo el corte hacia arriba estas rocas pierden la estratificación precisa y pasan a ser areniscas de grano y capa gruesa con horizontes de conglomerados de fragmentos pequeños. Más arriba están situados conglomerados aislados, que pasan bien a arenisca de grano fino, o a micro-conglomerado.

En los fragmentos se han encontrado principalmente rocas ígneas (incluso serpentinitas) y también escasos fragmentos de calizas.

Por su aspecto externo estas rocas recuerdan mucho la formación de grauwaca de los geosinclinales, que aparece generalmente en las últimas etapas del desarrollo de las grandes depresiones.

REGION DE ORIENTE

Serpentinitas y rocas subyacentes.

Oriente, a pesar de ser una de las provincias de Cuba más interesantes en el aspecto geológico, se encuentra hasta el momento actual poco estudiada, desafortunadamente.

La región que nos interesa se extiende por toda la parte septentrional de la provincia, que es la menos accesible, y abarca las zonas montañosas de la sierra de Nipe, Sierra Cristal, Sierra del Purial y las zonas situadas al Sur del poblado de Moa. Aquí se encuentra el mayor cuerpo de rocas ultrabásicas de Cuba, que se extiende desde el río Nipe al Oeste, hasta el río Yumurí al Este. Su extensión es igual a 180 km, y su anchura máxima es de 30 km. Este cuerpo según las suposiciones de Adamovich, Chejovich y otros (1963, 1964) es un localito o lente (macizo sin raíz) magmático que yace casi horizontal, cuyas raíces están situadas en la parte meridional y tienden a coincidir en una falla profunda.

Al Sur de esta falla profunda se encuentran rocas vulcanógenas metamorizadas del Cretácico. (ver Fig. 19).

En la parte septentrional, en ventanas erosionales, debajo de este paquete en forma de estrato, aflora un complejo vulcanógeno del Cretácico, pero no metamorizado (Adamovich y otros, 1963); aquí en la cuenca del río Grande, al Este de Nicaro

No son más fragmentos de la formación Habana, sino de la formación de "flysch" con horizontes conteniendo fragmentos de rocas ígneas y lo que tiene especial importancia, incluso serpentinitas.

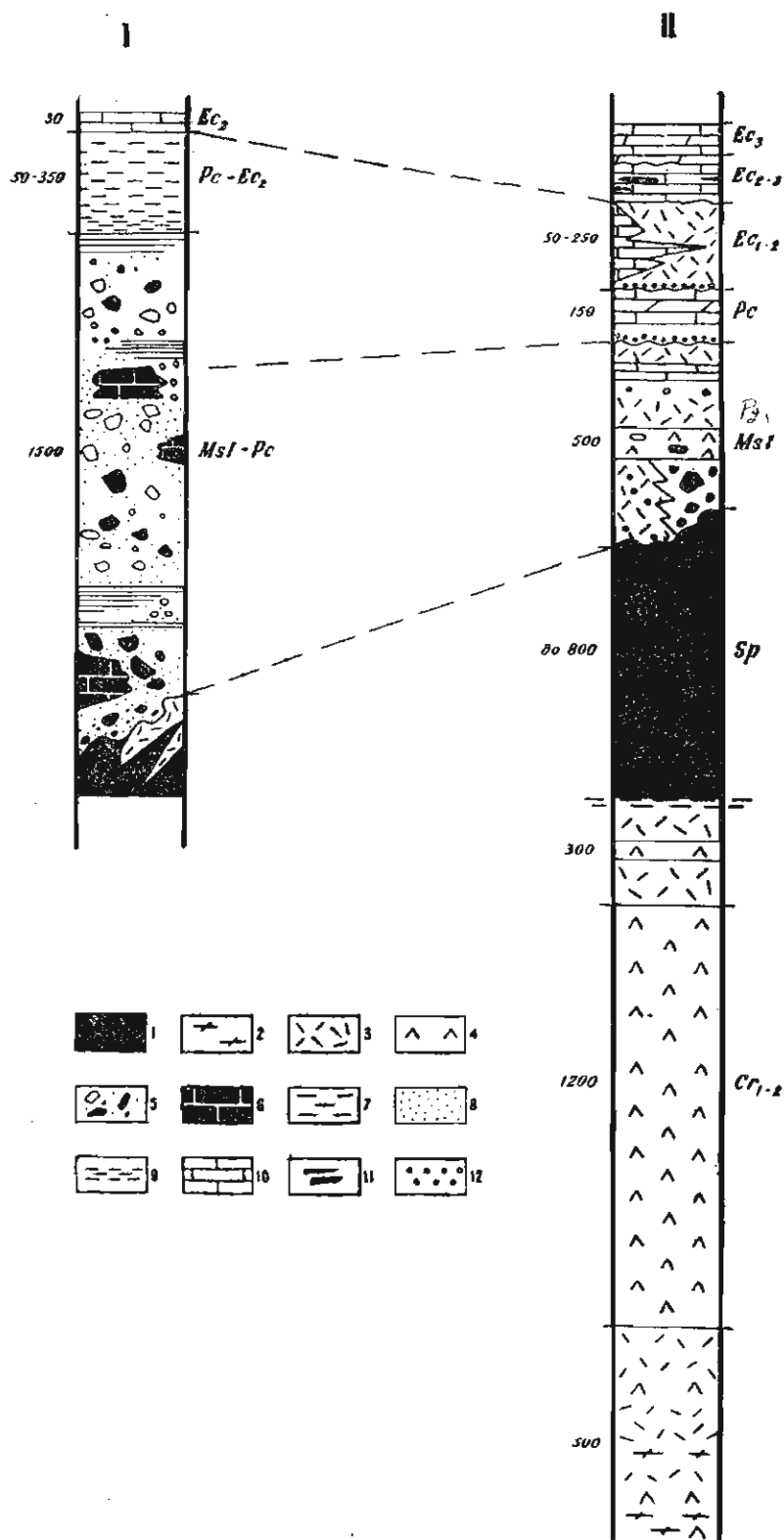


Figura 19

Composición de los cortes de la región de la ciudad de Holguín y de las partes Central y Oriental de la Provincia de Oriente. (Según Adamovich y otros, 1963, Knipper, Puig-Kifá, 1967). 1—Ultrabásitas. 2—Rocas metamórficas. 3—Tobas de porfiritas. 4—Porfiritas. 5—Molasas. 6—Calizas arrecifales. 7—Productos arcillosos del desgaste de la corteza de intemperismo por las rocas ultrabásicas. 8—Areniscas. 9—Margas. 10—Calizas. 11—Pedernal. 12—Conglomerados.

según los datos de Adamovich y otros (1963), el corte de los sedimentos vulcanógenos tiene el aspecto siguiente: en la parte inferior del corte se distingue un paquete de tobas, porfiritas andesíticas-basálticas con capas intercaladas de porfiritas. El espesor visible de esta parte del corte es de 500 m. En la composición de la parte media, cuyo espesor es de 1200 m, predominan los basaltos y andesitas-basaltos. También hay capas intercaladas de espilitas. La parte superior está formada por capas alternas de porfiritas, tobolavas, tobas, tufitas y arenisca tobácea. El espesor del paquete es de 300 m.

Siguiendo el corte hacia arriba estas rocas son recubiertas por ultrabasitas.

Este mismo carácter del corte se observa también más al Sur en las cuencas de los Ríos Jaguaní, Mal Nombre, Quivicán y Jojo.

Por todas partes se trata de un complejo de rocas vulcanógenas básicas, formado por la alteración de paquetes de bastante espesor de porfiritas diabásicas, porfiritas amigdaloides y afaníticas, con capas del mismo espesor de lavabrechas y lava-aglomerados de la misma composición porfirítica. Dentro de esta secuencia monótona de color verde, se encuentra un paquete de toboaleurolitas y toboargilitas de poco espesor (10-15 metros). Dentro de las rocas vulcanógenas y vulcanógeno-sedimentarias, se encuentran también formaciones sedimentarias puras. Se trata, en primer lugar, de calizas finamente bandeadas de color rosado, blanco y verdoso, también de jaspes rojos, que forman una especie de paquetes aislados y se encuentran en forma de pequeños lentes entre las rocas vulcanógenas. Esto se ve bien en el lugar de la confluencia del Río Toa con el Río Jaguaní.

Todos los sedimentos están extraordinariamente dinamometamorfizados. En los cortes septentrionales (Río Grande y también el curso medio del Río Jaguaní), esto se expresa principalmente en que las rocas vulcanógenas están brechadas en forma intensa. En la dirección sur, junto con el dinamometamorfismo, crece simultáneamente el metamorfismo general de las rocas. Debe notarse que este metamorfismo primeramente ocurre en forma selectiva. Los paquetes de poco espesor de

toboaleurolitas y toboargilitas se convierten en esquistos cloríticos que yacen entre las porfiritas brechadas macizas. Las calizas finamente bandeadas se convierten bien en calizas cristalinas, bien en mármoles. Este fenómeno se nota perfectamente en la orilla derecha del Río Jaguaní, en la zona del poblado de Caridad, así como también en el cauce del Río Toa entre los Ríos Mal Nombre y Jaguaní. Aquí entre las rocas vulcanógenas aparecen lentes y vetas de cuarzo metamorfofónico, que forman un sistema de pliegues de gran espesor en las capas intercaladas de toboaleurolitas comprimidas entre porfiritas afaníticas brechadas (ver Fig. 20).

Más al Sur, en el curso superior del Río Jojo, las porfiritas toman las formas de verdaderos porfiritoïdes, y las rocas tobáceas se convierten en esquistos clorítico-epidóticos típicos. Los fragmentos en los lavaglomerados se alargan, se aplanan y se orientan paralelamente a la dirección general de la esquistosidad.

A nuestro parecer, no hay duda de que la secuencia vulcanógeno-sedimentaria de mayor espesor, de composición básica, está expuesta al metamorfismo, y en lo que respecta a su formación responde a la formación espilito-diabásica (Adamovich y otros, 1963) en cuyos cortes estudiados predominan grandemente las formaciones de lavas. Esta serie de rocas, en todas las partes central y oriental de Oriente, se extiende por debajo de las serpentinitas y solamente en las regiones meridionales está meramorfizada más intensamente.

De este modo nosotros nos adherimos al punto de vista de Adamovich y otros (1963), que por primera vez expresaron la idea de la misma edad del corte de las rocas vulcanógenas de la región de Nicaro y de la Sierra del Purial. Sin embargo, a nuestro parecer, es discutible la edad de esta secuencia, atribuida por los autores antes mencionados al Cretácico Inferior y Medio, en base de la comparación de los cortes de Oriente con otras regiones más occidentales de Cuba. Es probable que esta secuencia sea de una edad más antigua aunque en la actualidad no hay datos a favor de ellos mantenemos el punto de vista de Adamovich y otros (1963, 1964).

este punto de vista. En el presente trabajo noso-

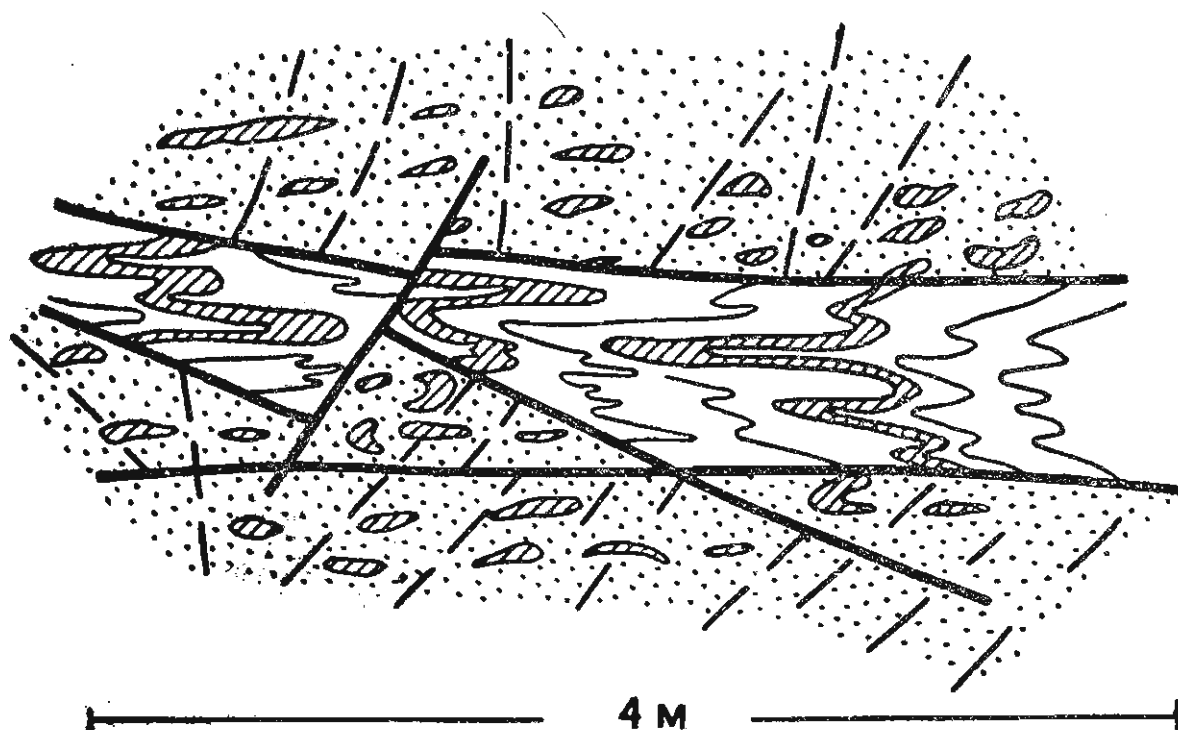


Figura 20

Carácter de los pliegues en las alcurolitas tobáceas metamorfiizadas, peneiradas por vetas de cuarzo metamorfogénico. Río Toa.

Como ya se ha dicho anteriormente, las formaciones vulcanógenas del Cretácico (tanto las metamorfiizadas como las no metamorfiizadas) están recubiertas por un cuerpo de serpentinitas en forma de estrato, que parece formar parte del corte estratigráfico sobre el cual, más tarde, se han sedimentado formaciones más jóvenes del Cretácico Superior y del Paleógeno.

Por eso las serpentinitas son como una parte inseparable de la columna estratigráfica de las partes central y oriental de Oriente, en relación con la cual serán descritas en la presente parte.

Como lo ponen en evidencia los trabajos de Adamovich y otros (1963), de Korin y otros (1967), dentro de las rocas ultrabásicas serpentinizadas de Oriente predominan las harzburgitas. Una difusión considerablemente menor han obtenido las dunitas, lherzolitas y piroxenitas. Todas estas rocas están en mayor o menor grado serpentinizadas. A veces la serpentización es tan grande que ni en el microscopio ni en las secciones se pue-

de determinar la naturaleza primaria de la roca ultrabásica. En su interior el macizo de serpentinitas tiene una estructura como de bloques grandes. Esta forma de bloques consiste en que los cuerpos de diferentes tamaños de rocas ultrabásicas relativamente poco serpentinizadas están encerrados en un "cemento" compuesto por esquistos serpentínicos.

Queda solamente agregar que el tamaño de estos bloques es variado y puede oscilar entre 1-2 m y 10-15 kilómetros. Los bloques más grandes pueden verse con facilidad observando las fotografías aéreas, como por ejemplo, en la orilla sur del Río Jaguaní. Bloques de semejante tipo fueron descritos por uno de los autores en la parte occidental de Oriente, (Knipper y P. Rifá, 1967), donde se da una característica bastante detallada de los mismos.

Estos bloques, a su vez, están compuestos por bloques menores, lo que crea una especie de textura con aspecto de conglomerado. Casi en todas partes los bloques y budinas aislados, dentro del

N

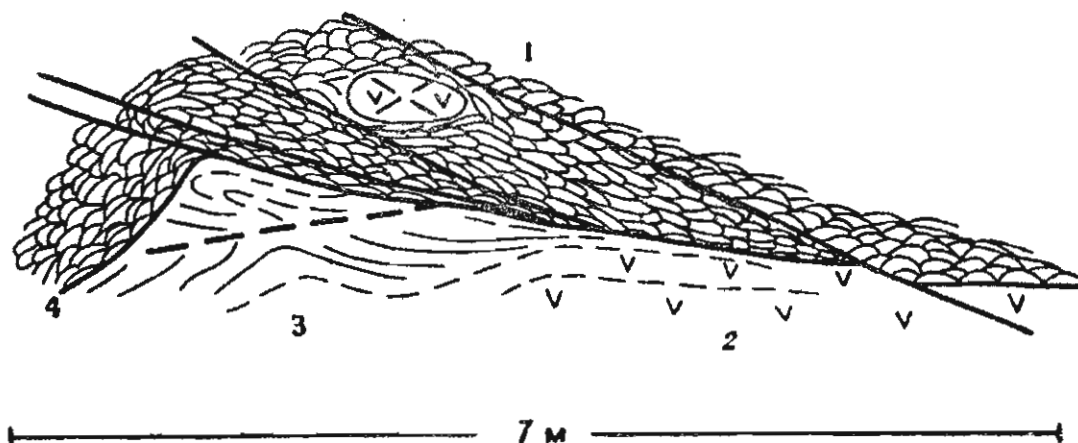


Figura 21

Carácter del contacto de las serpentinitas con esquistos y budinas (1) con las porfiritas (2). En el contacto con las serpentinitas, las porfiritas son esquistosas (3). Tanto unas como otras están cortadas por numerosas grietas (4). Río Grande, Sagua de Tánamo.

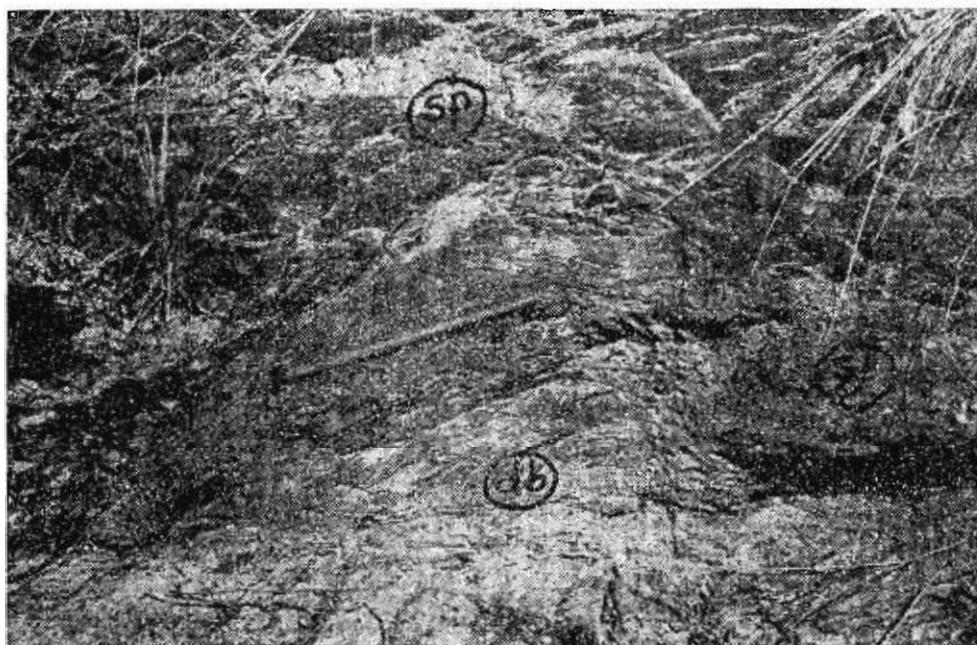


Figura 22

Se ve bien la esquistosidad en las porfiritas diabásicas (db) en la proximidad del contacto con las serpentinitas (sp).

núcleo, están rodeados por una envoltura fina de serpentinitas, sobre cuya superficie pulida se observan innumerables espejos de deslizamiento. A veces los bloques y budinas están separados entre sí por paquetes de serpentinitas fuertemente esquistosas y relativamente delgadas (de 0,5 a 10 cm), cuya esquistosidad repite los contornos del bloque o budina. En los testigos de los pozos semejante tipo de rocas tienen el aspecto siguiente: "se observa una alteración de intervalos de roca granulosa compacta (peridotita) con intervalos en los cuales las rocas tienen una red espesa de grietas finas o una estructura de pseudocapas, condicionada por arrugamientos. En las rocas agrietadas o arrugadas, el grado de serpentización es mayor que en la roca granulosa compacta (Korin y otros, 1967, pág. 138)".

En la distribución de estos bloques dentro del macizo no se observa una regularidad especial. Sin embargo, la base del macizo siempre está formada por rocas esquistosas completamente serpentini-

zadas. Sólo estos esquistos serpentinizados hacen contacto con las formaciones vulcanógenas que yacen en la base del macizo.

Los contactos de las serpentinitas con las rocas subyacentes tienen suma importancia para la comprensión del proceso de formación de las rocas ultrabásicas de Oriente. Por eso nos detendremos especialmente en la descripción de algunos de estos contactos.

Directamente en el cauce del Río Grande (ver Figs. 21 y 22) yacen diabasas compactas de color verde. Cerca del contacto con las serpentinitas, las diabasas están convertidas en esquistos, la dirección de la esquistosidad de las cuales coincide con la dirección del contacto. Las rocas vulcanógenas esquistosas además están desmembradas en una serie de grietas horizontales. Más arriba siguen esquistos serpentínicos de hojas finas con budinas, las que parecen contornear la superficie irregular del contacto. Dentro de las serpentinitas aparecen bloques aislados de diabasas cubiertas



Figura 23

Espejos de fallas en el contacto de las serpentinitas fuertemente esquistosas y con brechas (sp) y las porfiritas diabásicas (db). En la foto se ve perfectamente la intensa fragmentación de las rocas vulcanógenas. Río Grande, Sagua de Tanamo.

por una camisa fina de serpentinitas, cuya superficie está pulida y surcada por innumerables rayas que se cortan bajo los más diversos ángulos. El espejo de deslizamiento ideal (ver Fig. 23) acompaña el contacto de las serpentinitas con las rocas vulcanógenas esquistosas.

Más arriba de las serpentinitas esquistosas, cuyo espesor es de 15 a 20 metros se encuentran peridotitas con brechas y budinas. De este modo el contacto de las serpentinitas y de las rocas vulcanógenas en el cauce del Río Grande es evidentemente tectónico. Sobre este juicio no cabe ninguna duda. También en regiones más septentrionales, como por ejemplo, en la línea divisoria de las aguas de los Ríos Toa y Jaguaní, al Sur del poblado de Caridad, se observa el siguiente cuadro: Aquí (ver Fig. 24) en las innumerables grietas fracturadas de clivaje de porfiritas diabásicas yacen serpentinitas muy esquistosas. Tanto las serpentinitas como las porfiritas diabásicas están fracturadas por el sistema de grietas, que las convierten en una serie de placas paralelas.

En el sitio de confluencia de los Ríos Toa y Jaguaní (ver Fig. 25) en la base de las serpentinitas está situada una zona milonitizada formada por porfiritas afaníticas trituradas. Más arriba siguen serpentinitas esquistosas con budinas.

Se pudiera hacer también la descripción de toda una serie de contactos con las serpentinitas, sin

embargo, nos limitaremos sólo a la constatación del hecho de que estos contactos siempre son tectónicos.

De este modo, según nuestras suposiciones, el cuerpo en forma de estrato de las serpentinitas de las partes central y oriental de Oriente, en la base está limitado por todas partes por una dislocación tectónica.

Por Adamovich y otros (1963), en la región de los pueblos de Nicaro y Moa, en la base del macizo de serpentinitas fueron descritas harzburgitas serpentinizadas, algo fracturadas en la zona del contacto directo. Sin embargo, estos contactos fueron tratados como magmáticos por los autores señalados anteriormente, de acuerdo a que "en el contacto no ofrece ninguna zona considerable de fracturaciones, las cuales deberían (el subrayado es nuestro) formarse si se supone el sobrecorrimento considerable del macizo de ultrabásitas sobre las efusivas" (Adamovich y otros, 1963).

Es muy difícil conocer qué debería ocurrir al tener lugar el sobrecorrimento de las serpentinitas sobre las rocas subyacentes, lo cual no se conoce todavía a nivel mundial. Por nuestra parte, tomamos a nuestro cargo el riesgo de afirmar que en la forma magmática del proceso de formación de las rocas ultrabásicas de Oriente, en los contactos con las rocas encajantes, deberían observarse

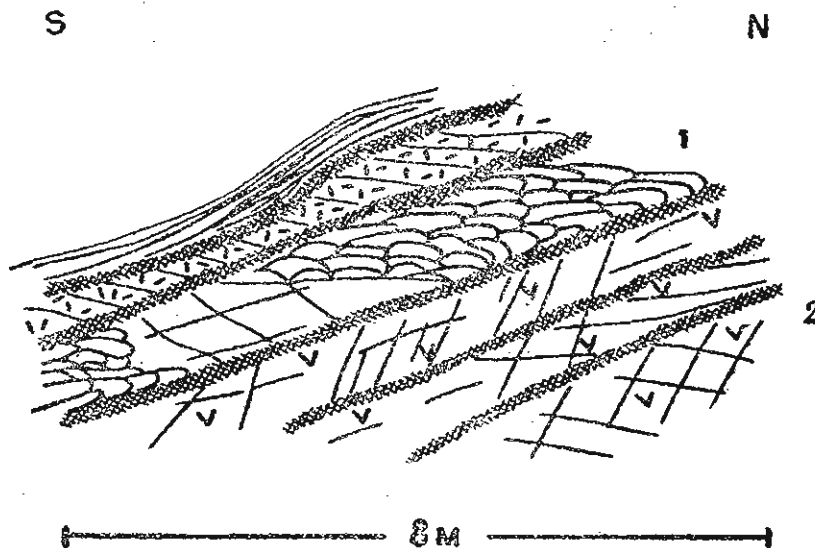


Figura 24
Carácter del contacto de las serpentinitas (1) con las rocas vulcanógenas (2) al Sur de Caridad, Palenque.

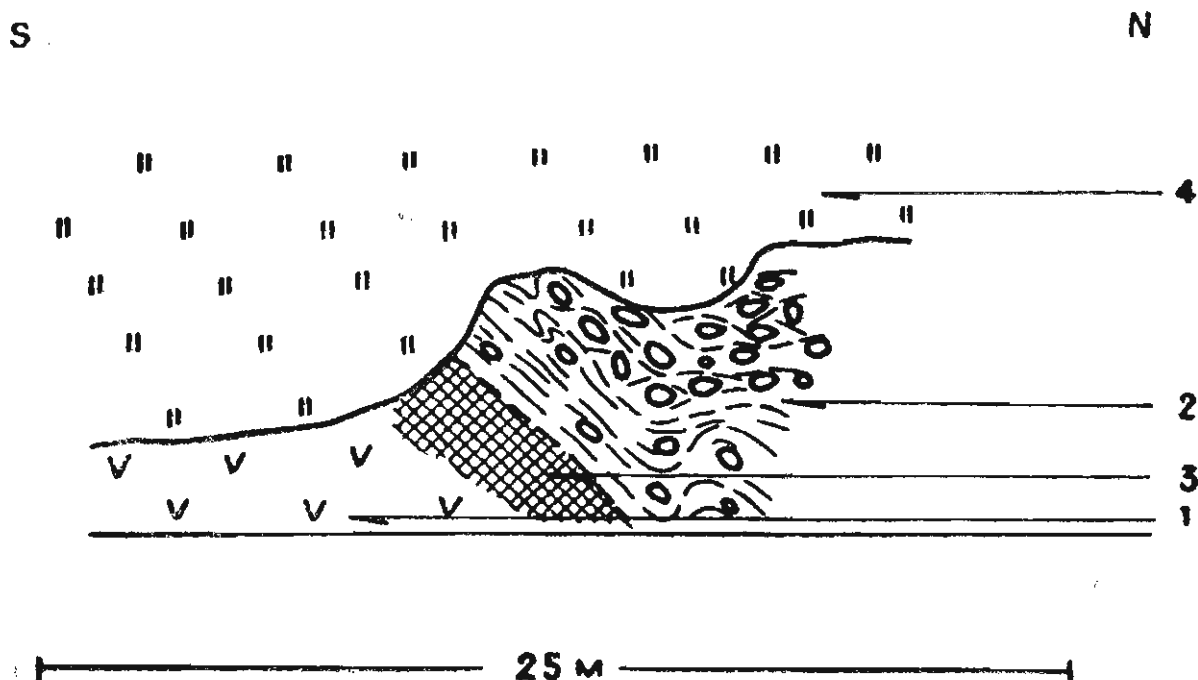


Figura 25

Carácter del contacto de las serpentinitas con brechas y budinas (2) con las rocas vulcanógenas (1). A lo largo del contacto aparece una brecha tectónica (3); el 4 son los sedimentos actuales.

huellas de la influencia activa del magma de alta temperatura.

Estas observaciones, no sólo para Oriente, sino en general para toda Cuba, como veremos posteriormente, no existen. Además en la base de las serpentinitas "cualquier zona considerable de fragmentación", no falta, sino que a veces alcanza un espesor de 200-300 m. Es magnífico para esto el ejemplo de las partes limítrofes del macizo ultrabásico al Norte de Palenque y lo mismo al Norte que al Sur del cauce del Río Yumurí (ver Fig. 26).

Como ya hemos dicho antes, estamos totalmente de acuerdo con las deducciones de Adamovich, Chejovich y otros, que por primera vez notaron el carácter casi horizontal de la yacencia del cuerpo de ultrabásitas de Oriente, al sureste del poblado de Nicaro y en la región del pueblo de Moa. Nuestras observaciones en regiones más meridionales confirman por completo las deducciones de los geólogos antes mencionados.

Nosotros quisiéramos precisar solamente algunas particularidades de este contacto en el plano.

Así por ejemplo, al sureste del poblado de Nicaro, en la ventana erosional descrita por Adamovich y otros (1963), la base del cuerpo de serpentinitas (en la parte occidental de la ventana) a medida que avanza hacia el Norte, desciende desde la cota 400 m hasta la de 100 m.

Un descenso de la base del macizo hasta 200 metros se observa también en la dirección oriental de la ventana erosional. Con esto la superficie del contacto, bajo un ángulo agudo, corta las formas horizontales del relieve, siguiéndolas totalmente.

Sin embargo, a veces se observan discordancias marcadas de la yacencia de la base del macizo de serpentinitas y del relieve. Así, por ejemplo, al Sur de la localidad de Culebra, en las rocas volcánicas del Cretácico se observa una especie de bolsillo en el cual penetran las hiperbasitas. En el mapa esto se expresa en que la base de las hiperbasitas, a medida que se extiende hacia el Este,

paulatinamente, a una distancia de tres km, desciende desde la cota de 400 hasta la de 300 metros y después bruscamente, a una distancia de medio kilómetro, de nuevo asciende a la cota 400 m.

Hay algunas profundizaciones de este tipo en la superficie del contacto de las serpentinitas y las rocas vulcanógenas.

El carácter irregular de la base horizontal de las serpentinitas a nuestro parecer está relacionado con el rasgamiento del lecho en los movimientos de charriage, formado por ultrabasitas. Fenómenos semejantes no hace mucho fueron descritos por Belostoskin en los montes Dináridos de Albania (1967).

Un carácter absolutamente suave, casi horizontal, de la base de las serpentinitas, se observa en regiones más meridionales y al Norte de Palenque, por las dos orillas del Río Jaguaní, a lo largo de

la orilla septentrional del Río Mal Nombre, en el curso inferior del Río Toa, en el curso superior del Río Jojo, etc.

El carácter de la yacencia de las serpentinitas en esta región se muestra en el mapa tectónico. Es tan elocuente que no necesita comentario. No cabe la menor duda de que el límite sur del macizo de serpentinitas es erosional y que en otro tiempo la cubierta de serpentinitas ocupaba grandes superficies y probablemente cubría todos los afloramientos de rocas vulcanógenas metamorfizadas de Oriente. El espesor de la cubierta de serpentinitas en este lugar es relativamente pequeño, y los ríos y arroyos cortan por completo las serpentinitas, poniendo al descubierto, en las ventanas erosionales, rocas de la formación espilito-diabásica, que yacen debajo de las serpentinitas. La más importante es la ventana erosional del Río Jaguaní.



Figura 26

Serpentinita con esquistos, brechas y budinas yacentes en la parte inferior del macizo de serpentinitas. Vía Azul, en la zona del Río Yumuri.

La base de las serpentinitas, al igual que en la región de la ciudad de Nicaro, casi es horizontal y en conjunto paulatinamente se inclina al nordeste.

La yacencia más alta de la base del charriaje se observa en todo el límite meridional del macizo, a lo largo de la orilla izquierda del río Jojo. Aquí está situado dentro de las cotas de 700-500 metros.

En el curso inferior del río Toa estas alturas corresponden a la cota de los 100 metros.

Más al Oeste, a lo largo de la orilla del río Mal Nombre, de Oeste a Este, ocurre una inclinación paulatina de la base del cuerpo de serpentinitas desde la cota de 500 m a la de 300 m. Un cuadro análogo se observa en los límites de la parte meridional de la ventana erosional del Río Jaguaní, donde al Oeste la base del corrimiento está situada a la altura de 400 metros, y al Este, en los límites de las alturas de 200 metros.

Este carácter de la yacencia de las serpentinitas da la posibilidad de calcular su espesor en las condiciones del corte erosional actual. Según estos cálculos el espesor máximo de las serpentinitas en la región del poblado de Minas es igual a 600 m, al Norte del Río Jaguaní 725 metros y al Norte del Río Mal Nombre 470 metros. Este espesor, sin embargo, puede resultar un tanto reducido, ya que al efectuar todos los cálculos hemos partido de la suposición de la yacencia casi horizontal de la dislocación tectónica, situada en la base del cuerpo de serpentinitas.

Así, según nuestras suposiciones, el "estrato" de serpentinitas de las partes oriental y central de Oriente corresponde a un enorme escurrimiento sobre las rocas del Cretácico (?), que forman una base autóctona. Este enorme charriaje en su interior es una brecha tectónica gigante, formada por enormes bloques poco serpentinizados (pero brechados) de harzburgitas encerradas en esquistos y milonitas de serpentinitas.

La estructura de los bloques de este macizo, a nuestro parecer, está subrayada magníficamente por la presencia de inclusiones de las formaciones metamórficas, gabro y de las rocas vulcanógenas del autóctono.

Como ha sido demostrado por Adamovich y otros, (1963) dentro de las serpentinitas se hallan inclusiones de rocas metamórficas, la mayor de las cuales se encuentra en las laderas meridionales de la Sierra de Cristal. Estos son bloques grandes de forma irregular, formados por esquistos y anfibolitas. Dentro de las rocas, en el interior del bloque, Adamovich y otros (1963), describen esquistos cloríticos cuarzo-micáceos, talcosos, plagioclaso-anfibólicos, albito-moscovítica y albito-micáceo-anfibólico.

Es necesario hacer notar que estas rocas metamórficas, por su composición original, y por el grado de metamorfismo, no tienen nada en común con las rocas del autóctono. No cabe la menor duda del carácter tectónico del contacto de las serpentinitas con las rocas metamórficas. Así por ejemplo, en el cauce del Río Miguel (parte oriental del bloque de rocas metamórficas) nosotros hemos observado el siguiente cuadro:

Las serpentinitas del macizo, a medida que se aproximan al contacto con las rocas metamórficas, se vuelven más y más esquistosas y brechosas. Simultáneamente aparecen en ellas bloques de rocas metamórficas que alcanzan en su diámetro 4-5 m. Se ve bien que en algunos lugares estos bloques parecen estar hundidos en el "cemento" de serpentinitas.

En algunos lugares predominan marcadamente las rocas metamórficas y las serpentinitas forman una especie de "residuo" entre los bloques de las rocas metamórficas. Después, imperceptiblemente, las serpentinitas desaparecen completamente y el corte siguiente está formado en su totalidad por rocas metamórficas muy brechosas y esquistosas.

También es indudable, en una serie de casos, el carácter tectónico de la interrelación del gabro con las serpentinitas, descrito en los trabajos de Adamovich y otros (1963).

A veces en el gabro, en los contactos con las serpentinitas se observan zonas de fracturación que se extienden a distancias muy grandes. Estas dislocaciones, generalmente, pueden notarse perfectamente en las fotografías aéreas. En otros lugares no aparecen zonas de fracturación de relativo

espesor, pero en sus contactos observados por nosotros, siempre aparecen zonas de gabro milonitizado que se ponen en contacto con serpentinitas. Más adelante describiremos algunos de estos contactos. Por ahora señalaremos que según nuestra opinión, en la parte oriental de Oriente deben diferenciarse claramente dos tipos de rocas gabroides que se distinguen marcadamente por su composición.

En primer lugar se trata de gabros normales y olivínicos, que a veces se acompañan por anortositas, troctolitas y lherzolitas. En una serie de lugares estas rocas poseen una textura claramente bandeada. Según las descripciones de Adamovich y otros (1963), los más grandes macizos de este tipo de rocas se encuentran en la zona situada al Sur de la ciudad de Moa. Otro macizo de tipo semejante se encuentra al Oeste de la ciudad de Baracoa, donde se continúa desde la orilla derecha del Río Toa hacia el Sur, a lo largo de la orilla derecha del Río Quiviján. Las dimensiones de estos macizos son muy grandes. Su largo alcanza 10-15 km, con un ancho de 200-300 m a 3-5 km. La forma en el plano, es frecuentemente irregular, aunque a veces lineal.

La distribución de estos macizos dentro de las rocas ultrabásicas no está subordinada a ninguna regularidad. A veces estos macizos están situados por completo dentro de las serpentinitas, en la parte central del macizo, y otras yacen en sus bordes, casi poniéndose en contacto con los sedimentos vulcanógenos. Sin embargo, también en estos casos el gabro siempre está separado de las rocas subyacentes, por una faja estrecha (hasta 100-150 metros de ancho) de serpentinitas esquistosas y brechosas, lo que se ve magníficamente bien en la orilla derecha del Río Quiviján.

Este complejo de gabros bandeados, a nuestro parecer recuerda mucho un complejo similar del Ural Polar, descrito por Markovkova (1965).

A otro tipo absolutamente diferente pertenece el complicado complejo de rocas básicas descubierto en la parte noroeste del macizo situado al suroeste de la ciudad de Mayarí. Se trata de un complejo extraordinariamente variado representado por gabros normales, gabroanfibolitas, porfiritas afaníticas y diabasas. Todas estas rocas se

encuentran en complicadas interrelaciones, y a veces, parecen alternar sus capas. Ninguno de estos tipos de rocas se encuentra formando grandes cuerpos. Es de extraordinario interés la zona de contacto de estas rocas con las serpentinitas. Por Adamovich y otros (1963), aquí fue descrita una serie de diques, análogos por su composición a las rocas que forman un ribete amplio (hasta 2-3 km) a lo largo de la periferia de este macizo de "gabro", lo que según su opinión confirma el origen magmático de todo el macizo.

Por desgracia, el contacto en sí del macizo con las serpentinitas aflora muy mal. Sin embargo, la interrelación de estos "diques" con las serpentinitas se puede observar perfectamente a lo largo del camino que sube desde el valle del Río Guaro a la meseta de Pinares de Mayarí. Aquí, en medio de ultrabásitas compactas de color verde claro, penetradas por vetas de serpentinitas, yacen múltiples cuerpos de gabro-anfibolitas de grano fino y color verde, porfiritas afaníticas, diabasas, felsitas-porfiritas y gabro-pegmáticas. Estos cuerpos poseen una forma de lente elipsoidal, a veces redondeada en el plano. En la mayoría de los casos sus contactos con las serpentinitas son acompañados por zonas de milonitización, en las cuales tanto la serpentinita como las rocas de la serie "diques" están convertidas en un agregado en forma de polvo (ver Fig. 27a). La anchura de estas zonas es de 1-2 cm.

Con frecuencia las diabasas están penetradas por una serie de inyecciones de feldespatos, las cuales se truncan bruscamente a lo largo de la zona milonitizada (ver Fig. 28) y nunca continúan en las serpentinitas. Aquí no hemos encontrado inyecciones de feldespato en las serpentinitas, al igual que en todo el territorio de las partes central y oriental de Oriente. Vale la pena también recordar que en el informe de Adamovich y otros, (1963), se hace notar que las vetas de cuarzo que cortan el complejo de los gabros bandeados, tampoco se continúan en las serpentinitas.

A veces, sin embargo, pero con mucha menor frecuencia, el contacto entre las diabasas y las serpentinitas está acompañado de una vena de serpentinitas, la cual posee una estructura fibrosa transversal (ver Fig. 27b). Por el contacto entre

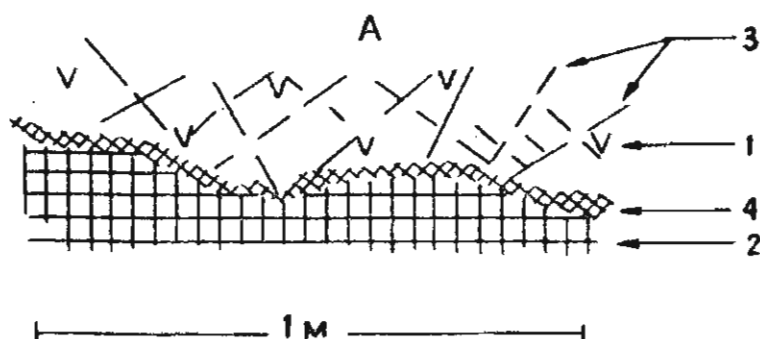


Figura 27-a

Carácter del contacto de las serpentinitas con las inclusiones. 1—de diabasas. 2—de serpentinitas. 3 — grietas. 4 -- de milonitas.

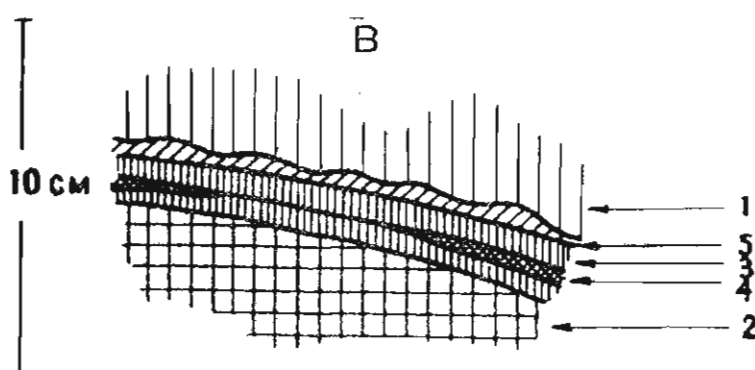


Figura 27-b

1—de diabasas. 2—de serpentinitas. 3—serpentinitas con estructura fibrosa transversal. 4—serpentina sin estructura. 5—zona de anfibolitización.

la vena y las diabasas se desarrolla en las diabasas un ribete fino ondulado, formado por anfíbol de grano fino. Este carácter del contacto tampoco puede explicarse de ninguna manera por la influencia magmática activa de los diques sobre las serpentinitas.

A nuestro parecer, los hechos antes relacionados muestran el origen tectónico de las inclusiones de gabroanfíbolitas, diabasas y otras rocas en las serpentinitas. En otro tiempo esas rocas sufrieron metamorfismo, fueron penetradas por inyecciones de feldespatos y cuarzo, y después fueron arrancadas del macizo mayor por una protrusión de serpentinitas. Semejante tipo de inclusiones han sido ya descritas con anterioridad en Cuba (Kozary, 1956; Ducloz y Vuagnat, 1963; Knipper y Puig-Rifá, 1967). En el proceso de movimiento tuvo lugar el brechamiento y el desgaste de las partes limítrofes de las inclusiones tectónicas. A lo largo de las grietas, surgidas en la cubierta tectónica de las serpentinitas al moverse la misma, tuvo lugar la circulación de soluciones, gracias a la cual en el macizo se formaron múltiples vetas de ser-

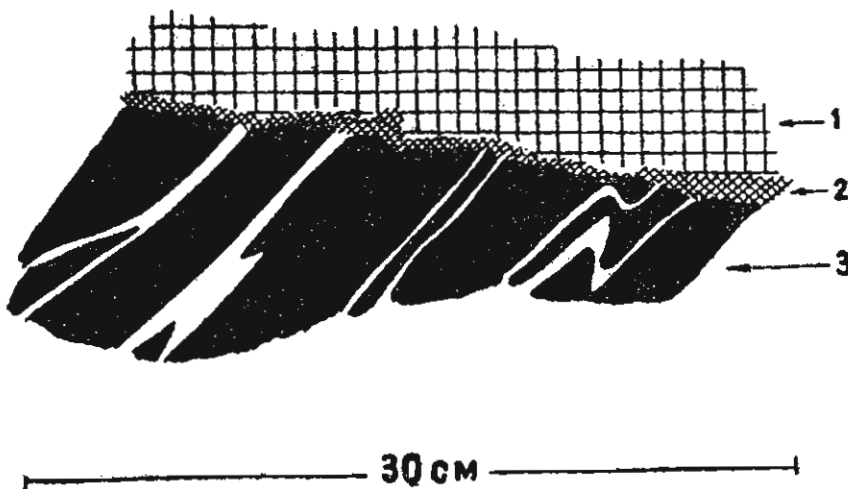
pentina. La temperatura relativamente alta de las soluciones (600°C, ó sea, el límite máximo de existencia de la serpentina como mineral), formó la recrystalización del anfíbol en partes limítrofes de las inclusiones.

De este modo, a nuestro parecer "la serie de diques" del macizo de gabro en las serpentinitas, no es otra cosa que bloques formando una brecha tectónica gigante.

Sin investigaciones petrográficas minuciosas es difícil afirmar algo en relación con el origen del gabro, las gabro-anfíbolitas, las diabasas y otras rocas, penetradas por inyecciones de feldespatos. Es probable que éstas sean producto de un metamorfismo casi total (probablemente refusión) de algún complejo vulcanógeno antiguo. A favor de este punto de vista, con probabilidad, habla la composición extraordinariamente diversa de las rocas del propio macizo de "gabro". Estas rocas recuerdan extraordinariamente las descritas por Pinus y otros (1958) en la región de plegamientos Altay-Saensicaya.

Figura 28

Se ve que las vetas de feldspato (4) no continúan de las diabasas (3) a las serpentinitas (1); sino que parecen terminarse en la zona milonitizada (2).



Como ya se ha dicho con anterioridad, dentro de las serpentinitas aparecen bloques tectónicos de rocas vulcanógenas del autóctono. Uno de estos bloques se ve perfectamente en la orilla derecha del Río Toa, al Oeste del paso del mismo.

Con esto terminamos la descripción de las serpentinitas y de las rocas subyacentes de las partes central y oriental de Oriente. Algunas cuestiones especiales referentes al origen de las serpentinitas y del gabro, así como las formas del proceso de expulsión de las serpentinitas y de las rocas que las acompañan hacia la parte superior de la corteza terrestre, serán tratadas más adelante.

Rocas que recubren a las serpentinitas.

Directamente sobre las serpentinitas se encuentran grandes conglomerados-brechas de cantos rodados del maestrichtiano, descritas detalladamente por Adamovich y otros (1963). Estas formaciones comprenden la depresión de Sagua de Tánamo, así como algunos afloramientos aislados en medio de las serpentinitas. FALSO

Areas aisladas de estas rocas han sido halladas en las cuencas de los ríos Grande y Miguel, al suroeste del poblado de Moa y también al Sur de la ciudad de Baracoa, en la parte media del Río Las Minas y por el camino Vía Azul. Adamovich y otros (1963) dividen esta secuencia en dos partes. Una inferior, formada por conglomerados de fragmentos gruesos, en las cuales predominan los fragmentos de rocas ultrabásicas serpentinizadas,

gabro y diabasas (ver Fig. 29). Los tamaños de los diferentes cantos de serpentinitas en esta parte del corte, alcanzan la magnitud de 10-15 metros en su diámetro, casi no están redondeados, la selección falta por completo. Semejante tipo de rocas fueron descritas por uno de los autores anteriormente en la región de Guardalabarca (Knipper-Puig-Rifá, 1967).

Dentro de estas rocas de fragmentos gruesos aparecen lentes de tufitas, areniscas tobáceas, tobas y lavabrechas de composición básica. Es interesante que en estos horizontes de lavabrechas también aparezcan enormes bloques de serpentinitas. Este fenómeno ha sido observado por nosotros al suroeste de la ciudad de Sagua de Tánamo.

Esto nos permite afirmar con certeza que la erosión en el maestrichtiano, dentro de los límites de la zona estudiada, no ha puesto al descubierto en ninguna parte las rocas que yacen debajo de las serpentinitas.

La molasa del maestrichtiano está cubierta por un complejo de rocas del Paleógeno, dentro de las cuales Adamovich y otros (1963) distinguen sedimentos del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno.

Los sedimentos del Paleoceno se han encontrado solamente en la parte meridional de la Sierra Cristal, donde cubren las molasas del maestrichtiano erosionadas y se sitúan directamente sobre las serpentinitas. Estas formaciones están compuestas principalmente por margas, con una cantidad su-

500 m.
en la
por un
molasa
tectónica.

FALSO
En la zona
maestrichtiana

FALSO
Se cubren
superficie

FALSO
No cubren
la zona
maestrichtiana

bordinada de capas de areniscas y calizas arenoso-organógeno-fragmentarias. El espesor de las formaciones del Paleoceno oscila entre 70 y 150 metros; la reducción del espesor tiene lugar en la dirección occidental.

Los sedimentos del Eoceno Inferior y Medio recubren todos los sedimentos subyacentes erosionados profundamente y con desarrollo de conglomerado basal, que están situados directamente sobre la superficie de las serpentinitas y del gabro.

A lo largo del límite meridional del macizo, estos sedimentos están formados por areniscas tobáceas, tufitas y tobas de porfiritas andesíticas, con capas intercaladas y subordinadas de conglomerados y calizas organógeno-detriticas. En los perfiles del límite septentrional del macizo, al Sur de la ciudad de Mayarí, en los cortes del Eoceno Inferior y Medio, predominan marcadamente las calizas. Los mayores espesores (250 m) de estas rocas se observan a lo largo de la pendiente meri-

dional del macizo ultrabásico, en su parte oriental. Al Oeste, y después al Norte, a medida que se siguen los cortes a lo largo del límite de las montañas de la Sierra Crisral y de la Sierra de Nipe, el espesor de los sedimentos del Eoceno inferior y medio disminuye paulatinamente (hasta 50 metros). En esta misma dirección tiene lugar el remplazo paulatino de los sedimentos tobogénicos por las calizas.

Las formaciones del Eoceno Medio y Superior están representadas principalmente por calizas con capas intercaladas de sílice. En la cuenca del Río Mayarí estas formaciones reemplazan a las rocas subyacentes concordantemente, y sólo en la región del poblado de Miranda, en su base, se ha establecido el producto de la erosión. El espesor máximo de esta parte del corte es de 110-120 metros.

Los sedimentos del Eoceno Superior en la mayoría de los lugares yacen concordantemente sobre las rocas subyacentes. Estas son margas, con capas

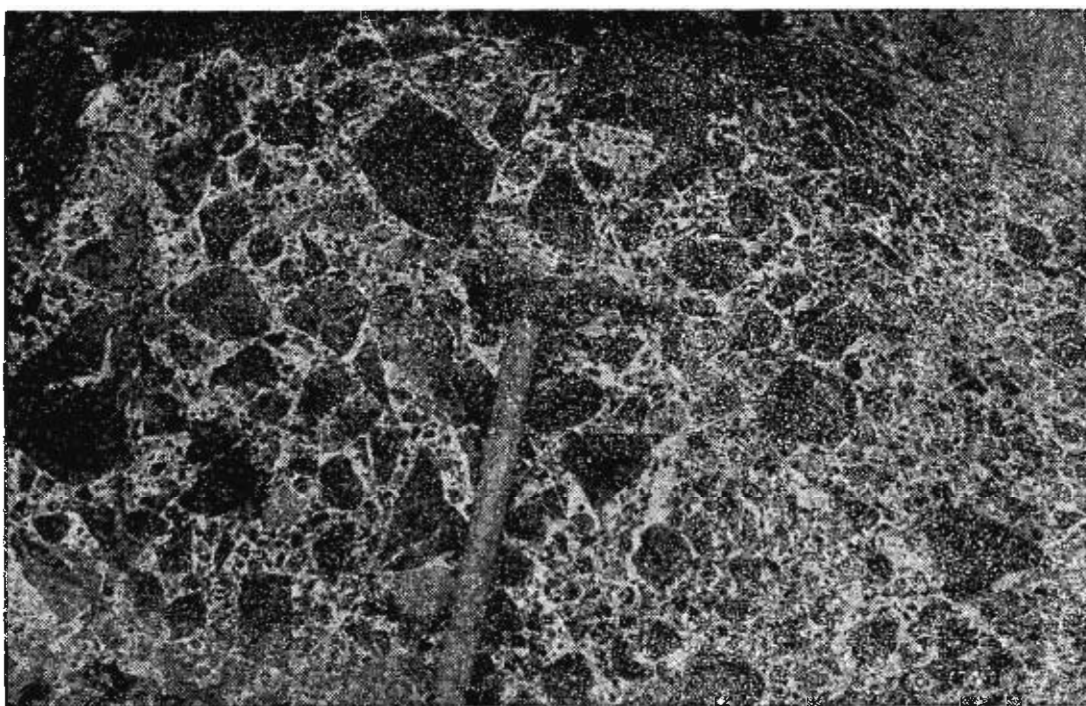


Figura 29

Fragmentos de serpentinitas y gabros en los conglomerados. Brechas del Maestrichtiano Río Miguel.

de calizas pelitomórficas de grano fino y organógeno-detríticas. Su espesor es de 100-110 m.

Si siguiendo el corte hacia arriba los sedimentos del Eoceno se reemplazan por los sedimentos del Oligoceno, en la base de los cuales a veces se observan hiatus locales.

Estructura tectónica de las partes central y oriental de Oriente.

Como ya hemos visto antes, la estructura tectónica del complejo del premaastrichtiano, en gran medida está determinada por la presencia de un enorme manto tectónico, formado por hiperbasitas, el cual yace sobre rocas vulcanógenas parcialmente metamorfozadas del Cretácico (?).

La estructura del alóctono ha sido descrita con bastante minuciosidad antes, al tratar sobre la estructura del cuerpo de serpentinitas.

Mucho más difícil resulta descifrar la estructura tectónica del autóctono, que en primer lugar se debe a lo poco estudiado de esta parte de Cuba.

Puede solamente decirse que en el Norte, en la zona del poblado de Nicaro, las formaciones vulcanógenas del Cretácico, según los datos de Adamovich y otros (1963), forman un pliegue anticlinal suave braquiforme.

A lo largo del límite meridional del charriaje por el Río Toa, se logró establecer que las rocas metamórficas y vulcanógenas buzaban hacia el noroeste ($300-310^\circ$), bajo ángulos de $40-60^\circ$.

En esta zona se ve que las formaciones del autóctono están cortadas en grietas verticales de clavaje que atraviesan en cruz la dirección de las rocas, o sea hacia el noroeste a 310° . Este sistema regional de grietas tiene casi una dirección latitudinal. Se crea la impresión de que el sistema equivalente de grietas de igual edad abarca también las rocas del alóctono. Esto se ve perfectamente en la orilla derecha del Río Quiviján, donde el sistema de las grietas del autóctono continúa en el gabro que yace en el alóctono, o sea, en las rocas próximas a las efusivas por sus cualidades físico-mecánicas. Todo esto pudiera agregarse a lo ya dicho al describir el manto tectónico.

Sin embargo, nos parece que el material recibido permite afirmar con toda confianza que el límite meridional del macizo ultrabásico tiene un carácter puramente erosional y no está relacionado con las fallas y mucho menos con las profundas. Precisamente esta falla, después de las investigaciones de Adamovich y otros (1963), ha sido dibujada por todos los geólogos en la parte central de Oriente (mapa geológico de Cuba a escala 1:1 000 000, también a escala 1:500 000, y mapa tectónico de Cuba a escala 1: 1 000 000, etc.)

A ésta se ha conferido una gran importancia, en primer lugar como canal conductor del magma ultrabásico, y en segundo lugar como la zona que separa la zona metamorfozada de la no metamorfozada del Cretácico (Adamovich y otros, 1963; Markov y otros, 1967). Como ya hemos dicho anteriormente, la dislocación o el sistema de dislocaciones a lo largo del borde meridional del macizo ultrabásico no aparece, y las rocas metamórficas entran bastante lejos hacia el Norte (Río Jaguaní), poniéndose al descubierto en ventanas erosionales aisladas debajo de las serpentinitas. Esta última circunstancia, así como la presencia de formaciones no metamorfozadas en el autóctono, a nuestro parecer muestra que los procesos metamórficos abarcaron las rocas metamórficas hasta la formación del charriaje serpentínico.

Los sedimentos del maestrichtiano yacen sobre las serpentinitas en forma de cobertura, formando relictos aislados de la erosión. Al mismo tiempo estos sedimentos forman la cuenca de pendiente suave relativamente grande de Sagua de Tánamo, la que parece desmembrar el macizo ultrabásico de Oriente en una parte oriental y otra occidental.

Las rocas del Paleógeno, en conjunto, forman los bordes de pendiente suave de las grandes depresiones jóvenes, que rodean las serpentinitas y las rocas del Cretácico por el Norte, el Oeste y el Sur. El buzamiento de las rocas en las alas es suave y está dirigido hacia el centro de las cuencas.

Todos los sedimentos antes descritos están cortados por un sistema de falla del Post-Paleógeno, las que se extienden en las direcciones nordeste, noroeste y Sur. Las fallas de dirección latitudinal se encuentran con mucho menor frecuencia.

Estas dislocaciones se observan bien, tanto en los sedimentos del Cretácico y del Paleógeno, como en las serpentinitas y desplazan con claridad los límites de estas últimas. La magnitud del desplazamiento por estas fallas no es grande y dudosamente supera el 0.5 km.

Este sistema de dislocaciones a todas luces es muy joven (del Paleógeno tardío ?) y está relacionado con movimientos intensos de bloques en Oriente, en el Neógeno y el Cuaternario.

En un sistema especial de fallas es preciso distinguir las dislocaciones de diferente dirección dentro del cuerpo de serpentinitas, las cuales con frecuencia separan grandes bloques de gabro de las serpentinitas. Partiendo de que estas dislocaciones nunca salen de los límites del bloque de serpentinitas y parecen apoyarse en el borde del mismo, sin continuarse nunca en las rocas del autóctono, deben ser consideradas como dislocaciones internas del macizo serpentínico, surgidas en el momento de su sobrecorrimiento a lo largo del límite de las rocas con diferente competencia.

De esta manera, en conjunto, la estructura tectónica de las partes central y oriental de Oriente, en plan general, es relativamente sencilla. Su parte inferior, o el piso estructural antiguo, está formado por un charriaje gigante de serpentinitas, que yacen sobre formaciones parcialmente metamorfizadas de formación espilito-diabásica del autóctono, y la parte superior o el piso estructural superior (comenzando por el maestrichtiano) está integrado por formaciones carbonatadas y carbonato-tobáceas de las partes limítrofes de las cuencas que rodeaban a las rocas del piso estructural inferior, en el maestrichtiano y el Paleógeno.

Sector de Holguín

La estratigrafía, la tectónica y la historia del desarrollo de esta región, en su tiempo fueron descritas detalladamente por uno de los autores del presente trabajo (Knipper y Puig-Rifá, 1967). Por eso aquí solamente señalaremos con brevedad las principales particularidades de la estructura de esta región, y a los que deseen conocer detalladamente la estructura geológica de las regiones de Holguín y Guardalabarca, los remitimos al artículo antes mencionado (Knipper y Puig-Rifá, 1967).

La región descrita es como un eslabón intermedio de unión, entre las regiones central y oriental de Oriente y la parte Central de Cuba (Camagüey y Las Villas). En relación con eso, esta región posee similitud con las regiones más orientales así como con las más occidentales.

Con esto, si en cuanto a la estratigrafía esta región es fácil de comparar con otras de la provincia de Oriente, en lo que respecta a la estructura se halla más cerca de las regiones de la parte central de Cuba.

Efectivamente, al igual que en las partes central y oriental de Oriente, aquí, en la base del corte, yacen formaciones vulcanógenas del Cretácico y serpentinitas recubiertas por sedimentos de molasa, surgida a causa de la erosión de las serpentinitas, el gabro y las rocas vulcanógenas (ver Fig. 19). Más arriba estas rocas se recubren con productos arcillosos de la erosión de la corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas y con calizas del Eoceno Medio. En este aspecto la región de Holguín no se asemeja a las regiones más occidentales de Cuba, donde el corte del maestrichtiano, del Paleoceno y del Eoceno inferior y medio, en manera radical se diferencia del corte de Oriente.

Como recordamos, los primeros fragmentos de las hiperbasitas en las provincias de Las Villas y Camagüey aparecen solamente en dos sedimentos del Eoceno medio, los cuales, además pertenecen a un tipo completamente distinto de formación: el "flysch".

Esto subraya evidentemente la diferencia del tiempo y la forma de aparición de las rocas ultrabásicas en la esfera de la erosión. En toda la provincia de Oriente es del premaestrichtiano, mientras que en toda la parte central de Cuba es del Eoceno medio temprano.

Con esto, hablando propiamente, terminan las diferencias de la región de Holguín de las regiones más occidentales de Cuba. Por todos los demás indicios la región de Holguín se parece claramente a las provincias de Las Villas y Camagüey. Estos indicios son los siguientes:

- 1) La región fue sometida a un proceso de plegamiento muy fuerte en el Eoceno superior

? Por puros indicios? ¿indicio?

temprano, que provocó la formación de una complicada estructura lineal plegada, con mantos y fallas de sobrecorrimiento. Con esta etapa del proceso de plegamiento se relaciona la introducción de las protrusiones verticales de las ultrabasitas.

FALSO
Hoy se sabe que
ultrabasitas
en rocas del
paleozoico

2) Dentro de las ultrabasitas de la región de Holguín aparecen numerosas inclusiones de calizas, dentro de las cuales según Kozary (1956) gozan de una amplia difusión las calizas pelito-mórficas y a veces pedernal del tipo de gran profundidad, cuya edad se determina como del cenomaniano.

3) Las facies miogeosinclinales, desarrolladas alrededor de la ciudad de Gibara, al igual que en la provincia de Camagüey, están deslizadas, a lo largo de la falla de sobrecorrimiento suave, sobre los sedimentos de la zona eugeosinclinal. Estas rocas carbonatadas seguramente se prestan mejor a comparación con las rocas de la zona de Santa Clara, o sea, con los cortes de transición de los miogeosinclinales hacia el leptogeosinclinal.

Sin embargo, la región occidental de Oriente posee una particularidad que la diferencia marcadamente de las regiones orientales y occidentales de Cuba. Esta particularidad consiste en que el proceso de formación de los cuerpos de serpentinitas en este Sector se realizó en dos etapas. Efectivamente, la primera etapa del premaestrichtiano, se establece claramente por la presencia de productos de la erosión de las serpentinitas en las molasas del maestrichtiano, y la segunda, del Eoceno superior temprano, por la interrupción de la protrusión de las serpentinitas por los sedimentos del maestrichtiano, Paleoceno y Eoceno inferior y medio. El carácter de las protrusiones de serpentinitas en el plano, así como su forma en el corte, no dejan ninguna duda de que los sedimentos del maestrichtiano, en un tiempo, estaban situados sobre un cuerpo grande de serpentinitas, que contenía numerosas inclusiones tectónicas de calizas del corte leptogeosinclinal y eugeosinclinal.

FALSO
Los serpentinitas
son de tipo
cubano, con
sedimentos del
paleozoico

En relación con esto surge la pregunta sobre la forma primaria de las protrusiones en la etapa del premaestrichtiano. No se tienen observaciones directas a este respecto. Sin embargo, para resolver esta cuestión se puede utilizar una cadena de

razonamientos, sacando a relucir los siguientes hechos:

a) No provoca dudas la circunstancia de que en el Cretácico las zonas lepto- y miogeosinclinal estaban situadas más al Norte que las eugeosinclinales.

b) En la estructura actual de la zona de la ciudad de Holguín y Guardalabarca, los bloques de rocas de tipo leptogeosinclinal en las serpentinitas, se encuentran más al Sur o entre cuñas tectónicas de las rocas eugeosinclinales.

c) Las compresiones del Eoceno superior temprano no han provocado aquí ningún desplazamiento horizontal considerable en los cuerpos de serpentinitas.

d) Por consiguiente, es necesario suponer desplazamientos horizontales de gran envergadura en el premaestrichtiano, como resultado de los cuales, por las protrusiones de serpentinitas, al moverse hacia arriba, fueron arrancados enormes bloques de rocas leptogeosinclinales. Al moverse los mantos tectónicos ya en dirección horizontal, estas cuñas tectónicas fueron transportadas a gran distancia al Sur, hacia la región de desarrollo de las facies eugeosinclinales.

Este punto de vista, a nuestro parecer, es confirmado también con la presencia de un enorme charriaje de serpentinitas, demostrado en forma irrefutable en las partes central y oriental de Oriente.

De este modo, según nuestras suposiciones, el charriaje de serpentinitas del premaestrichtiano se extiende (en su parte visible) desde la región del Cabo Maisí hasta la región de la ciudad de Holguín, o sea, a una distancia de aproximadamente 300 kilómetros.

Cuencas que enmarcan las estructuras de plegamientos.

Las formas tectónicas descritas en la presente parte, se diferencian esencialmente por su morfología de las estructuras antes descritas de la zona de articulación entre el eu- y miosinclinal de Cuba. Estas son en conjunto grandes cuencas isométricas, a veces lineales, dentro de cuyos límites

los sedimentos que las forman se inclinan suavemente en dirección a la parte central y más hundida de la estructura. Entre estas cuencas, por su forma, condicionalmente pueden distinguirse las cuencas isométricas y suaves, y las lineales en forma de graben, (Puscharovskiy y otros, 1967). La descripción de estas formas tectónicas no entra en nuestra tarea. Sin embargo, algunas particularidades de su estructura presentan un interés esencial para la comprensión del desarrollo de Cuba en el Cretácico Superior y el Paleógeno; en relación con esto describiremos brevemente las etapas más interesantes.

En la región que nos interesa, que enmarca directamente las regiones antes descritas, también se distinguen dos tipos de estructuras, que se diferencian tanto por su morfología como por la edad de los sedimentos que las forman.

Se trata en primer lugar de la cuenca que se encuentra en el borde del miogeosinclinal, surgida delante de las estructuras plegadas. En relación con esto, en lo adelante, llamaremos frontal a esta cuenca. La parte más hundida de esta cuenca está cubierta por las aguas del Océano Atlántico y del Golfo de México, el borde aflora a lo largo de casi toda la costa norte de la Isla de Cuba (hasta la Bahía de Banes, al Este de la misma).

En toda su extensión el borde de esta cuenca está superpuesto sobre las estructuras plegadas, lo que se expresa en que los sedimentos del Eoceno superior, con discordancia estructural, cubren todas las rocas más antiguas. Las formaciones del Oligoceno, el Mioceno y del Cuaternario (preferentemente terrígenicas y carbonatadas) que lo reemplazan siguiendo el corte hacia arriba, yacen en un plano estructural único con el Eoceno superior.

Dentro de este corte se notan discordancias erosionales aisladas (entre las cuales, las mayores son las del pre-Mioceno y del Cuaternario), recubriendo todos los sedimentos más antiguos, que se orientan hacia el interior de la Isla. Aquí estas rocas yacen en forma de una cobertura suave. En la parte del borde de la cuenca frontal todas las rocas se inclinan suavemente hacia el mar (ver Fig. 16). El espesor total de los sedimentos en el borde nunca supera los 1 000 metros.

De modo que la cuenca frontal surgió en el Eoceno superior. Su borde está superpuesto bruscamente sobre otras estructuras plegadas.

Un cuadro completamente diferente se observa en el sistema de cuencas estrechas en formas de graben (Puscharovskiy y otros, 1967) que separan algunos sectores. En el territorio estudiado se distinguen claramente dos cuencas de este tipo. La primera de ellas separa las estructuras plegadas del sector de Las Villas de las de Camagüey. Esta cuenca se denomina Cuenca Central (Furrazola-Bermúdez y otros, 1964). La segunda estructura de este tipo está situada entre los sectores de Holguín y de las partes central y oriental de Oriente, y recibe el nombre de Cuenca de Cacocúm (Puscharovskiy y otros, 1967).

Estas cuencas, en realidad, se establecen solamente en los sedimentos del pre-Oligoceno, ya que los sedimentos del Oligoceno, Mioceno, y Cuaternario que las cubren, por el carácter de yacencia y por el espesor, no se diferencian en nada de los mismos sedimentos en la cuenca frontal. Solamente el espesor de los sedimentos del Eoceno en las estructuras descritas, que en lo adelante llamaremos cuencas de retaguardia, alcanza de 1 000 a 1 400 metros (Furrazola-Bermúdez y otros, 1964). Estas cuencas tienen en el plano una forma lineal o elipsoidal, y a profundidad, con frecuencia están limitadas por flexuras (Puscharovskiy y otros, 1967). Los flancos meridionales de las cuencas de retaguardia siempre están situados en la cercanía de los valores máximos de las anomalías.

Es muy interesante que los sedimentos del Eoceno superior de los bordes de estas cuencas yacen en un plano estructural único con los sedimentos del maestrichtiano, del Paleógeno y del Eoceno inferior y medio, lo que se ha hecho notar al describir los sectores de Santa Clara y de Holguín (Knipper y Puig-Rifá, 1967). Ahora es difícil decir algo sobre el espesor de los sedimentos del maestrichtiano y del Paleoceno en la región de las partes más hundidas de las cuencas, pero se puede suponer que es bastante grande, según Furrazola-Bermúdez y otros (1964). Los sedimentos del maestrichtiano aquí están divididos en bloques de pequeño tamaño por el sistema de las dislocacio-

nes sublatitudinales y Norte-noroeste. Como se ve en la Fig. 30 las dislocaciones lineales aquí faltan por completo.

De modo que las cuencas de retaguardia comienzan a desarrollarse en el maestrichtiano, lo que las diferencian marcadamente de las cuencas frontales, que comienzan en el Eoceno superior.

Lo dicho anteriormente permite hacer una interesante deducción: en el momento de intensas compresiones, que abarcaron la zona de articulación del eu y el mio-geosinclinal al final del Eoceno medio, más al Sur de esta zona (en su retaguardia), se desarrollaron cuencas profundas que empezaron a hundirse en el maestrichtiano. El proceso de compresión, si llegó a aparecer aquí, fue en una forma completamente distinta y no provocó la formación de plegamiento lineal.

Este hecho es de extraordinaria importancia para establecer el carácter de los movimientos que afectaron a Cuba en el Cretácico Superior y en el Paleógeno.

HISTORIA DEL DESARROLLO GEOLOGICO Y DE LOS MOVIMIENTOS DE LA PARTE SEPTENTRIONAL DEL GEOSINCLINAL DE CUBA

En la actualidad la historia de la acumulación de sedimentos en el mioeogeo-sinclinal y eugeo-sinclinal de Cuba, en el transcurso del Jurásico Superior y del Cretácico, ha sido descrita bastante detalladamente en los trabajos de Furrázola-Bermúdez y otros (1964) y Puscharovskiy y otros (1967). La característica completa de los cortes de estas zonas, por los cuales es posible representarse con facilidad la historia de acumulación de sedimentos y el carácter del relieve tectónico, está contenida en el presente trabajo, principalmente en el capítulo dedicado a la descripción de la estructura geológica del sector de Santa Clara. A nuestro parecer no cabe duda de que los sedimentos mioeogeo-sinclinales se extienden en una faja compacta a lo largo de la costa septentrional de la Isla de Cuba desde la región de la ciudad de Matanzas al Oeste hasta la ciudad de Gibara, al Este. Esta faja, además de las observaciones puramente geológicas, se establece claramente por el carácter de las anomalías

gravimétricas (Sóloviev y otros, 1964₁) y magnéticas (Sóloviev y otros, 1964₂).

En relación con esto, quisiéramos detenernos brevemente en tres problemas referentes a algunas interrogantes de la historia del desarrollo de la zona geosinclinal de Cuba. Estas cuestiones son las siguientes: a) basamento del geosinclinal cubano; b) carácter del desarrollo del leptogeo-sinclinal; c) tiempo en que cesó la acumulación de los sedimentos en el eu-, mio- y leptosinclinal; d) carácter del desarrollo de la parte septentrional de Cuba, en el intervalo de tiempo comprendido entre el maestrichtiano y el Eoceno medio.

a) **Basamento del geosinclinal cubano.** En la actualidad, al parecer, todos los geólogos se han puesto de acuerdo en que el basamento del Banco de las Bahamas y de la zona mioeogeo-sinclinal de Cuba, es el basamento metamórfico del Paleozoico, puesto al descubierto por las perforaciones en la península de la Florida. Las discusiones pueden surgir solamente sobre la edad de las secuencias que yacen directamente sobre este zócalo metamórfico, ya que los pozos más profundos abiertos en esta región, el cayo Sal 4-1 y el Andros Superior, (Furrázola-Bermúdez y otros, 1964), no salieron de los sedimentos del Cretácico Inferior. Fuera de toda duda, los sedimentos carbonatados del Cretácico Superior se continúan en su base por dolomitas, calizas y anhidritas del Jurásico Superior (ver Fig. 2). Sin embargo, la idea de que está situado debajo del Jurásico Superior, hasta el momento actual queda sin resolver. Aquí no vamos a discutir esta cuestión, ya que para nuestro objetivo es completamente suficiente la reconstrucción de la historia geológica del mioeogeo-sinclinal comenzando por el Jurásico Superior.

La cuestión relacionada con el basamento de la zona eugeo-sinclinal presenta una mayor complicación, ya que no se tienen datos geológicos directos sobre esta estructura, hasta el momento actual. Una parte de los autores (Furrázola-Bermúdez, 1964) considera que debajo del corte de la secuencia vulcanógena de la zona eugeo-sinclinal, se encuentran sedimentos carbonatados del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior, análogos a los similares de la provincia de Pinar del Río, los que

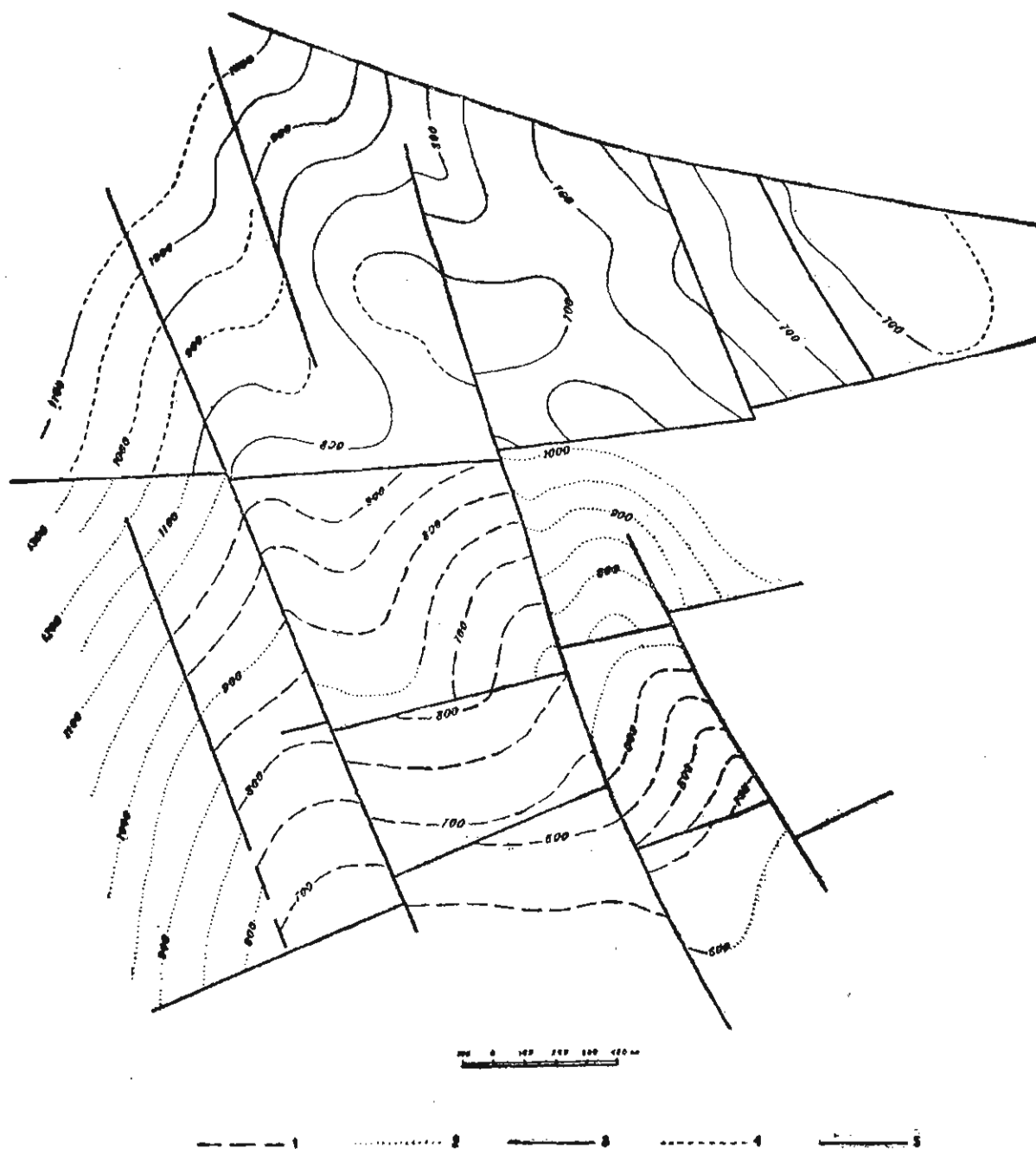


Figura 30

Estructura tectónica de las rocas del Cretácico Superior para algunos horizontes. Yacimiento Cristales. Según los datos de V. A. Levchenko. 1 — Isohipsas del techo del Cretácico Superior (reales) y 2 — Supuestas; 3 — Isohipsas de la base de las calizas del maestrichtiano (reales) y 4 — Supuestas; 5 — Dislocaciones disyuntivas.

a su vez son reemplazados por las rocas terrígenicas de la formación San Cayetano. Una prueba de esto la encuentran los geólogos mencionados en la presencia de afloramientos de sedimentos metamórficos del macizo de Trinidad e Isla de Pinos, los cuales, según su opinión, tienen una edad del Jurásico. A nuestro parecer, para justificar este punto de vista, es necesario demostrar dos premisas admitidas por dichos geólogos: 1) que los complejos metamórficos de Trinidad y Pinos son en realidad rocas transformadas del Jurásico; y 2) que los complejos metamórficos de las regiones mencionadas son autóctonos. Como nos parece, en la actualidad es imposible demostrar cualquiera de estas dos suposiciones. Además, estimamos existen pruebas geológicas directas que atestiguan que el complejo vulcanógeno del eugeosinclinal no se continúa por debajo con el complejo metamórfico del tipo de Trinidad. Sobre esto hablaremos más adelante.

En el trabajo de Puscharovskiy y otros (1967) se expresa la suposición sobre la edad herciniana de las rocas metamórficas del macizo de Trinidad y de Isla de Pinos, o sea, se supone un punto de vista semejante al de Furrázola-Bermúdez y otros (1964) acerca de que debajo de las series vulcanógenas yacen rocas metamórficas del tipo Trinidad, sólo que su edad es del Paleozoico.

Otro punto de vista es el que sostienen Pardo (1953) y Ducloz-Vuagnat (1963). Según su opinión la secuencia vulcanógena dentro del eugeosinclinal está situada directamente sobre rocas metamórficas del Paleozoico, diferentes por su composición primaria de las propias rocas de Isla de Pinos y Trinidad.

De modo que todo este grupo de investigadores supone que la zona eugeosinclinal de Cuba surgió sobre un zócalo metamórfico, o sea, dicho con otras palabras, sobre una parte de la corteza terrestre con una capa de "granito" ya formada.

Un punto de vista completamente distinto es el de Adamovich y Chejovich (1964) así como Marcot y otros (1965). Según su opinión, las secuencias vulcanógenas del eugeosinclinal están situadas directamente sobre un estrato de basaltos, o sea, sobre una parte de la corteza terrestre que se ca-

racteriza en esta región por una estructura de tipo oceánico.

¿Qué pruebas geológicas directas existen a favor de uno u otro punto de vista? A nuestro parecer, existen los siguientes datos geológicos que atestiguan que la secuencia vulcanógena del eugeosinclinal está situada directamente sobre un zócalo metamórfico, el cual se diferencia marcadamente por las características de formación de los complejos metamórficos de Trinidad e Isla de Pinos:

1) las areniscas y microconglomerados de la formación Jobosí, que yacen en la parte inferior del complejo leptogeosinclinal en la zona de Placetas, por su composición son arcosas. Esto nos muestra que en el neocomiano se erosionó la base de granito.

2) el análisis de las inclusiones de rocas metamórficas que aparecen en las serpentinitas de las provincias de Santa Clara, Camagüey y Oriente, permite afirmar que estas rocas son parte de un complejo puramente metamórfico que yace debajo de las rocas vulcanógenas, y fue extraído por las serpentinitas hacia partes más superiores del corte de la corteza terrestre. En realidad, como es sabido, por las regiones de la ciudad de Holguín (Knipper y Puig-Rifá, 1967) y Santa Clara (ver anteriormente) en las serpentinitas aparecen inclusiones de todas las rocas atravesadas por ellas. En esta relación, estas inclusiones recuerdan en gran medida el testigo mezclado de un pozo profundo, por medio del cual, aun con las dificultades conocidas, se ha podido reconstruir la secuencia general del corte.

Por eso cuando en la región de la ciudad de Santa Clara y Camagüey, en medio de las serpentinitas se encuentran solamente inclusiones de rocas metamórficas y de la serie vulcanógena (zonas de San Felipe y Santa Clara), esto nos permite afirmar que en el lugar mencionado el corte de la corteza terrestre está formado solamente por rocas metamórficas y vulcanógenas. Además, el análisis de la composición de las inclusiones metamórficas permite decir, basándonos en los datos de M. L. Somin (dicho oralmente), que dentro de ellas faltan completamente los mármoles, incluso los esquistos bituminosos, calcáreos, apolíp-

ticos, cuarcíticos y cuarcíferos, o sea las rocas tipomórficas para los cortes del macizo de Trinidad e Isla de Pinos. Esta diferencia también es subrayada por la presencia de grafitos espelíticos y biotíticos, incluidos en las serpentinitas de la zona de San Felipe; y que faltan en los complejos metamórficos de Trinidad y Pinos.

A lo antes expresado, hace falta agregar que en toda la extensión del eugeosinclinal, desde el Oeste de la provincia de Pinar del Río hasta el Este de la provincia de Oriente, en la superficie afloran solamente rocas vulcanógenas, no habiéndose puesto al descubierto ninguna formación más antigua.

Esto mismo se refiere a la posición tectónica del complejo metamórfico de Trinidad, por lo que esta cuestión nos parece mucho más complicada que lo que puede lucir a primera vista. No hay ninguna prueba de que este macizo sea autóctono y que controlara la acumulación de los sedimentos en el transcurso del Cretácico. Es más probable que sea a la inversa. Puede decirse que el espesor de las rocas vulcanógenas en el sinclinal de Seibabo, en la dirección sur, aumenta por lo menos dos veces (Wassal, Pardo, 1954). En esta misma dirección aumenta también la cantidad de rocas efusivas.

Todo esto contradice en gran medida la hipótesis sobre el origen autóctono del macizo de Trinidad, ya que si dicha estructura hubiera controlado la sedimentación, entonces el cuadro antes mencionado hubiera sido justamente inverso. Si a esto se agrega que los primeros fragmentos de esquistos cristalinos del complejo metamórfico de Trinidad aparecen solamente en el maestrichtiano (Thiadens, 1937), la cuestión sobre el origen autóctono del mismo será completamente confusa.

A nuestro parecer, los hechos antes mencionados nos muestran la posición del macizo de Trinidad como un alóctono. El proceso de formación de este alóctono, en sus límites próximos al actual, tuvo lugar en cualquier edad anterior al maestrichtiano.

b) **Carácter del desarrollo del leptogeosinclinal.** Como ya hemos dicho, en la zona de articulación del eu- y el miogeosinclinal, al final del Jurá-

sico Superior y comienzo del Cretácico Inferior, surgió una depresión profunda, en la cual se sedimentó el complejo de calizas de estratos finos y de rocas silíceas.

Es difícil decir cuál era el ancho de esta depresión. Nosotros partimos de la cifra absolutamente arbitraria de 40 km, reconociendo perfectamente que esta magnitud es menor dos o tres veces que el ancho de las fosas profundas en los mares y océanos actuales.

Es difícil decir algo sobre el carácter de la articulación del lepto- y del eugeosinclinal. Esto se debe a que dentro de la estructura actual faltan completamente facies de transición entre las vulcanógenas y las profundas. Por eso podemos solamente suponer que en un tiempo existió una región en la cual tuvo lugar el desplazamiento de las calizas silíceas y calizas del corte de gran profundidad por las formaciones vulcanógenas del eugeosinclinal.

Mucho más puede decirse sobre la limitación septentrional del leptogeosinclinal. Aquí, en la parte limítrofe del miogeosinclinal, en el final del Jurásico Superior, surgió una cuenca profunda que se formó directamente sobre los sedimentos de poca profundidad del Jurásico Superior (sub-zona de Las Villas de la zona de Camajuaní). Es probable que en la dirección sur los sedimentos miogeosinclinales se acuñasen con rapidez, como resultado de lo cual las facies de gran profundidad de la zona de Placetas se situaran directamente sobre la base cristalina (conglomerados, Jobosí).

Las condiciones profundas de la sedimentación dentro del leptogeosinclinal continuaron hasta la edad cenomaniense inclusive. En las edades aptiano-albiana, a lo largo del límite septentrional del leptogeosinclinal, surgió un arrecife de barreras estrecho (sub-zona Jatibonico), que sirvió como límite entre las regiones mio- y leptogeosinclinal. Estos arrecifes de barrera en los geosinclinales generalmente surgen a lo largo de escarpas tectónicas abruptas. Sobre la presencia de esta estructura, en particular, hablan los cantos de las calizas del corte de poca profundidad en los sedimentos de mucha profundidad de la sub-zona de Las Villas, lo que testifican que están transportados de Norte a Sur. (Pardo, 1953).

Al final del cenomaniano la sedimentación profunda dentro del leptogeosinclinal se interrumpió **bruscamente**. Nosotros subrayamos conscientemente esta palabra "bruscamente" porque dentro de la zona leptogeosinclinal, al observar sus sedimentos de abajo hacia arriba en la secuencia estratigráfica, no se ve ningún cambio de facies en el sentido de su poca profundidad, o sea, no se nota ninguna compensación de la cuenca de gran profundidad. La sedimentación profunda cesa precisamente en forma brusca y sobre la superficie ya erosionada de estos sedimentos yacen formaciones del maestrichtiano. Esta circunstancia parece ser de esencial importancia para la comprensión de la historia de los movimientos en la Isla de Cuba.

c) **Tiempo de cese de la sedimentación en el eu-, mio- y leptogeosinclinal.** Como ya ha quedado claro de lo antes expuesto, el cese de las condiciones eu-, mio- y leptogeosinclinal en Cuba tuvo lugar en diferente tiempo. Efectivamente, en las provincias centrales las condiciones eugeosinclinales existieron durante todo el período Cretácico hasta el mismo maestrichtiano, en cuyos sedimentos en la zona de Santa Clara se encuentran todavía capas intercaladas de efusivas y tobas.

En el Sector de Camagüey, o sea, un poco más al Este, en la base del maestrichtiano, las formaciones están representadas por rocas vulcanógenas desgastadas de horizontes más antiguos del corte del Cretácico. Más al Este, en la provincia de Oriente, se caracterizó por la aparición de una etapa extraordinariamente intensa de plegamentación (fase sub-herciniana) como resultado de la cual se formó un manto tectónico de serpentinitas de gran espesor. Se puede a todas luces hablar de que a la época de formación de los plegamientos en Oriente, antecedió un intervalo de larga duración durante el cual las secuencias vulcanógenas de gran espesor del Cretácico (?) se sometieron parcialmente al metamorfismo de tipo regional.

De este modo, el cese de la sedimentación de tipo eugeosinclinal en Cuba tuvo lugar en diferentes momentos. En el Este la sedimentación ocurrió antes y estuvo acompañada por fuertes e intensos movimientos con formación de pliegues.

En la dirección occidental estos movimientos se atenúan paulatinamente (Camagüey), mientras que al Norte de la provincia de Las Villas ya no se observan.

El tiempo de cese del leptogeosinclinal también se establece con bastante precisión. En la sub-zona de Las Villas y en la zona de Placetas del Sector Santa Clara, en los sedimentos de gran profundidad del cenomaniano, yacen calizas organógeno-detriticas de poca profundidad, del maestrichtiano.

Es de extraordinario interés que aquí, entre estos complejos de diferente edad, no se observan discordancias angulares (Pardo, 1954).

Un cuadro un poco diferente se observa más al Este, donde en el Sector Camagüey los sedimentos carbonatados del maestrichtiano, con conglomerado basal y discordancia angular, se sitúan directamente sobre las calizas de gran profundidad que contienen **aptychus** (neocomiano).

De modo que, según estos datos, se puede decir que el cese del lepto-geosinclinal en la región de la ciudad de Santa Clara tuvo lugar más tarde que en regiones situadas más al Este. Además, los movimientos que produjeron el cese del leptogeosinclinal en las regiones orientales, fueron más intensos (la discordancia en la base de las calizas de Camaján). Por consiguiente, por el carácter de los movimientos, aquí se observa que en el Cretácico Superior la intensidad de los movimientos también aumenta de Oeste a Este.

Además, se puede decir que al final del Cretácico Inferior y comienzo del Cretácico Superior, en el lugar del lepto-geosinclinal se formó una elevación lineal de gran tamaño, en la cual no tuvo lugar la sedimentación. Esta elevación dividió las zonas eu- y miogeosinclinal que continuaron desarrollándose.

La parte limítrofe del miogeosinclinal, juzgando por los cortes de la zona de Remedios, se desarrolló hasta el mismo maestrichtiano, siguiendo un plan estructural único. No se observa ningún movimiento al final de la edad cenomaniana. Solamente en la base del maestrichtiano aparecen discordancias erosionales, que son el eco de los movimientos que ocurrieron en zonas más meridionales.

d) **Carácter del desarrollo de la parte septentrional de Cuba en el intervalo de tiempo comprendido entre el maestrichtiano y el Eoceno medio.** Empezando por el maestrichtiano y en algunos lugares por el Paleoceno, comienza una etapa completamente nueva del desarrollo geosinclinal de Cuba. Como ya hemos visto, en este momento ocurre el cierre de los principales elementos estructurales de Cuba, que significan la primera etapa (temprana) del desarrollo del geosinclinal alpino de Cuba. Comenzando por el maestrichtiano, Cuba pasa a una etapa completamente distinta (tardía) del ciclo geosinclinal.

En este tiempo, dentro de los límites de toda la provincia de Oriente, en la elevación surgida como resultado de la plegamentación del maestrichtiano en condiciones de un relieve intensamente desmembrado, ocurre la acumulación de la molasa típica del geosinclinal, surgida como resultado de la destrucción de las rocas del alóctono del pre-maestrichtiano. Después estas rocas fueron recubiertas por rocas carbonatadas y carbonato-tobáceas del Paleoceno y del Eoceno inferior y medio.

Un cuadro completamente diferente se observa en la parte central de Cuba. Aquí los sedimentos eu-, mio- y leptogeosinclinal, son cubiertos por sedimentos carbonatados y carbonato-terrigénicos del maestrichtiano, y en algunos lugares, del Paleoceno que yacen con discordancia erosional sobre sedimentos más antiguos. Este cuadro general de una sedimentación bastante tranquila es interrumpido bruscamente en el Eoceno inferior y medio, donde sobre áreas enormes en condiciones de relieve tectónico muy desmembrado, en las provincias de Las Villas y Camagüey, ocurre la deposición de "wild-flysch", y en las provincias de La Habana y Matanzas la deposición de grauwasas. De especial importancia nos parece la circunstancia de que los fragmentos de las serpentinitas aparezcan aquí por primera vez, solamente en los sedimentos del Eoceno medio.

La formación de "flysch" y grauwasas es como precursora de la plegamentación más intensa que tuvo lugar en el Eoceno superior temprano y que abarcó toda la parte Norte de Cuba. En ese tiempo surgieron los pliegues lineales con estructura

escamosa, que fueron complicados por numerosas dislocaciones. El proceso de formación de pliegues abarcó también la parte occidental del geoanticlinal de Oriente (Sector de Holguín), lo que trajo por consecuencia que en los sedimentos de molasa surgiera una serie de pliegues lineales complejos.

De este modo, todo lo antes expuesto permite decir que para la etapa pre-maestrichtiana del desarrollo geosinclinal de Cuba, es característica la presencia de estructuras lineales orientadas sub-latitudinalmente, tales como el eu-, lepto- y el mio-geosinclinal.

En la etapa del maestrichtiano tardío, la zonación establecida por la composición de las formaciones, es seguramente latitudinal. En total es posible distinguir las regiones orientales (Oriente), centrales (Las Villas y Camagüey) y occidental (Habana, Matanzas). La primera de estas regiones se caracteriza por la presencia de formaciones geoanticlinales de molasa, carbonatadas y tobáceo-carbonatadas (de abajo a arriba en secuencia estratigráfica); la 2da. se caracteriza por la presencia de formaciones geosinclinales carbonatadas, carbonato-terrigénicas y de "flysch". En la última región están desarrolladas las formaciones geosinclinales carbonatadas y de grauwasas.

Todas estas rocas del maestrichtiano y del Eoceno medio, están situadas tanto sobre la base eugeosinclinal, como mio- y leptogeosinclinal.

ANÁLISIS DE LOS MOVIMIENTOS TECTÓNICOS EN CUBA HASTA EL EOCENO MEDIO.

Después de todas estas observaciones preliminares, trataremos de analizar el carácter de los movimientos tectónicos ocurridos en Cuba desde el final del Jurásico Superior y hasta el Eoceno medio inclusive. Para esto tendremos que correlacionar la siguiente serie de hechos geológicos, relacionados indestructiblemente con estos movimientos tectónicos, y que tienen a nuestro parecer una importancia esencial. Estos hechos, en orden cronológico, son los siguientes: el surgimiento del leptogeosinclinal y el comienzo de la actividad volcánica en el eugeosinclinal; el enlace del leptogeosinclinal y el surgimiento en su lugar de una

elevación; el proceso de plegamiento intensivo en la provincia de Oriente con la formación del charriaje de serpentinitas; el comienzo de la formación de las cuencas de retaguardia profundas; la plegamentación intensa del Eoceno superior temprano, y el cese del proceso de hundimiento en las cuencas de retaguardia.

A nuestro parecer una circunstancia importante en la serie de acontecimientos geológicos antes mencionados, es que la zona descrita (lo que se determina claramente por las observaciones geológicas directas), fue abarcada por movimientos de formación de pliegues intensos, relacionados con compresiones horizontales. Esta última circunstancia se determina claramente por la presencia del charriaje del premaastrichtiano y por la estructura escamosa del Eoceno superior temprano.

Nos parece que estos movimientos de plegamiento están relacionados indisolublemente con el carácter en general dirigido de los movimientos que afectaron a Cuba al final del Jurásico Superior y comienzo del Cretácico, y que continuaron hasta el Eoceno Medio inclusive. Estos movimientos son horizontales.

Antes de que comenzara el Cretácico Inferior, toda la parte meridional del sistema geosinclinal de Cuba era un levantamiento relativamente aplanado, formado por rocas metamórficas del Paleozoico (?). A lo largo del borde septentrional de esta plataforma sub-acuática se encuentra una cuenca miogeosinclinal, cuya base es un zócalo metamórfico del tipo de la Florida (?). En el Jurásico Superior no ocurrió el arrastre de los fragmentos en la dirección Norte. Al final del Jurásico Superior y comienzo del Cretácico Inferior, a lo largo de los límites de las estructuras antes mencionadas, surge una fosa lineal estrecha de gran profundidad: el leptogeosinclinal.

Ahora es imposible explicar la situación especial de esta fosa. Es probable que haya surgido en la zona de articulación de los complejos metamórficos de diferentes tipos: el tipo de la Florida y el tipo Cubano. La formación de esta fosa está relacionada con la primera etapa de los movimientos horizontales que afectaron la base del geosinclinal cubano. Estos movimientos horizontales abarcaron

bloques de gran espesor de la corteza terrestre y los obligaron a desplazarse lentamente en dirección Norte. Surgió la llamada falla profunda de sobrecorrimiento, según lo entiende A. B. Peive. En la retaguardia de la masa que se desplazó hacia el Norte, surgió una zona de distensión, en la cual, de las partes profundas de la corteza terrestre comenzó a penetrar el magma basáltico. Precisamente con esta etapa se relaciona el surgimiento del eugeosinclinal que se estableció sobre la base cristalina del Paleozoico (?). El movimiento de las masas, dirigido hacia el Norte, originó "la succión" y la "absorción" de la capa de granito de la corteza terrestre, sobre la cual continuó desarrollándose la depresión de avance.

Es indudable que este hundimiento de la superficie del basamento, estuviera acompañado de la formación de toda una serie de dislocaciones que penetraron a gran profundidad. Como resultado de las compresiones profundas a lo largo de estas fallas profundas, comenzó la progresión de la sustancia magmática de los mantos en forma de protrusiones. Simultáneamente tuvo lugar el surgimiento de toda una serie de dislocaciones horizontales dentro del bloque profundo que se movía a lo largo de la superficie de las capas con diferentes características de compactibilidad. El movimiento de la falla de sobrecorrimiento profunda, en la dirección norte, continúa durante todo el Cretácico Inferior. Todo este tiempo, la región eugeosinclinal, al moverse hacia el Norte parece alcanzar a la región miogeosinclinal, la cual si se mueve hacia el Norte lo hace con menor velocidad. Hasta el mismo final de la edad cenomaniana este cuadro sigue siendo constante. En la retaguardia de la falla profunda de sobrecorrimiento que se mueve hacia el Norte, en la zona de distensión continúa la expansión de los basaltos y en el frente continúa existiendo la región de "succión" de la corteza terrestre, en cuya parte superior se encuentra el leptogeosinclinal.

Al final de la edad cenomaniana las protrusiones de hiperbasitas por primera vez penetraron en la parte inferior de la envoltura sedimentaria de la corteza terrestre. A partir de este momento las provincias orientales y centrales de Cuba comienzan a desarrollarse de distinta manera. En las provincias centrales (Las Villas, Camagüey, La Haba-

na, Matanzas) esta penetración de protrusiones en la parte superior de la corteza terrestre, provocó el levantamiento total de la zona del leptogeosinclinal y el alzamiento ininterrumpido de las serpentinitas de regiones más profundas, donde continuaron los procesos de compresión, originando el crecimiento pausado de esta elevación durante toda la edad senoniana. Como resultado de este proceso, al comenzar el maestrichtiano, en la zona de articulación del eu- y el miogeosinclinal, en el lugar del leptogeosinclinal, surgió una elevación muy suave, cuya superficie se formó principalmente con rocas del corte leptogeosinclinal. Es indiscutible que este proceso de elevación afectó también las partes limítrofes del eu- y miogeosinclinal.

Es muy interesante que en este momento de la historia del geosinclinal cubano, en las provincias centrales, las protrusiones de serpentinitas no penetraron en la esfera de la erosión, y quedaron bajo el manto de las formaciones geosinclinales.

Condiciones tectónicas completamente diferentes surgieron en este mismo tiempo en la parte oriental de Cuba, en la provincia de Oriente. Aquí, el bloque de la corteza terrestre que se mueve en base de una falla profunda de sobrecojamiento, al moverse hacia el Norte parece alcanzar la base del miogeosinclinal. Esto posiblemente está vinculado con la anchura menor de la depresión profunda de la parte oriental de Cuba, lo que trajo por consecuencia que en esta región dicha cuenca resultara aplastada antes que en las regiones más occidentales. Como resultado de este fenómeno, la falla profunda de sobrecojamiento, que actúa como un cuño o prensa, cubrió completamente la zona a lo largo de la cual tuvo lugar la expulsión de las protrusiones de serpentinitas. Este proceso fue acompañado por la compresión intensa de las serpentinitas y su expulsión hacia la corteza terrestre. La penetración ininterrumpida de las serpentinitas hacia la parte más superficial de la corteza terrestre, surgida como resultado de dicho proceso, provocó la formación de un enorme charriaje, que se movió por la superficie del fondo de la cuenca marina. Sobre el carácter superficial y no de interestratificación de este charriaje hablan los conglomerados del maestrichtiano, cuyos horizontes inferiores ya están formados casi total-

mente por rocas ultrabásicas. El movimiento de las masas en el charriaje fue inverso al movimiento de la falla profunda de sobrecojamiento, o sea, estaba dirigido hacia el Sur.

De modo que en la parte oriental de Cuba, evidentemente, al comenzar el senoniano tuvo lugar una especie de soldadura (unión) de los fundamentos eu- y miogeosinclinal. A partir de este momento estas estructuras geosinclinales existen aquí como un todo único, y si se mueven en la dirección Norte, su movimiento no está diferenciado.

En este mismo tiempo, continúa el movimiento de las fallas profundas de sobrecojamiento en regiones más occidentales de Cuba. Este proceso paulatino y lento, pero ininterrumpido, condujo a dos acontecimientos tectónicos de gran importancia.

En la parte frontal de la falla profunda de sobrecojamiento, el proceso de compresión de las hiperbasitas en las partes profundas de la corteza terrestre y del manto superior, condujo finalmente a la expulsión de sus protrusiones en la parte superficial de la corteza terrestre. A este proceso antecedió la formación de un relieve tectónico muy desmembrado (Eoceno inferior), el cual desplazó el relieve débilmente ondulado del maestrichtiano y del Paleoceno. Como sabemos, esta etapa de la historia geológica de la región descrita se caracteriza por una sedimentación preferentemente carbonatada. En el propio Eoceno inferior, al frente de las placas calcáreas del lepto- y miogeosinclinal que se mueven hacia arriba, como superpuesto sobre las serpentinitas, surgieron las fosas profundas, a las cuales cayó desde las escarpas tectónicas abruptas una gran cantidad de material detrítico (exclusivamente carbonatado).

El surgimiento de las protrusiones, que continuó como resultado de la expulsión tectónica desde la profundidad, y la erosión de las partes superiores de las placas tectónicas formadas con ellas, provocan finalmente que las serpentinitas entren a la esfera de erosión. Precisamente en este momento comienza la formación del "flysch" de color verde de las provincias de Camagüey y Las Villas y de las grauwacas de las provincias de La Habana y Matanzas.

Sólo en este tiempo, en las provincias centrales de Cuba, tiene lugar el recubrimiento completo del canal, a lo largo del cual, hacia la parte superior de la corteza terrestre, se movieron las protrusiones. En este momento las serpentinitas formaron un sistema de protrusiones no solamente de carácter vertical sino también horizontal. Con esto surgió una especie de sistema de placas tectónicas, cada una de las cuales posee una composición litológica propia completamente determinada.

Todas estas placas parecen estar extraídas por las serpentinitas. En este tiempo las serpentinitas y las rocas extraídas por ellas formaron un sistema de escama tectónica que se movió en dirección Sur. De esta manera los mantos tectónicos, en primer lugar, recubrieron las facies de transición entre los sedimentos del lept- y del eugeosinclinal, y en segundo lugar, al parecer, intercalaron las secuencias primarias de los cortes, lo que trajo por consecuencia que las formaciones eugeosinclinales quedaran más al Norte que las leptogeosinclinales, (zona de San Felipe), y los sedimentos de la parte derecha del miogeosinclinal quedaran más al Norte de su posición primaria. (¿en parte derecha?)

De modo que al final del Eoceno medio, según nuestras suposiciones, tuvo lugar la expulsión total de la zona de la depresión profunda y de la elevación que se formó en lugar de ésta.

Desde este momento el basamento del eugeosinclinal quedó soldado (unido) fuertemente al basamento del miogeosinclinal y cesó su movimiento diferenciado. Es probable que en este momento tuviera lugar una especie de fractura de los sedimentos de la cobertura eugeosinclinal, menos consistente que su base metamórfica más pesada. A causa de la inercia, el paquete de rocas eugeosinclinales se desplazó un poco más al Norte, llevando consigo los planos primarios relativamente suaves de las fallas de sobrecorrimento en la base de las serpentinitas. Precisamente este mecanismo fue propuesto anteriormente por Pardo (1953).

De modo que en las provincias centrales de Cuba en la parte frontal de la falla de sobrecorrimento profunda, surgió una región de plegamientos extraordinariamente intensa.

En consecuencia, según 1, 2, 3, se desplazó por la parte de la "subducción" hacia abajo de las zonas eugeosinclinales - miogeosinclinales o algo más al Sur.

En la parte de retaguardia de la falla profunda de sobrecorrimento, comenzando por el maestrichtiano, tuvo lugar un proceso completamente distinto. Como recordamos, en la parte oriental de Cuba, ya en el premaestrichtiano había cesado el movimiento relativamente libre de las masas profundas en dirección Norte. Por eso, en la parte oriental las masas profundas que se movían hacia el Norte, quedaron como reforzadas, al mismo tiempo que la parte occidental de estas masas continuaba moviéndose hacia el Norte, cerrando una zona más amplia de la base de la depresión profunda. Como resultado de este fenómeno tuvo lugar una especie de desmembramiento de un bloque en una serie de enormes cuñas tectónicas limitadas por fallas diagonales. El movimiento de estas cuñas en dirección septentrional tuvo lugar de tal modo, que cada uno de los bloques más occidentales quedó desplazado hacia el Norte a una distancia mayor que su vecino oriental.

Por consiguiente, en las zonas de articulación de estas cuñas, en la corteza terrestre surgieron condiciones de distensión acompañadas por las formaciones de cuencas. Precisamente por eso, en las zonas de articulación de los diferentes bloques, en el maestrichtiano surgieron cuencas profundas que continuaron desarrollándose hasta el Eoceno medio inclusive, o sea, hasta el momento en que cesaron los movimientos diferenciados de los bloques en dirección septentrional.

De modo que a lo largo de las zonas de articulación surgieron una especie de zonas de fallas de sobrecorrimento con desplazamiento de los extremos situados al Este. Como consecuencia de este fenómeno, las estructuras lineales del lept- y del miogeosinclinal, que en un tiempo habían estado unidas, quedaron separadas y desplazadas, mientras que los bordes de las zonas de plegamiento próximas a las zonas de las fallas de sobrecorrimento, quedaron desplazadas hacia el Norte.

Nos parece que este carácter de los movimientos tectónicos explica perfectamente la forma actual de la Isla de Cuba.

De modo que la hipótesis de los movimientos horizontales, como nos parece, explica lo suficientemente bien todo el material concreto que ha si-

do redactado por nosotros anteriormente. Si nuestro punto de vista es justo, entonces podríamos hablar sobre un movimiento prolongado, heredado desde el comienzo del Cretácico, de los bloques de la corteza terrestre en dirección Norte. Es muy probable que este movimiento continúe hasta el momento actual. Por eso surge la pregunta sobre si las regiones de la cuenca de Yucatán y de la fosa de Bartlett no son regiones en las cuales la capa granítica estuviera arrancada de su lecho de basaltos.

A propósito, según los datos de Markov y otros (1967), la estructura de la corteza terrestre en la región de la fosa de Bartlett posee una estructura típica de distensión. Pero entonces resulta posible decir que la formación de la corteza oceánica del Mar Caribe no está vinculada solamente con cualquier etapa más nueva del desarrollo de la estructura de la región geosinclinal de las Antillas, sino que es un proceso extraordinariamente duradero, el cual comenzó por lo menos al principio del período Cretácico.

Finalmente haremos una última observación: el proceso antes descrito, inevitablemente debía de conducir al aumento del espesor de la corteza terrestre en las zonas de desarrollo de las estructuras

manto-escamosas. La confirmación de esto, la encontramos en el mapa gravimétrico (Sóloviev y otros, 1964), donde en la zona de articulación de las zonas eu- y miogeosinclinal de Cuba, se extiende una banda ideal de valores negativos del campo de la fuerza de gravedad. Esto, por otra parte, confirma la falta de raíces profundas de las masas de serpentinitas, las cuales en caso de encontrarse *in situ*, en la zona de la falla profunda, inevitablemente deberían dar anomalías positivas linealmente orientadas del campo de la fuerza de gravedad.

El mecanismo supuesto por nosotros de la falla profunda del sobrecorrimento, significa que las raíces de estos macizos de serpentinitas, en la actualidad están recubiertas por las placas tectónicas más superiores, situadas por encima de las superficies de sobrecorrimentos y están un poco más al Sur, fijando la zona de ubicación del leptogeosinclinal. Y en realidad, en los mapas gravimétricos y magnetométricos de Cuba, al Sur del borde de los macizos actuales de serpentinitas, está situada una cadena de anomalías positivas intensas, las cuales pueden ser fácilmente interpretadas como una zona de falla profunda con una cadena de grandes macizos de serpentinitas.

BIBLIOGRAFIA

1. — Adamovich, A. F., Chejovich, V. D., Trubino, D. Y., Shirokov, V. M., y Pavlov, A. N., 1963, Estructura geológica y los minerales útiles de los macizos montañosos de Sierra de Nipe y Sierra del Cristal, provincia de Oriente. Manuscrito. Archivo ICRM.
2. — Adamovich, A. F., y Chejovich, V. D., Principales características de la Geología y de los Minerales útiles de la Región Nordeste de la provincia de Oriente. Revista Tecnológica, Vol. II Nú. 1. 1964. pp. 14-20.
3. — Albear, J. F., Stratigraphic paleontology of Camagüey District, Cuba. 1947. Bull. American Assoc. Petrol. Geol., vol. 31 #1 pp. 71-91.
4. — 1961, Geología de la Región Noroeste de la provincia de Las Villas. Manuscrito. Archivo Inst. Geología de la Acad. de Ciencias.
5. — Bermúdez, P. J., Las formaciones geológicas de Cuba. Geología Cubana No. 1, ICRM. 1961.
6. — Ducloz, C., Generalized Geological Map Central and Northern Las Villas province, Cuba. Scale 1:100000. 1958.
7. — Ducloz, C., y McFall, C.C., Geology at the Meneses uplift, Las Villas, Cuba. 1958.
8. — Ducloz, C. y Vuagnat, M., A propos de L'Age des serpentinites de Cuba. Arch. Sci. vol. 15, fasc. 2, pp 309-332, 6 figs. 1963.
9. — Englemann, R., Analysis of 33 cubic kilometers around and beneath Bacuranao and Santa María del Mar oil fields. Manuscrito. Arch. ICRM. 1959.

10. — Favre, G., The northern anticlinorium between Motembo and Camajuani. 1958. Manuscrito. Arch. ICRM.
11. — Flint, D. E., Albear J. F. y Guild P. W., Geology and chromite deposits of Camagüey district, Camagüey province, Cuba. U.S. Geol. Surv. Bull. 954B, pp 39-63, 1948.
12. — Finkó, V. I., Korin, I. Z. y Formell Cortina F., Sobre la edad de la corteza de intemperismo y las lateritas de Cuba. 1967. Revista de Geol. Año I, No. 1.
13. — Furrázola-Bermúdez, G., Judoley, C. M., Mijailovskaya, M. S., Miroliubov, Y. S., Novojatsky, I. P., Núñez Jiménez, A. y Solsona J. B., Geología de Cuba. La Habana, 1964.
14. — Hatten, C. W., Schooler, O. E., Giedt, N. y Meyerhoff, A. A. Geología de Cuba Central (Este de Las Villas, Oeste de Camagüey). Manuscrito. Archivo ICRM.
15. — Keijzer, F. G., Geological map and Section along the road between Río Sagua la Chica and Camajuani. 1947. Manuscrito. Arch. ICRM.
16. — Knipper, A. L. y Costanian Y. L., Edad de las hiperbasitas de la costa noreste del lago Sevan. "Izvestia" de la Academia de Ciencias de la URSS, serie geológica, 1964, No. 10.
17. — Knipper, A. L., Particularidades de la formación de los anticlinales con núcleos de serpentinitas (Zona Sevan Akarinskaya del Cáucaso menor). Bull. Moil, dpto. geol. No. 2, 1965.
18. — Knipper, A. y Puig, M., Posición tectónica de las protrusiones de ultrabasitas en la parte noroeste de la provincia de Oriente. Revista de Geol. Año I, No. 1. 1967.
19. — Kozary, M. T., Informe geológico sobre los conglomerados en la Sierra de Cubitas. 1954. Manuscrito. Archivo ICRM.
20. — Kozary, M. T., y Bronnimann, P., Geology of the Campo Florido section of the Habana-Matanzas anticline. 1955. Manuscrito. Arch. ICRM.
21. — Kozary, M. T., Ultramafics in the Thrust Zones in North- Eastern, Oriente, Cuba, 1956. Manuscrito. Arch. ICRM.
22. — Kozary, M. T., Review of the stratigraphic position of the Habana formation. 1956. Manuscrito. Arch. ICRM.
23. — Lewis, J. W., Geology of Cuba. Bull American Assoc. Petrol. Geología vol. 16, No. 6, pp. 533-555. 1932.
24. — Lyell, Ch., Student's Elements of Geology. London, 1871.
25. — Markov, M. S., Chejovich, V. D., Sóloviev, O. N., Skidan, I. K., Pankratov, A. P. y Judoley, S. M., Comentarios sobre el mapa gravimétrico de la Isla de Cuba. Tecnología. Vol. II, No. 2. 1964.
26. — Palmer, R. H., The Geology of Havana, Cuba and vicinity. Journ. Geol., Vol. 42, pp. 123-145. 1934.
27. — Palmer, R. H., Outline of Geology of Cuba. Journ. Geol., vol. 53, no. 1, pp. 1-34. 1945.
28. — Pardo, G., Geologic exploration. Cuban Gulf-oil Company. 1953. Manuscrito. Arch. ICRM.
29. — Pardo, G., Geologic exploration. Cuban Gulf-oil Company. 1954. Manuscrito. Arch. ICRM.
30. — Pinus, C. V., Kuznetsan, V. A. y Volojov, I. M., Las hiperbasitas de la región de plegamientos Altai-Sayanskaya. (AN URSS, 1958).
31. — Puscharovskiy Y. M., Knipper, A. L. y Puig Rifá, M., Mapa tectónico de Cuba. Escala 1:1.250.000. (Notas explicativas en el libro Geología y Yacimientos Minerales de Cuba. URSS. 1967). En ruso.
32. — Rutten, L. M. R., Cuba, the Antilles and South Molucas. Kohind. Adad. Wetensch. Proc. Sci., vol. 25, Amsterdam, 1923.
33. — Schuchert, C. Historical geology of the Antillean Caribbean region. John Willey & Sons Inc., New York, 811 pp. 1935.
34. — Simakov, A. N. y Judoley, C. M., Mapa de Yacimientos Minerales de Cuba, escala 1:500000.
35. — Schuchert, C., Historical geology of the Antillean Caribbean region. John Willey & Sons mapa magnetométrico de Cuba. Revista Tecnológica, vol. II No. 4. 1964.

36. — Thiadens, A. A., Geology of the southern part of province Santa Clara (Las Villas), Cuba. Geogr. Geol. Mededeel. Phys. Geol. Reeks. No. 12, pp. 1-69. 1937.
37. — Triumpi, P., Desarrollo Tectónico de los Alpes centrales y occidentales. "En el libro Tectónica de la Región de los Alpes". MIR. 1965.
38. — Wassall, H. y Pardo, G., Geological memorandum HW-11, Sagua-Calabazar area. 1952. Manuscrito. Archivo ICRM.
39. — Wassall, H., Pardo, G., Truitt, P. y Calvache, G. Ell. Core Holes. Geologic memorandum 1, 3, 4 y 5. 1953.
40. — Wassall, H., y Pardo G., Geological memorandum HW-18, Seibabo-Santa Clara-Falcón áreas. 1954. Manuscrito. ICRM.
41. — Wassall, H., The relationship of oil and serpentine in Cuba. XX Congr. Geol. Intern. (México), Secc. 3, pp. 65-77.