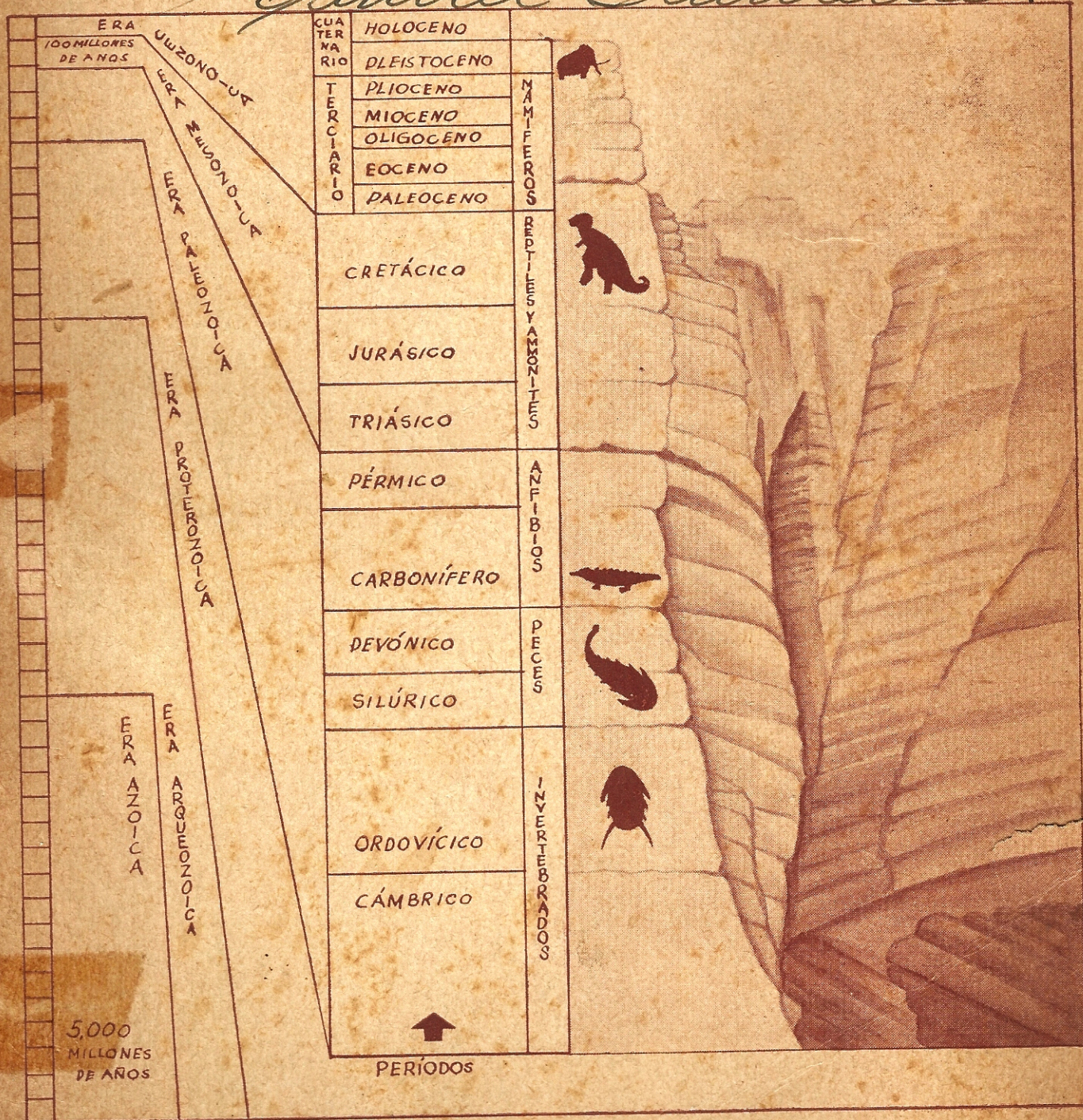


REVISTA DE

# GEOLOGIA

*Manuel Terralde*



ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA / AÑO I No. 1



**REVISTA DE**  
**GEOLOGIA**

**ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA**

**AÑO I No. 1**

## CONSEJO DE DIRECCION

DR. ANTONIO NUÑEZ JIMENEZ, PRESIDENTE  
ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA

ING. JESUS FRANCISCO DE ALBEAR, DIRECTOR  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

### MIEMBROS:

LIC. ANDRES LINCHENAT  
INSTITUTO CUBANO DE RECURSOS MINERALES

ING. JOSE RAMON LUEGE  
INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRAULICOS

LIC. FRANCISCO FORMELL  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

DR. PEDRO CAÑAS ABRIL  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

ING. GERMAN PLANAS  
INSTITUTO DE SUELOS

Co. OTTO HERNANDEZ  
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA

## I N D I C E

Notas preliminares acerca del carso en peridotita, Sierra de Moa, Oriente, Cuba. Por Antonio Núñez Jiménez, Igor Z. Korin, Vladimir I. Finko, Francisco Formell Cortina .....	5
Sobre la edad de la corteza de intemperismo y las lateritas de Cuba. Por V. I. Finko, I. Z. Korin, F. Formell Cortina .....	29
La mineralogía de la corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas de la costa norte de la provincia de Oriente, Nicaro, Moa. Por Vladimir Kudelasek, Irena Marxova, Vitezslav Zamarsky .....	49
Breve informe sobre la metalogenia de los yacimientos hidrotermales de cobre en Cuba. Por N. P. Laverov, R. Cabrera, A. Calvache .....	77
Estructura geológica y algunas cuestiones relativas a la génesis del yacimiento "El Cobre" (Oriente). Por N. P. Laverov, R. Cabrera .....	87
Algunas peculiaridades de la Geología de los alrededores del yacimiento "El Cobre" relacionadas con su génesis. Por N. Laverov, R. Cabrera ....	104
Protrusiones de las serpentinitas en el noroeste de Oriente. Por A. L. Knipper y M. Puig .....	122
Estructura tectónica de las montañas de la Sierra de los Organos en la zona del pueblo de Viñales y situación en ella de los cuerpos de serpentinitas. Por A. L. Knipper, Y. M. Puscharovski, M. Puig .....	138
Estructura geológica y algunas cuestiones sobre la génesis del yacimiento de cobre "Matahambre" (provincia de Pinar del Río). Por N. P. Laverov, J. Burian, R. Cabrera, S. Konecny .....	147



# **Protrusiones de las serpentinitas en el Noroeste de Oriente**

**A. L. KNIPPER**

**Y**

**M. PUIG**

## PROTRUSIONES DE LAS SERPENTINITAS EN EL NOROESTE DE ORIENTE

### INTRODUCCION

Uno de los cinturones hiperbásicos más grandes del globo terráqueo, se encuentra a lo largo de la costa norte de la Isla de Cuba, con una extensión de 900 km, desde la provincia de Pinar del Río, al oeste, hasta la provincia de Oriente, al este. Tanto aislados los macizos de este cinturón, como en conjunto, son materia de estudio para muchos geólogos. Sin embargo, las principales cuestiones de la Geología de la hiperbasitas, aquellas como su origen y su proceso de formación en la parte superior de la corteza terrestre, inclusive actualmente, no están aclaradas, o en último caso sujetas a discusión. Respecto a esto, las rocas ultrabásicas de Cuba no son una excepción, pues análogas cuestiones surgen en el estudio de todos los cinturones hiperbásicos del globo terráqueo.

Cada investigador, según sus puntos de vista sobre el origen de los cuerpos hiperbásicos, ha determinado distintamente la edad del proceso de formación de las rocas ultrabásicas. La mayoría son partidarios del origen magmático de los cuerpos hiperbásicos. Sin embargo, la edad de las intrusiones magnéticas de un mismo cuerpo, la determinan diferente; Schuchert,<sup>(15)</sup> dice que es paleozóica, Rutten<sup>(14)</sup> jurásico superior, Flint y otros<sup>(6)</sup> cretácico inferior, Pillauri<sup>(10)</sup> en los límites del cretácico inferior y superior, Adamovich y otros,<sup>(18)</sup> Favre<sup>(5)</sup> Furrzola y otros<sup>(7)</sup> cretácico superior premaastrichtiano, Lewis<sup>(11)</sup> eoceno, Palmer<sup>(13)</sup> oligoceno. En esto la mayoría de los investigadores que hablan de la edad preterciaria de la aparición magmática de las hiperbasitas, señalan procesos de compresión fría tectónica de los cuerpos serpentiniticos en el proceso de la tectogénesis en el eoceno.

A opuesto punto de vista se atiende otro grupo menos numeroso de geólogos, el cual considera que los cuerpos hiperbásicos de Cuba, son grandes bloques de manto, comprimidos en estado frío hacia la superficie de la corteza terrestre en los procesos de las presiones tectónicas y serpentización (Kozary<sup>10</sup>), Ducloux y Vagnat.<sup>(4)</sup> De esta manera la edad de las hiperbasitas se determina por la edad del manto, y el tiempo de su proceso tectónico de formación, por la edad de los movimientos tectónicos más intensivos de Cuba.

El círculo de cuestiones que se relacionan con el origen, edad y estructura interna de los grandes macizos de rocas ultrabásicas de Cuba, están estrechamente ligados con el problema de la búsqueda de yacimientos minerales útiles encerrados en las rocas ultrabásicas. La importancia de este problema se acentúa todavía más, cuando las serpentinitas de Cuba contienen una serie de yacimientos de petróleo.

En relación con todo lo anteriormente dicho, la Academia de Ciencias de la República de Cuba, en el verano de 1965, realizó trabajos especiales sobre el estudio de la estructura tectónica del

cinturón ultrabásico de la costa norte de Cuba. Algunos de los resultados obtenidos en las investigaciones, se exponen a continuación.

### ESTRATIGRAFIA

Antes de pasar a la descripción de la estructura tectónica de los macizos ultrabásicos de la región investigada, es necesario detenerse en la descripción estratigráfica de las rocas, en las cuales yacen las serpentinitas. Esto es necesario porque, en primer lugar, sin la previa aclaración de la estructura interna de los grandes pliegues, formados por las rocas vulcanógenas y sedimentarias de la región, es imposible llegar a una conclusión respecto a la forma de los cuerpos ultrabásicos y a su origen.

Por desgracia, todavía tenemos algunas cuestiones importantes sobre la estratigrafía del noroeste de Oriente que están sin aclarar. Esto está relacionado, en primer lugar, con la justificación de la edad de las más grandes divisiones de las secciones del perfil. En este artículo no se aclaran completamente estas cuestiones. Sin embargo, esto no impide el establecimiento de una secuencia general del perfil y también de los detalles de la estructura interna de las series aisladas.

Gracias a los trabajos de Kozary,<sup>(10)</sup> Bruce<sup>(3)</sup> y Andreu,<sup>(2)</sup> en la región se distinguen claramente dos zonas con una composición en principio diferente, formada por sus sedimentos. Son así las llamadas zonas Catuco y Auras.

Dentro de los límites de la zona Catuco, situada al oeste de la ciudad de Gibara, está al descubierto un potente corte del cretácico y del eoceno inferior medio, cuyo espesor, según Bruce<sup>(3)</sup> (1956), alcanza unos 6.500 metros. Este corte de la zona de Catuco está formado completamente por calizas arrecifales y dolomitas. En los sedimentos del eoceno están ampliamente distribuidas las brechas y los conglomerados de caliza, entre los cuales se encuentran clastos de sílice de diferentes tamaños y colores, de rocas efusivas y de serpentinitas. En el mapa de Andreu (1960) entre estas rocas se des-



taca una serie de complejos: los sedimentos del cretácico no divididos ( $Cr_{1,2}$ ), las formaciones del cretácico medio-superior, del complejo de rocas del cretácico superior-eoceno y al final, los conglomerados de calizas y las brechas del eoceno inferior medio. En el mapa adjunto a este trabajo, los límites de la propagación de algunos de estos complejos fueron tomados del mapa de Andreu<sup>(2)</sup> (ver fig. 1 Mapa Geológico). \* Todas estas rocas pertenecen al tipo del miogeosinclinal<sup>(10, 21)</sup> Kozary, 1956, o al así llamado corte de "facies del norte" (Bruce,<sup>(3)</sup> 1956).

Otras series completamente distintas forman la así llamada zona del eugeosinclinal Auras (Kozary,<sup>(10)</sup> Bruce,<sup>(3)</sup> 1956). Precisamente aquí están agrupados todos los cuerpos hiperbásicos que son el objeto de investigación de los autores.

Entre las formaciones vulcanógenas y sedimentarias de la zona Auras, nosotros distinguimos (de abajo hacia arriba en la secuencia estratigráfica): las series vulcanógeno-sedimentarias (aptiano-cretácico superior) y sedimentarias (maastrichtiano-eoceno medio). La edad de estas secuencias estratigráficas estará fundamentada al final del Capítulo "Estratigrafía".

### Serie vulcanógeno-sedimentaria

Los sedimentos que atribuimos a esta serie, ocupan grandes áreas en la parte noroeste de la región investigada. En la región de la loma Silla de Gibara, estas rocas forman una faja en forma de lente, rodeada de rocas ultrabásicas.

Todos los sedimentos de esta serie, particularmente, están fuertemente brechados, esquistados y algunas veces transformados en un campo enteramente convertido en brechas tectónicas y milonitas. Esta circunstancia, y las malas condiciones del afloramiento, no permitieron confeccionar ningún corte completo.

En general la serie está compuesta por las rocas vulcanógenas, éstas son las tobas, tobas-arenosas, conglomerados de tobas y tobas de brechas de una composición porfirítica, entre las cuales, en algunos lugares, se encuentran potentes mantos (50-70 m) de porfiritas andesíticas y diabasas. Todas estas rocas son de un color verde, y algunas pardo-rojizo y en las condiciones de intemperismo adquieren color tabaco. En los conglomerados predominan clastos de porfiritas y tobas, transportados en diferentes grados, que según su com-

posición no se diferencian de las rocas análogas del corte de la serie vulcanógeno-sedimentaria. Frecuentemente se encuentran clastos erráticos de calizas pelitomórficas de color blanco y cremita con fractura concoidal. Dentro del corte de esta serie se encuentran numerosos lentes y capas de calizas pelitomórficas compactas brechadas de color gris y verde, en las que algunas veces se observa la estructura reticular. Con bastante frecuencia se hallan lentes de calizas arenosas blancas con múltiples fragmentos de rocas eruptivas.

Es necesario notar que, entre los clastos de los conglomerados de tobas arenosas, tobas de pequeños clastos, con bastante frecuencia se encuentran pequeños fragmentos erráticos verdes de serpentinitas y gabro (con un tamaño de 5 cm). Estos clastos se pueden ver entre las rocas expuestas por una excavación a un lado de la carretera Holguín-Gibara, cerca del poblado de Arroyo Blanco, aquí mismo en una pequeña cantera, y también en la cantera situada en el Km. 29 de la carretera Holguín-Gibara, cerca del pueblito Rancho Bravo. (Fig. 9).

El espesor de la serie vulcanógeno-sedimentaria y la secuencia de las rocas dentro del corte, es desconocido.

### Serie sedimentaria

Bajo este nombre, nosotros distinguimos la potente serie de rocas que ocupan una gran extensión en la parte sur y central de la región investigada. Los cortes más completos están expuestos en los límites del pliegue sinclinal que se extiende hacia el oeste del pueblo El Retrete. Aquí, en los múltiples afloramientos, se puede establecer una determinada secuencia del corte de la serie sedimentaria y descomponerla en tres paquetes de rocas que han sido mapeados. De abajo hacia arriba son: a) paquete conglomerado-arenoso; b) paquete compuesto por los productos de la corteza de intemperismo de las serpentinitas; c) paquete de calizas.

*Paquete conglomerado-arenoso:* Esta parte de la sección está compuesta por conglomerados de cantos rodados y pequeños y gigantes de color verde, los que desordenadamente se interestratifican con las capas, los lentes y con las capas intermedias de areniscas verdes de grano grueso. Entre los clastos predominan las serpentinitas y los gabros. El tamaño de los diferentes cantos rodados erráticos de estas rocas, a veces alcanza hasta 10-15 cm. También se encuentran con frecuencia clastos de porfiritas y tobas de la serie vulcanógeno-sedimentaria, así como también cantos erráticos de ca-

\* Entiéndase por Fig. 1 la Ap. Fig. 1-E del Atlas adjunto.

Las blancas y cremitas pelitomórficas de 10-15 cm. frecuentemente se encuentran clastos de troctolitas y ortosita. Todos estos clastos de diferente tamaño, están sumergidos en un cemento arenoso verde y pardo, compuesto de pequeños clastos de serpentinita, gabro y porfirita. En la distribución en el espacio de los clastos, no se observa ninguna regularidad. Tampoco existe ninguna regularidad en la distribución del cemento, el cual, en algunos lugares predomina sobre los clastos, y en otros falta por completo.

En el mapa se aclara que, en conjunto, en la parte inferior del corte predominan los conglomerados, y en la superior las areniscas, aunque los paquetes potentes de areniscas se pueden encontrar también en la parte inferior de la sección, y los horizontes de los conglomerados en la superior.

Entre los clastos de rocas ultrabásicas en los conglomerados, conjuntamente con las serpentinitas no alteradas en lo absoluto, se encuentran serpentinitas que están fuertemente intemperizadas y nontronitizadas. Esto indica que, la intemperización de las rocas se originó antes del momento de ser erodadas y de caer en los conglomerados.

Entre las rocas de este paquete muy frecuentemente se encuentran lentes de calizas arrecifales blancas profundamente cristalizadas, las cuales a veces forman lentes extensos, alcanzando una longitud de 10-12 km. Algunas veces estos lentes de calizas arrecifales se agrupan a lo largo del borde de uno u otro pliegue sinclinal. El espesor aparente del paquete conglomerado-arenoso alcanza 1.500 m.

En el territorio investigado, los afloramientos de las rocas de las series vulcanógeno-sedimentaria están aislados en el espacio. Por eso nosotros no pudimos observar en ningún lugar, el contacto directo de la serie vulcanógeno-sedimentaria y del paquete conglomerado-arenisca de la serie sedimentaria. Sin embargo, la presencia de numerosos clastos de porfiritas entre los conglomerados y areniscas, no da lugar a duda alguna de que la serie sedimentaria tiene una edad más joven que la vulcanógeno-sedimentaria.

*Paquete compuesto por los productos de la corteza de intemperismo de las serpentinitas.* Las rocas de este paquete, principalmente están compuestas de los productos arcillosos, que se originaron en el proceso de erosión de la corteza de intemperismo de las serpentinitas. Hacia arriba en el corte, estas rocas gradualmente sustituyen a las rocas del paquete conglomerado-arenoso. Estas rocas blancas y grises, que están re-

lativamente desmenuzadas, forman capas con un espesor de 2-3 m cada una. En ellos es característica la exfoliación con aspecto de cáscara de huevo y la alteración de los horizontes macizos no estratificados con finas capas de arcillas microestratificadas. Las rocas contienen numerosos pequeños clastos de olivino y piroxeno enterrados en cemento arcilloso, el cual predomina en la roca (en un 90-95%). Entre estas rocas se encuentran pequeños clastos angulares de cuarzo y de feldespato ácido (material de cenizas?). Entre las rocas arcillosas se encuentran paquetes y horizontes de conglomerados de bloques grandes, los cuales contienen clastos de porfirita, serpentinita y gabro. Los grandes bloques de serpentinita silicificada (berberita) son los que más prevalecen. El espesor de este paquete oscila entre 35 y 50 m, los máximos espesores se pueden observar en la parte norte de la región.

En algunos lugares, en la parte inferior del corte de este paquete, están presentes los horizontes de calizas laminadas, las cuales también contienen productos de erosión de rocas ultrabásicas.

*Paquete de calizas.* Estas rocas, concordantemente, pero con una brusca transición, sustituyen a los sedimentos subyacentes. Las calizas están representadas por variedades macizas, cavernosas, clásticas y brechosas, en las que frecuentemente se ven numerosos fragmentos pequeños de cuarzo y feldespato (material de cenizas). El espesor máximo visible de estas rocas, es de unos 30 m.

*Edad de las series distinguidas.* En las partes central y superior del corte de la serie sedimentaria, nosotros recogimos algunas muestras, entre las cuales la Dra. María E. Ibarra definió un numeroso complejo de la microfauna, en base del cual se puede fijar la edad de la serie sedimentaria con bastante exactitud.

En el paquete superior del corte, en las calizas, fueron definidas: *Asterocyclina* sp., *Lepidocyclina antillea*, *Amphistegina cubensis*, *Eorupertia bermudezi*, *Proporocyclina* cf. *flintensis*, *Operculinoides* cf. *floridensis*, *Fabiania cubensis*.

La edad del paquete de calizas, basándonos en esta microfauna, es eocénica media. En la parte superior del corte del paquete medio de la serie sedimentaria, en la región El Retrete, en las calizas que yacen sobre los conglomerados del paquete inferior, fueron definidas las siguientes especies: *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Truncorotalia* sp., *Discocyclina* sp.

Este complejo hace referencia a la edad paleoceno-eocénica inferior de las rocas encajantes. Al mismo



tiempo, en la región de la hacienda Los Berros, en la parte superior del corte del paquete central de la sección de la serie sedimentaria y en la parte central, fueron definidos: *Globigerina* cf. *triloculinoides*, *Chiloguembelina* sp., *Globigerina* sp., *Polymorfina* *semitecta*, *Taberina cubana* Keijzer y otras, que se refieren a la edad paleoceno-eocénica inferior de las rocas encajantes. Por eso, si nos basamos en estas definiciones, se puede considerar que el paquete de calizas en todas partes tiene una edad eocénica media y el paquete compuesto por los productos de la erosión de la corteza de intemperismo paleoceno-eocénica inferior. En esto, el volumen estratigráfico de este paquete no es igual. En el sureste, la edad del sedimento es paleoceno-eocénica inferior (su espesor aquí es 50 m), y en el noroeste es un poco más antigua, ya que su límite inferior aquí, descende hasta el paleoceno medio, e incluso hasta el inferior, su espesor es aproximadamente de 350 m. Conforme a esto, el límite superior del paquete conglomerado-areniscas en el sureste de la región, pasa por algún lugar del paleoceno superior, y en el noroeste más abajo, por la base del paleoceno medio e incluso del inferior. El límite inferior de la edad del paquete conglomerado-areniscas, se determina según los hallazgos de la microfauna del maestrichtiano, la cual fue encontrada por A. F. Adamovich y otros<sup>(18)</sup> en las calizas arrecifales de una serie análoga por su composición (región Nicaro).

De esta manera, la edad de la serie sedimentaria generalmente se determina como del maestrichtiano-eoceno medio. Dentro de esto, el paquete inferior conglomerado-arenisca pertenece al maestrichtiano-paleoceno y el central al paleoceno-eoceno inferior. El límite entre los paquetes medio y superior, es puramente facial y no de edad, y en distintas partes la región pasa por diferentes niveles estratigráficos. La edad del paquete superior de la serie sedimentaria, es eocénica-media.

Lo único que se puede decir en relación con la edad de la serie tobáceo-sedimentaria, es que ésta es más antigua que el maestrichtiano. Más que nada puede ser comparada, por su composición, con la serie tobácea de Cuba central, la cual según las últimas opiniones, tiene una edad aptianoturoniense.<sup>(7)</sup> Kozary<sup>(10)</sup> es de esa misma opinión. Sin embargo, ellos no precisan el límite superior de la edad de las rocas vulcanógenas. Flint y otros<sup>(6)</sup> incluyen en el cretácico superior, una serie de rocas análogas por su composición (rocas básicas vulcanógenas) lentes de calizas arrecifales y otras de la región de Camagüey.

## ROCAS ULTRABASICAS

Las rocas ultrabásicas de la región investigada, forman un cuerpo enorme, que por doquier sirven de lecho a las formaciones sedimentarias y vulcanógenas. Los mayores cuerpos de ultrabasitas serpentinizadas, están unidos entre sí; la forma de las uniones en la mayoría de los casos está determinada por la profundidad del corte erosivo.

Ya que, los fragmentos de serpentinitas y rocas que las acompañan (gabro, anortosita y troctolita) se encuentran inclusive en las rocas más antiguas de la región, se las puede considerar como las rocas más antiguas del área estudiada.

Por otra parte, las serpentinitas atraviesan las sedimentaciones de las dos series descritas anteriormente, por lo tanto, son las rocas más jóvenes del miogeosinclinal de la región. En la solución de esta paradoja geológica está la llave de la interpretación no sólo de las particularidades de la tectónica de la región, sino también del origen de las hiperbasitas.

1) *Composición y estructura interior de los macizos ultrabásicos.* Todas las ultrabasitas de la región de Gibara en mayor o menor grado, están serpentinizadas. Entre ellas se distinguen las variedades profundamente serpentinizadas y foliadas, en las que no es posible establecer su naturaleza primaria, y las ultrabasitas relativamente macizas, en las que se conservan relictos de los minerales primarios. La mayoría de las serpentinitas de la región investigada se formaron de las peridotitas. En estas rocas los piroxenos bastitizados forman inclusiones bastantes grandes, de hasta 1 cm. Las dunitas serpentinizadas se encuentran con escasez y forman cuerpos pequeños de forma irregular dentro de las peridotitas serpentinizadas. Las serpentinitas profundamente foliadas tienen un color verde (claro u oscuro) y una constitución resinosa.

Casi por doquier las ultrabasitas profundamente foliadas y serpentinizadas forman una "camisa" que recubre el núcleo compuesto por peridotitas relativamente menos serpentinizadas. Esta distribución en el espacio de las rocas serpentinizadas en distinto grado, fue indicada ya antes por Kozary.<sup>(10)</sup>

Las peridotitas relativamente poco serpentinizadas, que yacen en los núcleos de los macizos, están compuestas por distintos bloques y budinas como si formarían una textura conglomerática del núcleo. Casi por doquier bloques aislados (con un diámetro hasta de 20-30 m) y las budinas (5-10 m), están rodeados

por una fina corteza serpentinitica, en cuya superficie pulida se ven múltiples espejos de deslizamiento. A veces los bloques y las budinas están separados unos de otros por "vetas" relativamente finas (5-10 cm) de

serpentinitas profundamente foliadas, en las cuales la esquistosidad repite los contornos del bloque de la budina.

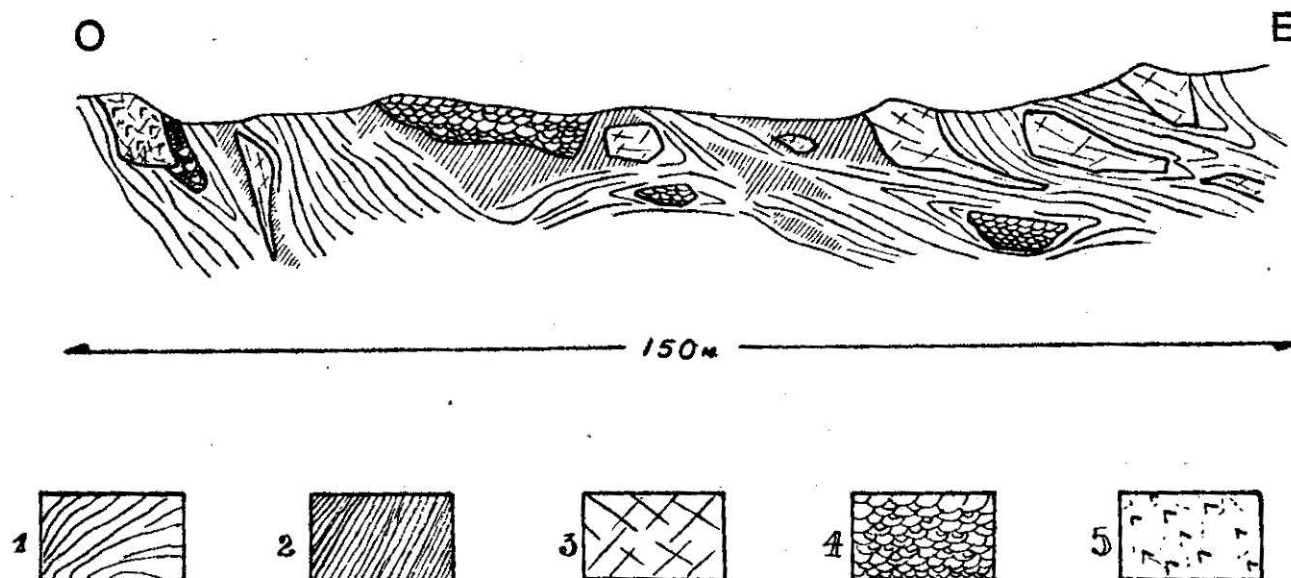


FIG. 2. Estructura interna de las serpentinitas fuertemente exfoliadas (margen derecha del río Gibara, hacia el sur de la loma Silla de Gibara). 1) Serpentinitas exfoliadas. 2) Zonas de intensiva formación de brechas. 3) Serpentinitas relativamente masivas. 4) Serpentinitas con textura conglomerática. 5) Gabros brechosos de granos finos.

Un cuadro completamente distinto se observa entre las serpentinitas profundamente foliadas. La estructura interior de una de estas secciones se muestra en la fig. 2. Aquí se ve bien, como si distintos bloques sin raíces de serpentinitas y gabro, se envolvieran en serpentinitas foliadas.

En la estructura de la camisa serpentinitica, que cubre el núcleo de los macizos, se observa una regularidad definida. Las aerofotos prestaron una gran ayuda en el estudio de estas zonas. En ellas se distinguen fácilmente las serpentinitas foliadas, gracias a su color claro y a la presencia de las texturas esquistosas. Ese color claro de las serpentinitas foliadas, depende de su tonalidad verdosa y de la presencia de múltiples vetas carbonáticas. La vegetación (malezas) que tupidamente cubre el núcleo de los macizos serpentiniticos y que casi por completo está ausente de las serpentinitas foliadas, evidentemente depende de la composición mineral. En una serie de lugares, la esquistosidad lineal clara puede ser tomada por la estratificación en las rocas sedimentarias normales al descifrar la aerofoto, tanto más, cuando entre las serpentinitas foliadas frecuentemente se ven pliegues lineales con agudas crestas.



FIG. 3. Estructura de uno de los macizos serpentiniticos hacia el sur del caserío La Canela. Sp. Serpentinitas masivas. Sp2. Serpentinitas exfoliadas. Mast-Ec2. Rocas de la serie sedimentarias.



En la parte central y sur de la región investigada en la estructura de las zonas esquistosas que cubren el núcleo de los macizos, se pudieron establecer algunas regularidades:

a) La anchura de las zonas de foliación que sirven de marco a los macizos por el norte y por el sur, oscila entre 100 y 1000 m. La dirección de la esquistosidad casi siempre es paralela a los contactos de las ultrabasitas y las rocas cretácicas, aunque en general, los macizos serpentiniticos con un ángulo muy agudo, atraviesan la dirección de las rocas vulcanógeno-sedimentarias. Los ángulos de inclinación de la esquistosidad siempre son pendientes ( $50-80^\circ$ ). Las direcciones de la inclinación son diferentes hacia el norte y hacia el sur, aunque en los límites de alguna zona a menudo se mantienen.

b) La anchura de las zonas de foliación bruscamente aumenta (hasta 4-6 km) en la región en que se hunden los macizos bajo las rocas del cretácico y del paleogeno. El límite de las serpentinitas foliadas y brechadas aquí pierde su clara orientación lineal y adquiere configuración irregular sinuosa.

En estas zonas, cerca de los núcleos de los macizos, la dirección de la inclinación de la esquistosidad y sus ángulos de inclinación, están orientados también distintamente. Aquí son frecuentes los ángulos de poca inclinación ( $10-20^\circ$ ). A veces se encuentran partes con una yacencia horizontal de la esquistosidad. Sin embargo, al acercarse a las rocas del cretácico, a las cuales penetran las serpentinitas por lenguas puntia-gudas, los ángulos de inclinación de la esquistosidad nuevamente aumenta hasta  $70-80^\circ$  y su orientación es paralela a los contactos y a los sedimentos del cretácico.

c) Todos los cuerpos lineales estrechos de serpentinitas que yacen entre las rocas cretácicas, tanto los pequeños (con una longitud de 0.5-1 km), como los más grandes (10-15 km), están compuestos solamente por las serpentinitas foliadas. La esquistosidad en su interior está orientada en todas partes, según la dirección del cuerpo, y sus ángulos de inclinación son pendientes.

d) En el interior de los amplios campos de serpentinitas foliadas (parte norte de la región investi-

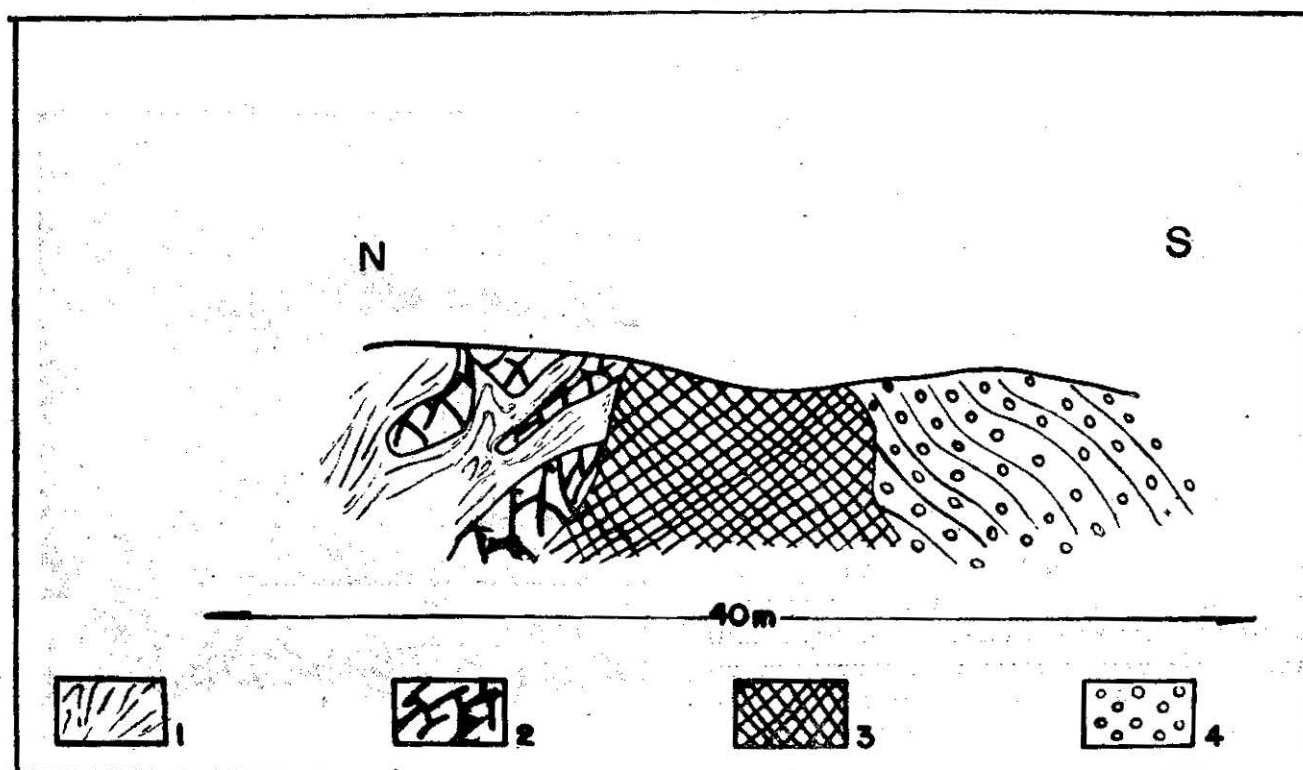


FIG. 4. Estructura del contacto de las serpentinitas con los conglomerados del Maestrichtiano (margen derecha del río Guabajanei). 1) Serpentinitas exfoliadas. 2) Serpentinitas relativamente masivas. 3) Zona de trituration. 4) Conglomerados del Maestrichtiano.

gada), en grandes extensiones se observan ángulos de muy poca inclinación de la esquistosidad. Solamente en algunos lugares, en zonas lineales estrechas, se observa un brusco aumento de los ángulos de inclinación de la esquistosidad (hasta 70-80°).

Todo lo anteriormente expresado nos permite decir que, todas las peridotitas brechosas, relativamente poco serpentinizadas, que componen los núcleos de los macizos, están rodeadas por zonas de las serpentinitas foliadas. Se puede suponer, que los techos de estos núcleos anteriormente también estuvieron compuestos por serpentinitas foliadas. En la parte inferior de esta cubierta foliada, predominaron los ángulos de poca inclinación de esquistosidad. Esto lo podemos deducir por el comportamiento de la esquistosidad de las crestas periclinales de los macizos, y también por aisladas manchas isométricas de las serpentinitas foliadas en el interior de los núcleos de los macizos. Para la parte superior de estas mismas zonas foliadas, son característicos los ángulos de inclinación pendiente (el cambio

de ángulos de inclinación de la esquistosidad en las cercanías de las rocas cretácicas en los macizos periclinales, son los ángulos de inclinación de la esquistosidad en los pequeños cuerpos, que yacen entre los sedimentos del cretácico).

Además de esto, se puede suponer que, los núcleos de los macizos relativamente poco serpentinizados tienen abruptos bordes en el norte y en el sur, sobre lo que se puede juzgar por sus contornos y por el buzamiento de la foliación. La limitación occidental y oriental de los macizos por esas mismas razones, tiene poco declive.

2) *Carácter de los contactos de las rocas ultrabásicas con las encajantes.* Por doquier, las serpentinitas limitan con las rocas encajantes a lo largo de zonas de foliación y de formación de brechas. Lo dicho puede ser ilustrado por dos ejemplos: En la fig. 4 está señalado el contacto de las serpentinitas con los conglomerados del maestrichtiano. Su naturaleza tectónica no da lugar a dudas. Solamente es necesario notar, que

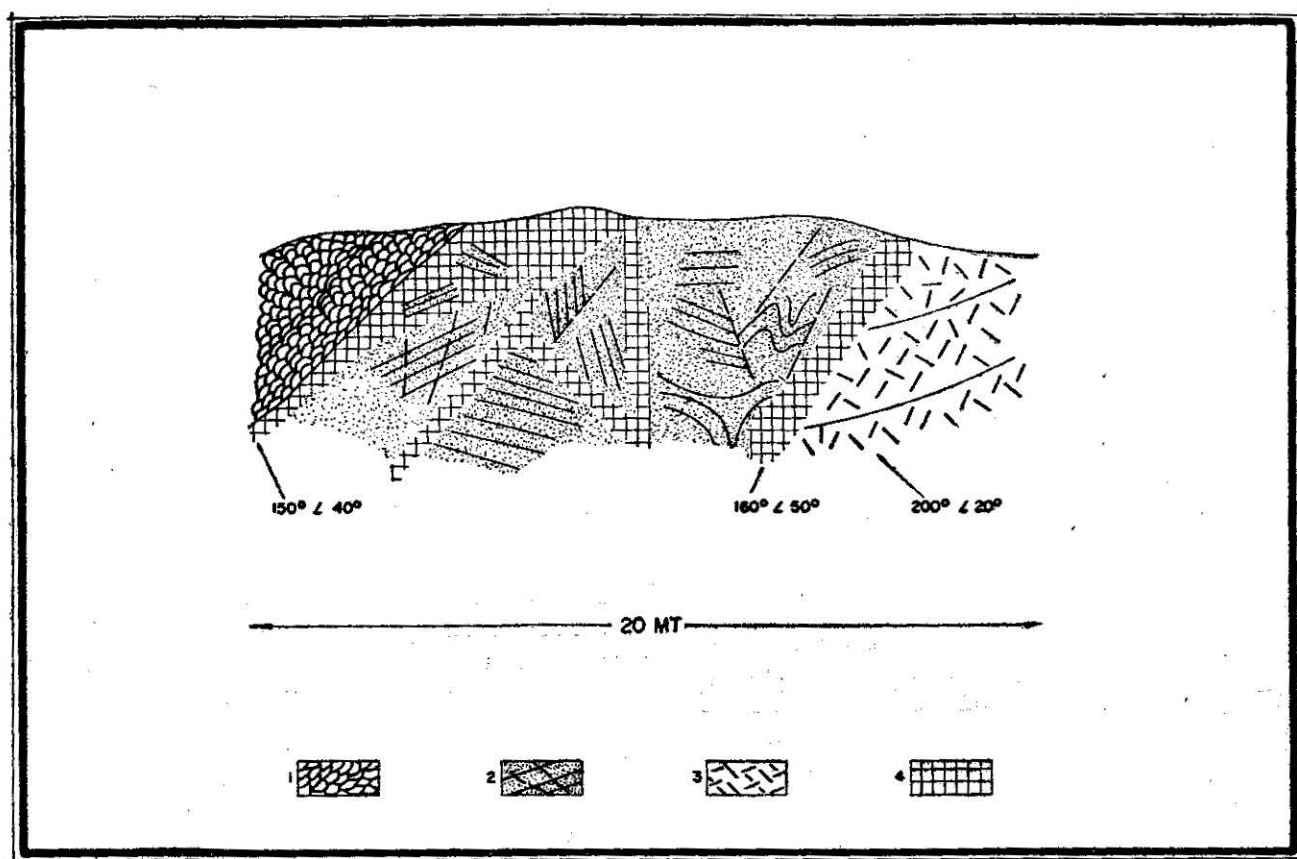


FIG. 5. Contacto de las serpentinitas con las rocas encajantes (margen derecha del río Gibara, hacia el sur de la loma Silla de Gibara). 1) Serpentinitas con textura conglomerática. 2) Estratos finos de areniscas cuarzosas. 3) Porfiritas. 4) Zonas de formación de brechas.



en la parte sur de la zona milonitizada, aparecen distintos fragmentos de calizas pelitomórficas brechosas. Aquí mismo, dentro de la masa serpentinitica sin estructura, de un color verde-claro, aparecen de forma irregular manchas verde-claro, que están compuestas por areniscas muy trituradas de composición grauvacas. Más adelante, hacia el sur, esta zona gradualmente pasa a los conglomerados muy brechosos, en los cuales claramente se distinguen numerosos clastos de gabbro, serpentinitas y calizas pelitomórficas blancas.

El otro contacto interesante está en el cauce del río Gibara (fig. 5). No encontramos las areniscas cuárcicas, que yacen en el contacto de las serpentinitas y de las rocas vulcanógenas en ningún lugar de la región investigada: ni en el corte de la serie vulcanógeno-sedimentaria, ni en el de la sedimentaria. Al parecer éstas son rocas antiguas que fueron traídas por las serpentinitas. Según nuestro punto de vista, la naturaleza tectónica de este contacto, tampoco da lugar a dudas.

En la región investigada, las ultrabasitas por doquier limitan con las rocas encajantes a lo largo de una zona extraordinariamente brechosa. En estas zo-

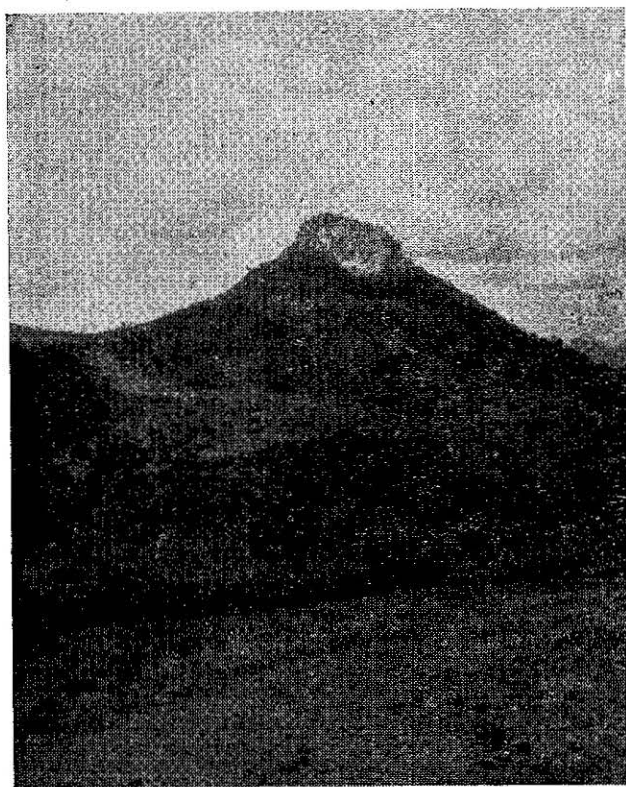


Fig. 6. Bloque de caliza en serpentinitas, loma El Encanto.

nas, las serpentinitas trituradas se encuentran como si estuvieran entremezcladas con el material carbonatado y penetrados por pequeñas vetas carbonatadas. Estas son las así llamadas zonas "mush" en la terminología de los geólogos americanos. Las huellas de la activa influencia magmática de las ultrabasitas sobre las rocas encajantes fuera de la dependencia de la composición de estas últimas (calizas, areniscas de composición grauvacas, areniscas cuarzosas, conglomerados, tobas, porfiritas), están ausentes por completo.

3) *Rocas exóticas entre las serpentinitas.* Entre las serpentinitas, sobre todo entre las foliadas, se encuentran inclusiones de rocas ajenas a ellas. En primer lugar están los bloques de calizas, que llamativamente sobresalen en el relieve (fig. 6). Los bloques de calizas, cuya longitud oscila entre 2 y 80 m, frecuentemente se encuentran en grupos. La forma de estos bloques generalmente es redondeada, raramente es lenticular. Los bloques alargados de calizas, generalmente están extendidos según la dirección de la esquistosidad. Se puede suponer que, la mayoría de los bloques de calizas que tienen una forma irregular en el plano, no son cuñas, que van a grandes profundidades, como lo supuso Kozary,<sup>(10)</sup> sino que tienen una forma isométrica. Entonces, la base de estos bloques se encuentran en la profundidad, conmensurable con su longitud y anchura en el actual corte de erosión. Lo expresado se refiere principalmente a los grandes bloques que están bien reflejados en el actual relieve. Muchos de los pequeños bloques de calizas, son solamente las coronillas de grandes inclusiones, las cuales actualmente todavía no están descubiertas por la erosión. Frecuentemente se ve, cómo la superficie del bloque de caliza está envuelta por una cubierta fina serpentinitica, la cual cubre todo el bloque. En la superficie pulida de esta coraza se observan numerosos espejos de resbalamiento. No se observa ninguna huella del contacto magmático activo entre las serpentinitas y las calizas.

La edad de las inclusiones calcáreas es muy variada. En las serpentinitas se encuentran calizas arrecifales tanto de la serie vulcanógeno-sedimentaria como de la sedimentaria. Sin embargo, entre las serpentinitas se encuentran calizas, que por su aspecto exterior, no son diferentes a las que se encuentran en los fragmentos dentro de las series anteriormente mencionadas. Aún no hemos podido determinar su edad.

También son muy numerosas entre las serpentinitas, las inclusiones de las rocas tobáceas de la serie sedimentaria. Estas forman grandes lentes alargados, con una longitud de 5-6 km, y pequeños bloques aislados

3

B

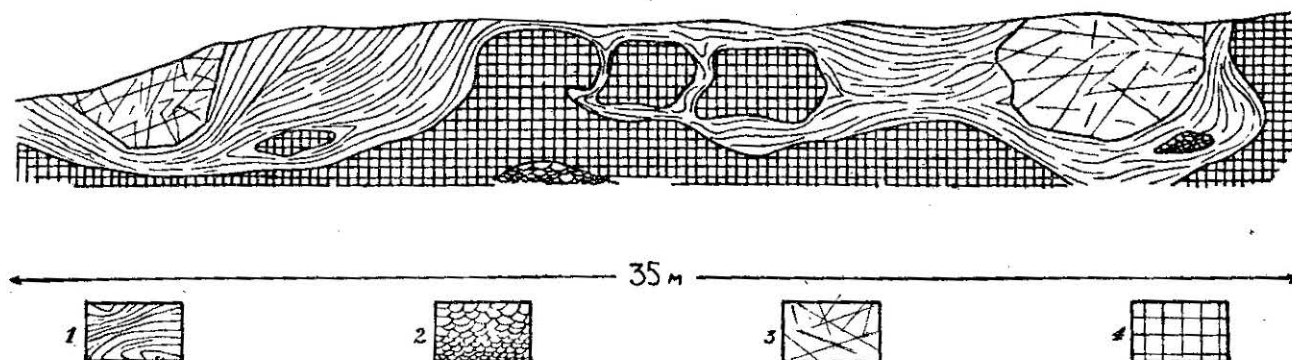


Fig. 7. Carácter del contacto de serpentinitas y tobas, al oeste del caserío La Canela. 1) Serpentinitas exfoliadas. 2) Serpentinitas con textura conglomerática. 3) Gabro. 4) Tobas de porfiritas.

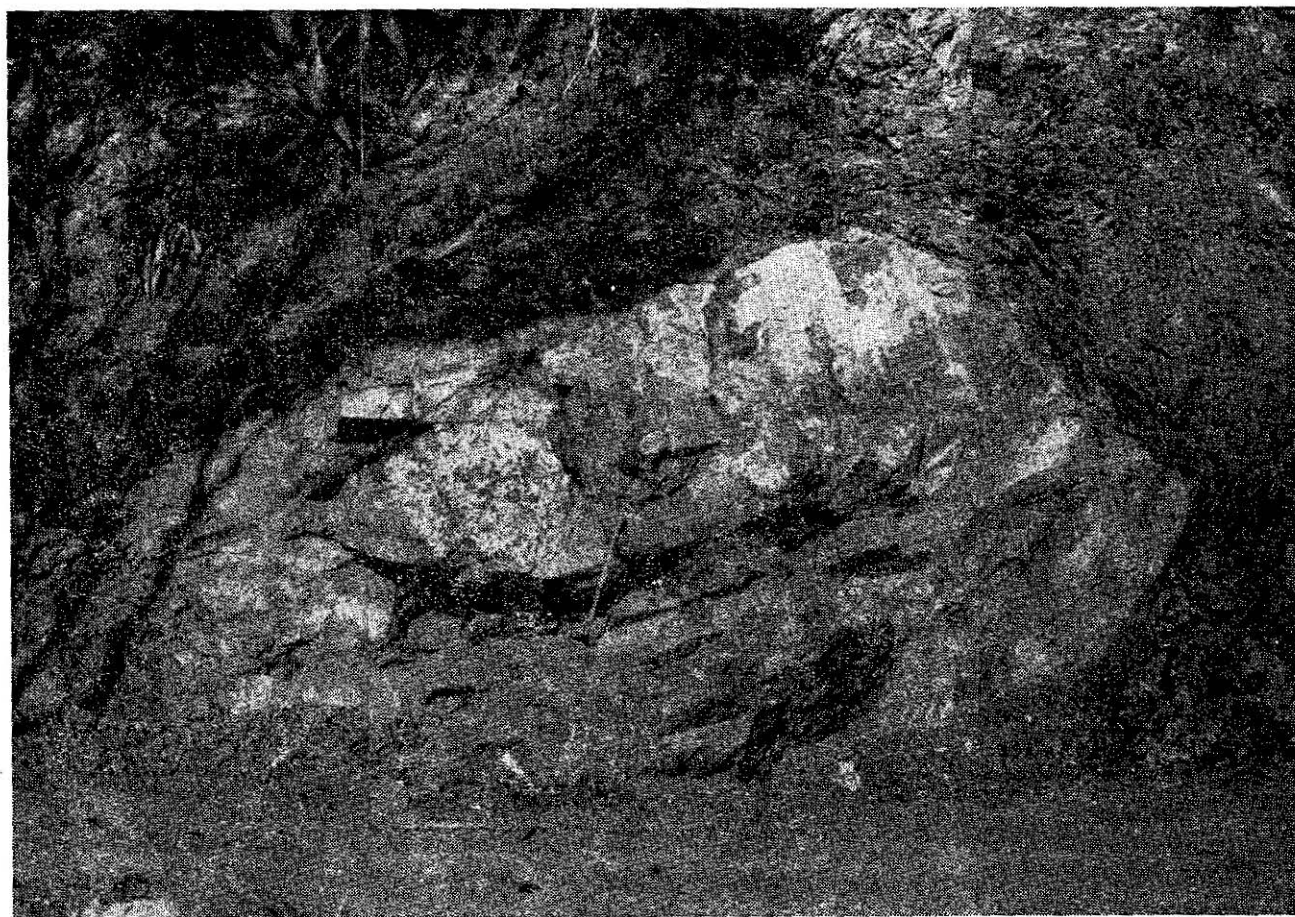


Fig. 8. Bloque de gabro en las serpentinitas (margen izquierda del río Gibara) al sur de la montaña Silla de Gibara.



con una forma redondeada, que se encuentran comprimidos entre las serpentinitas foliadas. En algunos lugares los contactos de las rocas vulcanógeno-sedimentarias y de las serpentinitas, representan como si fuera un pastel de capas, en el cual solamente a gran escala se pueden mostrar los diferentes cuerpos de serpentinitas y los bloques y las capas de rocas tobáceas. Como está constituido uno de estos contactos se ilustra en la fig. 7. Aquí las rocas tobáceas se han transformado en una masa brechosa no consolidada, cuya superficie se halla como si estuviera cepillada por las serpentinitas; la esquistosidad en ellos repite los contornos de los diferentes bloques y capas de tobas.

Entre las serpentinitas, como se ve claramente en las figs. 2 y 6, se encuentran numerosas inclusiones de gabro. Estas son rocas microgranudas gris-verdosas, que yacen entre las serpentinitas en forma de prolongaciones sin raíces (fig. 8). Las inclusiones de gabro están cortadas por múltiples grietas, las cuales se cruzan en los más diversos ángulos. No se observa ninguna huella del contacto magmático activo en la superficie de las rocas tobáceas y de gabro.

### ESTRUCTURA TECTONICA DE LA REGION

Como se dijo anteriormente, en el territorio investigado se destacan dos regiones, las cuales poseen en principio diferentes estructuras geológicas. Estas son las así llamadas zona Catuco, en la cual están difundidas las rocas del tipo miogeosinclinal, y la zona Auras, en la cual fueron centralizadas las investigaciones de los autores del presente trabajo.

El paquete de los sedimentos miogeosinclinales, descubierto al noroeste de la región, representa una parte del gran sobrecorrimento tectónico, que se deslizó sobre las rocas autóctonas de la zona Auras. La superficie irregular en el plano del sobrecorrimento poco in-

clinado, casi horizontal, se mapea bien a lo largo de los extremos oriental y sur de este alocton. Por los diferentes valles de ríos relativamente profundos, debajo de la superficie del sobrecorrimento, en algunos lugares quedan al desnudo las rocas ultrabásicas y tobáceas de la zona Auras. Esto se observa bien, especialmente hacia el sur de la ciudad de Gibara. En la base del sobrecorrimento yace una potente zona de brechas tectónicas, que están compuestas por bloques de gabro, calizas, serpentinitas y rocas tobáceas, entremezclados caóticamente. Estas rocas se han cementado por un material serpentinitico finamente foliado y triturado. La estructura del terreno de esta zona se muestra en la fig. 9. Aquí se ve claramente, cómo las serpentinitas profundamente foliadas y brechadas, se extienden más arriba de la desigual superficie de las rocas tobáceas, alrededor de la cual ellas parecen rasparlas. En el interior de las serpentinitas foliadas se encuentran bloques de conglomerados y brechas del eoceno, con múltiples fragmentos de serpentinitas y de gabro.

La amplitud del desplazamiento a lo largo de este sobrecorrimento poco inclinado, es evidentemente bastante grande. Se puede suponer que, este sobrecorrimento cubre por completo los sedimentos de canal profundo, que dentro de los límites de Cuba central separan la zona eugeosinclinal de la miogeosinclinal.<sup>(21)</sup>

Dentro de los límites de la zona eugeosinclinal Auras,<sup>(10)</sup> la cual representa el extremo oriental del anticlinorium Camagüey,<sup>(21)</sup> se extiende un complicado conjunto de pliegues variados, los cuales se mapean especialmente bien en las partes sur y central de la región investigada. Aquí se establece una serie de pliegues lineales que se extienden en el oeste de la región en dirección latitudinal. Hacia el este la dirección de los pliegues gradualmente se cambia por nordeste. Por doquier el núcleo de los anticlinales está compuesto por

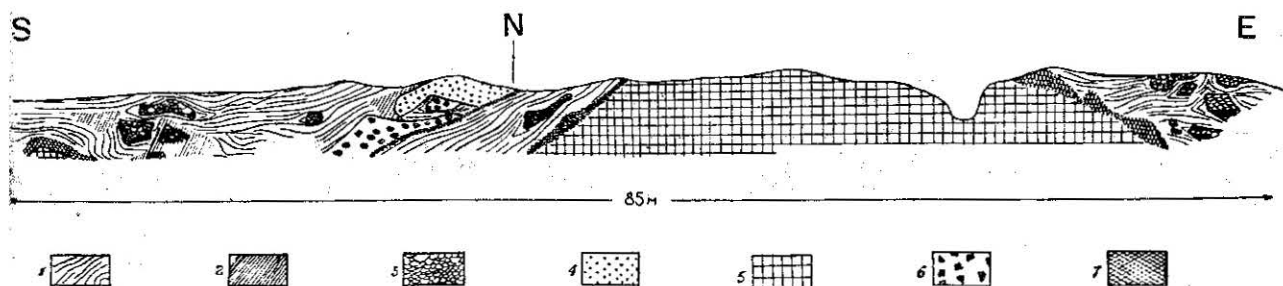


Fig. 9. Zona de brecha en la base del manto tectónico de las rocas miogeosinclinales (km 29 de la carretera Holguín-Gibara). 1) Serpentinitas exfoliadas. 2) Zonas de rocas trituradas. 3) Serpentinitas con textura de aspecto de conglomerados. 4) Conglomerados de cantos rodados pequeños con fragmentos de serpentinitas. 5) Rocas tobáceas. 6) Brechas sedimentarias y conglomerados con fragmentos de serpentinitas. 7) Zonas de serpentinitas trituradas con venitas carbonatadas.

serpentinitas, y en los sinclinales se encuentran distintas rocas vulcanógenas y sedimentarias del cretácico y del paleógeno. La estructura interior de los núcleos de los anticlinales, fue descrita anteriormente en la característica de la estructura interior de los macizos hiperbásicos. La estructura interior de los sinclinales se ve claramente en la región de desarrollo de la serie sedimentaria, debido a su división en tres paquetes fácilmente mapeables y también por la presencia de los horizontes bien estratificados. Nosotros estudiamos mejor la estructura interior del mayor de los sinclinales, que está situado en la parte sureste de la región, cerca del pueblo El Retrete.

Aquí, como en todas partes, las serpentinitas limitan con las rocas encajantes a lo largo de las zonas de foliación profunda y formación de brechas. Por eso se puede considerar que los núcleos anticlinales en todos los lugares están separados de los sinclinales contiguos por fallas. Las superficies de estas fallas, dentro de los límites del pliegue descrito, están inclinadas al encuentro de una con otra, es decir, hacia el centro del sinclinal. En otros sinclinales a menudo se observa corrimiento de los macizos serpentiniticos (núcleo de los anticlinales) hacia los flancos de los sinclinales a lo largo de la superficie de las fallas abruptas. A veces, siguiendo cualquier contacto de serpentinitas con rocas cretácicas, se aclara que la inclinación de la falla por su dirección, cambia en sentido contrario, de tal modo que el plano de la falla tiene forma como de hélice.

Dentro de los límites del sinclinal descrito, se observa un brusco cambio del ángulo de inclinación de las rocas componentes, del núcleo a las cuestas. Si en el núcleo de pliegue las rocas yacen casi horizontalmente ( $3-10^\circ$ ), cerca de los macizos de serpentinitas ocurre un brusco aumento de las capas. Aquí, los ángulos de inclinación nunca son menores de  $60^\circ$ .

En su interior el sinclinal se complica por dos grandes anticlinales también lineales, los cuales gradualmente van hundiéndose en dirección oriental. Estos anticlinales parecen continuar hacia el este las estrechas lenguas de serpentinitas, que de esta forma yacen en los núcleos de estos anticlinales de segundo orden. Además de esto, los pequeños cuerpos de serpentinitas, que están completamente rodeados por rocas terrígenas, de la serie sedimentaria, se encuentran más al este, en los núcleos de los anticlinales descritos, o cerca de ellos. Por lo tanto se puede decir que, el carácter de yacencia de las rocas en el interior del sinclinal, está dictado por el núcleo serpentinitico del pliegue y que la posición de los anti-

clinales de segundo orden dentro del sinclinal, también se determina por los cuerpos serpentiniticos.

Los anticlinales de segundo orden anteriormente descritos y los sinclinales que los separan, están complicados por dislocaciones plicativas y disyuntivas más pequeñas, de tercer orden. Estos pliegues se encuentran solamente en los paquetes inferior y medio del corte de la serie sedimentaria, al mismo tiempo ellos son más intensivos en la parte inferior del corte. De esta forma, la situación de los pliegues del tercer orden también se encuentra evidentemente en dependencia de la dislocación en la base de la serie sedimentaria, es decir, en las serpentinitas.

Todos los sinclinales, compuestos por las rocas de la serie sedimentaria, tienen una estructura semejante. Solamente es necesario notar, que su profundidad es mucho menor y que están rellenos solamente por rocas del maestrichtiano. En todos estos pliegues las areniscas y los conglomerados forman una serie de plegamientos complicados e irregulares, lo que evidentemente también tenemos que vincularlo con la poca profundidad de la yacencia de las serpentinitas.

Sin embargo, el carácter complicado de la dislocación de tercer orden en todos los sinclinales anteriormente descritos, no se muestra en la fig. 5 del contacto entre las serpentinitas y la serie sedimentaria. Por doquier estos contactos son relativamente rectilíneos y están complicados solamente por las finas lenguas de serpentinitas, que yacen en los núcleos de los anticlinales de segundo orden. Al parecer este cuadro puede ser explicado por los fenómenos de desgarramiento de la serie sedimentaria desde su lecho serpentinitico durante el proceso de plegamiento.

Todavía en forma más complicada están plegadas las rocas de la serie vulcanógeno-sedimentaria. Sus rocas están brechadas, milonitizadas y por doquier tienen ángulos de inclinación brusca. El buzamiento de las rocas es muy variado. Sin embargo, debido a los pocos afloramientos de las rocas de esta serie, su estructura interna no ha podido ser establecida a plenitud. Solamente se pueden notar dos circunstancias:

- 1) Las serpentinitas foliadas también forman en el interior estrechos anticlinales lineales.
- 2) En los lugares del cierre central de los sinclinales, compuestos por las rocas de la serie vulcanógeno-sedimentaria, se observa un cuadro muy complicado de alternancia de serpentinitas y de rocas tobáceas. En el plano, este límite tiene una complicada forma dentada.

A veces, se observa que esta estructura de "pastel de capitas" está condicionada por la presencia de numerosas láminas corridas, en los cuales participan las serpentinitas y las rocas de la serie vulcanógeno-sedimentaria. Una representación de esta estructura la tenemos en la fig. 6.

En conclusión, en relación con lo anteriormente expresado, se puede decir, que el carácter de la dislocación en el interior de las series sedimentaria y vulcanógeno-sedimentaria, se determina considerablemente por las serpentinitas, las cuales controlan la situación de todos los pliegues de la región y también los ángulos de inclinación de las rocas dentro de sus límites. Un estuche de calizas del mioceno cubre discordantemente todas las rocas cretácicas, paleocénicas y eocénicas. Estas calizas se extienden solamente por la parte norte litoral de la región. Buzan con poco declive hacia el lado del océano, con un ángulo de 2-3°.

#### **ALGUNAS CUESTIONES SOBRE LA HISTORIA DEL DESARROLLO DE LA ZONA**

Al final del cretácico inferior y al comienzo del superior, dentro de los límites de la zona eugeosinclinal de Cuba, continúa el proceso de acumulación de las grandes series vulcanógeno-sedimentarias.<sup>(7, 21)</sup> Próximos a la zona Aurás, que representaba en ese momento la parte geosinclinal, existían ya en aquel tiempo elevados terrenos que servían de fuente de erosión. Precisamente desde estas elevaciones, aparecieron en la cuenca marina algunos fragmentos de serpentinitas. Según las apariencias, estas elevaciones se encontraban al norte de la región estudiada, a lo largo del borde del canal de mar profundo, que al final del cretácico inferior y especialmente en el cretácico superior se transformó en un área elevada de la corteza terrestre.<sup>(21)</sup> La erosión de las serpentinitas al final del cretácico inferior, es característica no sólo en la zona estudiada, Flint y otros<sup>(6)</sup> ya hace tiempo destacaron la presencia de clastos de serpentinitas en las calizas de la serie vulcanógena de Camagüey.

Al final del cretácico superior, los grandes cuerpos de serpentinitas (una parte de los cuales había sido erosionada durante la formación de la serie vulcanógeno-sedimentaria), resultaron comprimidos en estado frío hacia la superficie de la tierra. De su erosión intensiva en el maestrichtiano y paleoceno, resultó la formación de la molasa marina potente, que indica las últimas etapas del desarrollo del norte de la región eugeosinclinal. Durante este tiempo en las condiciones

marinas existe un relieve desmembrado (probablemente tectónico), gracias al cual al pie de las abruptas elevaciones se depositan grandes clastos de las serpentinitas que se destruyen. Simultáneamente, sobre los terrenos elevados de la tierra (en el norte?) y en algunas islas del maestrichtiano del mar poco profundo, en la superficie de las serpentinitas comienza a formarse la corteza de intemperismo. Al final del paleoceno y al comienzo del eoceno, durante la época de nivelación del fondo de la cuenca marina, continúa la erosión de la superficie terrestre, en resultado del cual, en las condiciones marinas se acumula una serie potente de productos de la redepositación de la corteza de intemperismo de las serpentinitas. Durante este tiempo en la cuenca marina esporádicamente aparecen las serpentinitas silicificadas (berberitas) en las condiciones terrestres. Esta etapa de sedimentación marina se termina en el eoceno medio, cuando en la región estudiada se depositó la serie de calizas. Fue entonces cuando las rocas ultrabásicas y vulcanógeno-sedimentarias resultaron cubiertas por una potente serie (de 2000 m aproximadamente) de formaciones sedimentarias. Ante esto, los conglomerados basales del maestrichtiano, en el norte de la región, evidentemente se extendieron sobre las formaciones vulcanógeno-sedimentarias y en el sur, inmediatamente, sobre las serpentinitas. Al final del eoceno medio los fuertes movimientos tectónicos nuevamente ponen en movimiento a los macizos de serpentinitas. Los enormes bloques de peridotitas, débilmente serpentinizadas, comenzaron a moverse hacia arriba, abriéndose paso entre las rocas que los cubrían. Este movimiento dio lugar a muchos fenómenos:

1) El movimiento de los bloques de serpentinitas iba acompañado por foliaciones intensivas de sus partes periféricas, es decir, de las zonas de contacto con otros bloques. Estas serpentinitas laminadas, en condiciones de fuertes presiones, adquirieron propiedades de plasticidad y facilidad de fluidez. En este momento la estructura actual de los macizos de serpentinitas con su núcleo de brecha relativamente poco serpentinado y la cubierta foliada, toma su forma definitivamente.

2) El movimiento diferencial de las protrusiones de serpentinitas compactas<sup>(12, 19, 20)</sup> dio origen a la formación de terrenos elevados (anticlinales) encima de los cuerpos que ascienden hacia la superficie de la corteza terrestre, y a la formación de los sinclinales sobre bloques relativamente menos elevados. Este proceso va acompañado de la elevación y la formación de brechas de todas las rocas vulcanógenas y sedimentarias.



rias que están en contacto con las serpentinitas. De esta manera la disposición en el espacio de los grandes anticlinales y sinclinales de primer orden, resultó dictada por bloques de serpentinitas.

3) La penetración fría de los enormes bloques peridotíticos, débilmente serpentinizados, iba acompañada por derrames plásticos de serpentinitas foliadas desde las zonas de articulación de algunos macizos. Estas masas diapiríticas penetraron en las rocas del corte sedimentario y vulcanógeno, formando en ellas estrechos anticlinales lineales (los pliegues de segundo orden, anteriormente descritos). La formación de las serpentinitas foliadas ocurrió también a lo largo de la superficie superior del bloque, en la zona de contacto con las rocas del corte cretácico. Bajo la presión originada sobre la superficie superior del bloque en su movimiento hacia arriba, a través de las rocas sedimentarias y vulcanógenas, estas serpentinitas foliadas también se derramaron a los extremos desde el núcleo del bloque. En algunas partes esta masa plástica sufrió un derramamiento completo poniendo al descubierto el núcleo débilmente serpentinado del macizo que se encontraba bajo ella. En la estructura actual, estos lugares se establecen en las zonas donde por los límites de las peridotitas brechosas poco serpentinizadas en las zonas de sus articulaciones con las rocas sedimentarias y vulcanógenas, no existe la camisa foliada y serpentizada.

4) El proceso de la penetración fría de las masas de serpentinita (tanto de los grandes bloques como del diapiro) iba acompañado por un plegamiento discordante y una formación de brecha en las rocas (dislocaciones de tercer orden en el interior de los sinclinales) que envuelve el potente paquete de los sedimentos contiguos a los núcleos serpentiniticos de los anticlinales. Las partes de los sinclinales alejadas de estos núcleos, prácticamente no resultaron dislocadas.

5) El proceso, anteriormente descrito de penetración fría de los bloques compactos de serpentinitas y de diapiros plásticos, originó todo el complejo de fenómenos descritos anteriormente. Aquí se incluyen: los contactos eruptivos de los macizos de serpentinita, la ausencia total de los contactos magmáticos activos en los límites de los mismos, la singular estructura interior de los macizos ultrabásicos, la presencia de estructuras de fluido en el interior de las serpentinitas foliadas, la formación de brechas y la foliación de las rocas sedimentarias y vulcanógenas a lo largo de los contactos con las serpentinitas y también el traslado con la serpentinita, de grandes bloques de calizas, tobas

y gabro. El último fenómeno fue originado debido a que parece como si las serpentinitas viscosas y plásticas, durante la penetración diapirítica en cualquier roca del corte cretácico y paleoceno, expulsaran de su seno los bloques y las placas. Ante esto, durante la fluidez de las serpentinitas hacia arriba, se produjo el traslado de estos bloques hasta los núcleos de los anticlinales. Durante el movimiento, las rocas menos compactas se trituraron, mientras que las macizas y compactas adquirieron bordes lisos, como si se enrollaran en una camisa de serpentinita.

A los cuerpos que fueron primeramente magmáticos intrusivos y después comprimidos hacia arriba, en estado frío, durante los movimientos tectónicos, Lyell (1871) propuso llamarlos protrusiones.<sup>(12)</sup> Uno de los autores del presente trabajo propuso utilizar una vez más este término para distinguir la característica de las intrusiones tectónicas frías de Armenia y Azerbaizhan.<sup>(19, 20)</sup>

De esta manera, el material que poseemos, no nos brinda la posibilidad de hablar acerca de cuándo los procesos magmáticos formaron las rocas ultrabásicas de Gibara. Aquí sólo existen dos etapas del proceso magmático de formación de los macizos de serpentinitas. Por eso, es posible solamente expresar que, el proceso magmático de formación de las rocas ultrabásicas del noroeste de Oriente, está relacionado con la época anterior a la formación de la serie vulcanógeno-sedimentaria (es decir, precretácico superior o preaptiano). Por lo tanto, la edad del proceso magmático de formación de las ultrabásitas puede ser tan antiguo como se quiera: cretácico inferior, jurásico, triásico, paleozoico, etc. Los autores del presente trabajo llegaron a conclusiones análogas durante el estudio de las serpentinitas de la provincia de Pinar del Río.

La clave para la comprensión del origen y edad de las rocas ultrabásicas de Oriente en particular y de toda Cuba en general, nos parece que reside en la situación tectónica de estas rocas. En el presente trabajo no es posible desarrollar esta cuestión detalladamente, no obstante eso, señalemos solamente algunas circunstancias muy importantes según nuestra opinión.

Todas las rocas ultrabásicas de Cuba, se encuentran localizadas en el cinturón que se extiende a todo lo largo de una depresión profunda del cretácico inferior, o en ella.<sup>(21)</sup> Esta depresión es una estructura que divide el eugeosinclinal del miogeosinclinal.<sup>(21)</sup> En el cretácico superior, donde estaba la depresión profunda, surgió una elevación. La formación de esta elevación ocurrió durante todo el cretácico superior.

Durante el premaastrichtiano, dentro de esta elevación los grandes cuerpos de serpentinitas resultaron expulsados hacia la superficie, sufriendo posteriormente una erosión intensiva. Sin embargo, algunos macizos de serpentinitas en el interior de esta zona, se habían erosionado ya al comienzo del cretácico superior.

Los intensivos movimientos del plegamiento del eoceno medio, se concentran precisamente en este cinturón.

Todos los hechos anteriormente enumerados, proporcionan la posibilidad de imaginarse el siguiente cuadro:

La depresión profunda que surgió al comienzo del cretácico inferior, se formó definitivamente desde el final del mismo hasta el comienzo del cretácico superior. Su formación iba acompañada (o se definió) por la aparición de profundas fisuras, que llegaban a grandes profundidades de la corteza terrestre. Las ultrabasitas del manto, dentro de los límites de la cuenca profunda, resultaron al máximo aproximados a la superficie de la corteza terrestre (al fondo del océano)\*. Durante este tiempo resultó posible la penetración de grandes masas de agua en las ultrabasitas del manto (a lo largo de las profundas zonas de fisuras y también de la corteza relativamente poco potente de las rocas siálicas). Este fenómeno en las condiciones de temperaturas elevadas, originó la serpentización de la capa peridotítica.

El aumento de volumen durante la serpentización y también los movimientos tectónicos a lo largo de las zonas de fallas profundas que bordean la cuenca, originaron la ascensión general de las hiperbasitas serpentizadas a lo largo del eje del canal profundo. Este proceso, que comenzó evidentemente al final del cretácico inferior, continuó durante toda la etapa cretácica superior del desarrollo de esta zona. El resultado de ésta, es la ascensión de grandes masas de serpentinita y la formación del levantamiento. Algunos macizos pequeños de serpentinita, ininterrumpidamente se comprimieron hacia las partes superficiales de la corteza terrestre y se erosionaron, mientras que su masa principal, sin embargo, resultó expulsada hacia la superficie, al final del cretácico superior (premaastrichtiano).

De esta manera, puede considerarse que la primera etapa de la penetración fría de las serpentinitas, se prolongó durante largo tiempo y fue originada, por una parte, por movimientos tectónicos y por otra, por el aumento del volumen durante la serpentización. El

punto de vista expresado se asemeja mucho al de Hess,<sup>(9)</sup> Kozary,<sup>(10)</sup> Ducloz y Vagnat,<sup>(4)</sup> los que consideraron posible determinar la edad de las hiperbasitas de Cuba de acuerdo con la edad del manto y suponer también un mecanismo muy análogo de penetración de las serpentinitas a las partes superiores de la corteza terrestre.

Al final del eoceno medio, los movimientos tectónicos intensivos a lo largo de esta zona lineal (evidentemente no vinculados ya con la serpentización), nuevamente pusieron en movimiento a los macizos de serpentinitas, los que conjuntamente con las rocas encajantes formaron un sistema complicado de pliegues. La plasticidad especial de las masas de serpentinitas durante los procesos de formación de pliegues, originó el complejo de estructuras plegadas que se complica por corrimientos, sobrecorrimientos, etc. Ante esto, en algunas partes (si no en todas), las protrusiones de serpentinitas del eoceno medio resultaron ser la única causa de la formación de pliegues.

La última situación puede ilustrarse con el siguiente ejemplo:

Al sur del poblado El Retrete, los conglomerados y las areniscas del maastrichtiano, se cubren por calizas y brechas de calizas del paleoceno y el eoceno,<sup>(1)</sup> es decir, por formaciones de la misma edad que la parte superior del corte del paquete conglomerado-arenisca del corte de Guardalabarca y de toda la parte restante de la serie sedimentaria.

Estas rocas yacen dentro de los límites del borde septentrional de la gran cuenca Cacocum,<sup>(21)</sup> cuya formación comenzó en el paleoceno y se prolongó ininterrumpidamente hasta el mioceno inclusive. Dentro de los límites de este borde no se observa ningún pliegue ni en los sedimentos del paleoceno, ni en los del eoceno. Las rocas, algunas veces pendientes (40°) otras relativamente en poco declive (5°), se encuentran inclinadas hacia el sur, es decir, hacia el centro de la cuenca. Por lo tanto, los intensivos movimientos de formación de pliegues del eoceno medio, que se manifestaron claramente en Gibara y Guardalabarca, no tuvieron ningún reflejo en la cuenca de Cacocum.

Esto obliga a suponer que el proceso de formación de pliegues del eoceno medio, es estrechamente local (por lo menos para la región dada) y está plenamente vinculado con la zona de difusión de las protrusiones serpentiniticas. Teniendo en cuenta todo el material precedente, puede expresarse que la formación de pliegues se produce como una consecuencia durante la penetración de las protrusiones.

\* Según datos geofísicos, nosotros observamos dentro de los límites de los canales profundos actuales, un cuadro análogo.

# BIBLIOGRAFIA

- (1) Aarons J. A study tertiary overlap south of Holguín. Archivo I.C.R.M., 1957.
- (2) Andreu A. Mapa geológico de Oriente, escala 1:250,000. 1960. Archivo I.C.R.M.
- (3) Bruce C. L. Progress report of the reconnaissance of the Puerto Padre Area, Oriente Province. 1956. Archivo I.C.R.M.
- (4) Ducloz Ch. y Vaugnat M. A propos de l'age des serpentinites de Cuba. Archive des Sciences, vol. 15, fac. 2, 1962.
- (5) Favre G. The northern anticlinorium between Motembo and Camajuani. 1958. Archivo I.C.R.M.
- (6) Flint D. E., Albear J. F., Guild P. W. Geology and Chromite deposits of the Camagüey District, Camagüey Province, Cuba.
- (7) Furrzola G., Judoley C. y otros. Geología de Cuba.
- (8) Mc Gillavry, Hiji, 1937. Geology of the Province of Camagüey, Cuba, with revisional studies in rudist paleontology. Geol. Geogr. Mededeel (Utrecht) Phys. Geol. Reeks No. 4, 169 pp.
- (9) Hess H. H. 1937. Island ares, gravity anomalies and serpentine intrusions, a contribution to the ophiolite problem 17th International Geol. Congress 2, 263-283.
- (10) Kozary, M. Ultramafics in the thrust zones in north-eastern Oriente, Cuba. 1956. Archivo I.C.R.M.
- (11) Lewis, 1932. Occurrence of oil in Igneous Rocks of Cuba. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., vol. 16, pp. 809-818.
- (12) Lyell Ch. Student's Elements of Geology 1871, London.
- (13) Palmer, R. H. 1945. Outline of the Geology of Cuba. Journ. Geol., vol. 53, No. 1, pp. 1-34.
- (14) Rutten, L. 1940. On the age of the serpentines of Cuba. Proc. Kon. Akad. Wetensch., Amsterdam, 43.
- (15) Schuchert, C. 1935. Historical geology of the Antillean Caribbean region. John Wiley & Sons Inc., New York, 811 pp.
- (16) Stober G. "Pupi" Geological report 1958. Archivo I.C.R.M.
- (17) Vletber D. R. Geology of the Western part of Middle Oriente, Cuba. Acad. Thesis, Utrecht, 1946.
- (18) Adamovich A. F., Chejovich V. D. y otros. Estructura geológica y minerales de los macizos montañosos de la Sierra de Nipe y Sierra Cristal, provincia de Oriente, 1963. Archivos I.C.R.M.
- (19) Knipper A. L. Particularidades de la formación de los anticlinales con núcleos de serpentinitas (Zona Sevan-Akerinskaia del Cáucaso Menor). Boletín de la MOIP (Sociedad Moscovita de Investigadores de la Naturaleza). Departamento de Geología, 1965, No. 2.
- (20) Knipper A. L., Costanian Y. L. Edad de los hiperbásicos de la costa noroeste del lago Sevan. "Izvestia" de la Academia de Ciencias, serie geológica 1964, No. 10.
- (21) Pusharovski Y. M., Knipper A. L., Puig M. Mapa tectónico de Cuba, escala 1:1'000,000 (texto explicativo). La Habana, 1965.