

Estructura de cabalgamiento de Cuba Occidental y Norte e historia de su formación a la luz del estudio de los olistostromas y las molasas

ALEXANDER A. MOSSAKOVSKIY y JESÚS F. DE ALBEAR

RESUMEN. Cuba Occidental y Norte está caracterizada por una estructura de cabalgamiento de varios pisos. La parte inferior del sobrecorrimiento está formada por rocas miogeosinclinales mientras que la superior, por rocas eugeosinclinales y frecuentes fragmentos de rocas profundas de la corteza oceánica.

La posición recíproca inicial de las tres zonas estructuro-formacionales principales de Cuba norte y central, era la siguiente: 1) miogeosinclinal (Zona Remedios) de corteza continental, al Norte; 2) eugeosinclinal (Zonas Santa Clara, Zaza y Seibabo) de corteza oceánica, al Sur; y, entre ambas, 3) la zona intermedia, no compensada, (Zonas Placetas y Camajuaní). Procesos tectónicos posteriores dislocaron y alteraron las relaciones normales de los complejos de rocas del Jurásico, Cretácico y Paleoceno-Eoceno Inferior de dichas zonas, produciéndose cabalgamientos en forma de placas tectónicas y charriajes en la parte norte de las provincias de La Habana y Matanzas y en la región de Sierra del Rosario.

Al señalar las características tectono-estructurales de esas regiones, con sus posiciones y localizaciones espaciales, se analiza la distribución alóctona posterior, que actualmente presentan los olistostromas y las molasas, posiblemente relacionada con el corrimiento y plegamiento final del Eoceno Inferior-Medio, lo que tiene un papel muy importante en el esclarecimiento del carácter, desarrollo y dirección de los movimientos tectónicos en el pasado geológico. El proceso completo se puede diferenciar en dos etapas: la primera, con corrimientos miogeosinclinales moviéndose sus masas rocosas desde el Norte hacia el Sur, y la tardía, durante la cual el antiguo complejo miogeosinclinal es recubierto tectónicamente por el complejo ofiolítico alóctono de la zona eugeosinclinal desplazada en sentido opuesto, de Sur a Norte. Los principales factores que han intervenido en las estructuras de cabalgamiento de Cuba Occidental y Norte fueron los movimientos previos de la corteza continental de la Plataforma de Bahamas con sus posteriores desplazamientos por debajo de la zona eugeosinclinal de Cuba.

Finalmente, los depósitos posteriores, terrígeno-carbonatados y carbonatados, del Eoceno Superior, Oligoceno y Neógeno recubren discordantemente grandes áreas de las antiguas formaciones y zonas estructurales existentes.

1. INTRODUCCIÓN

Es sabido que los olistostromas y las molasas corresponden a la categoría de formaciones geológicas cuya aparición siempre está relacionada

Manuscrito aprobado el 15 de septiembre de 1978.

A. A. Mossakovskiy pertenece al Instituto de Geología, de la Academia de Ciencias de la URSS. J. F. de Albear pertenece al Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba.

con un tipo determinado de movimientos tectónicos y un carácter de la estructura de la superficie terrestre. Los olistostromas se forman, como regla general, en condiciones subacuáticas, como resultado del derrumbamiento de las abruptas escarpas como actividad sísmica —razón por la cual son muy inestables— pertenecientes generalmente a las partes frontales de los mantos tectónicos en movimiento (SCHARDT, 1898; FLORES, 1955; LEONOV, 1970; y otros). Por esto los olistostromas son uno de los indicios que tuvieron lugar aún en el período pre-plicativo de desarrollo de los geosinclinales.

Las molasas, por el contrario, se forman en condiciones de predominio de los movimientos verticales, acumulándose el material clástico arrastrado desde las montañas adyacentes, en las depresiones pre- o intramontañas. Ellas sirven de indicadores de los levantamientos isostáticos diferenciados de la corteza terrestre, condicionados por el crecimiento de las raíces siálicas de los sistemas montañoso-plegados, como resultado de la aglomeración (amontonamiento) tectónica, el plegamiento y la granitización de las masas de rocas.

De todo lo antedicho deducimos que el estudio de los olistostromas y las molasas, y de las particularidades de sus ubicaciones en el espacio, y del tiempo de su formación, puede ser uno de los métodos efectivos de esclarecimiento del carácter y la dirección de los movimientos tectónicos en el pasado geológico.

Nos parece innecesario enfatizar hasta qué punto esto es importante para el desciframiento del desarrollo tectónico y del mecanismo de formación de las zonas geosinclinales plegadas de constitución compleja. En particular, respecto a la tectónica del Arco Insular Cubano del cual, en los últimos años, han sido expresadas las más variadas —y con frecuencia contradictorias— opiniones de interpretación, tanto movi listas como fijistas (PUSHCHAROVSKI *et al.*, 1967; KNIPPER, 1975; SHAPOSHNIKOVA, 1974; BORUKAEV, 1976; KHUDOLEY, 1967; MEYERHOFF y HATTEN, 1968; KHUDOLEY y MEYERHOFF, 1971; y otros).

Los olistostromas y las molasas están ampliamente representados en los sedimentos del Paleógeno y del Cretácico de Cuba. En el proceso de las investigaciones de campo durante el año 1975, logramos estudiar estas características formaciones geológicas en áreas de las antiguas provincias de Pinar del Río, Habana, Matanzas y Las Villas, de las partes occidental y central de Cuba. No obstante, antes de exponer sus características, **es necesario analizar**, aunque sea brevemente, los rasgos importantes de la tectónica de Cuba y especialmente su zonalidad estructuro-formacional.

2. ZONALIDAD TECTÓNICA DE CUBA

A pesar de su pequeña dimensión, Cuba posee una compleja constitución tectónica en la cual juegan un importante papel los mantos de corrimientos y los charriages. Actualmente ya no es necesario discutir si en Cuba hay o no cabalgamientos y sobrecorrimientos, y si juegan un papel primordial en su constitución. Las ideas expresadas en épocas anteriores por geólogos norteamericanos y cubanos (PALMER, 1945; FLINT, *et al.*, 1948; RIGASSI-STUDER, 1963; HATTEN, 1967; MEYERHOFF y HATTEN, 1968; etc.), acerca de la constitución de cabalgamiento tectónico de Cuba, en los últimos años han obtenido nuevas demostraciones geológicas y geofísicas (KNIPPER y CABRERA, 1974; SHAPOSHNIKOVA, 1974; SOMIN y MILLÁN, 1974; BORUKAEV, 1976). También deben destacarse en forma especial las investigaciones de los colaboradores de la Academia de Ciencias de la República Popular de Polonia (PSZCZÓLKOWSKI, 1971, 1976; PIOTROWSKA, 1972, 1975; KUTEK *et al.*, 1976), quienes, durante el proceso del mapeo geológico de la Provincia de Pinar del Río, descifraron en detalle la estructura de manto-corrimiento de las Sierras del Rosario y de los Organos, así como los resultados de la perforación de pozos paramétricos y petrolíferos en la costa septentrional de Cuba, realizada por geólogos petroleros cubanos y soviéticos de la Dirección de Geología y Geofísica del Ministerio de Minería y Geología de Cuba (R. Socorro, J. G. López, V. S. Shein, K. A. Kleschov, V. I. Kuznietsov, V. A. Basov, etc.; véase: Dir. Gral. Geol. y Geof., "Resúmenes de la Primera Jornada Científico-Técnica", 1974). En muchos de esos pozos fue descubierta una múltiple repetición de placas tectónicas formadas por: serpentinitas y ultrabasitas serpentinizadas transformadas frecuentemente en melange, rocas volcánicas del Cretácico Inferior, molasas del Campaniano-Maestrichtiano sobreempujadas encima de las secuencias carbonatadas miogeosinclinales del Cretácico Inferior o Superior, y, con menos frecuencia, rocas carbonatadas del Paleoceno.

Los datos de perforación atestiguan categóricamente la sustitución tectónica en una serie de regiones de la costa *N* de Cuba, en diferentes zonas estructuro-formacionales de depósitos del Mesozoico y Cenozoico (Pre-Eoceno Superior). La posición recíproca inicial de estas zonas se puede establecer en la parte central de Cuba, en Las Villas y Camagüey, donde, aunque A. A. Meyerhoff y C. Hatten, y G. Pardo ya las habían destacado por primera vez en sus informes privados, sólo en fechas más recientes las han publicado (PARDO, 1966; MEYERHOFF y HATTEN, 1968), lo que posteriormente ha podido ser confirmado por los geólogos sovié-

ticos (PUSHCHAROVSKY *et al.*, 1967; KNIPPER, 1975; y otros) y búlgaros (KANTCHEV *et al.*, 1975).¹

De acuerdo con estas ideas, en Cuba se pueden destacar por lo menos tres zonas estructuro-formacionales principales (Figs. 1 y 2): 1) Norte, miogeosinclinal (Zona Remedios), que se caracteriza por potentes cortes estructuralmente concordantes, calizo-dolomíticos, con amplio desarrollo de brechas carbonatadas e inclusiones de sílices y sales, como también con olistostromas en el intervalo paleoceno-eocénico; que en edad abar-

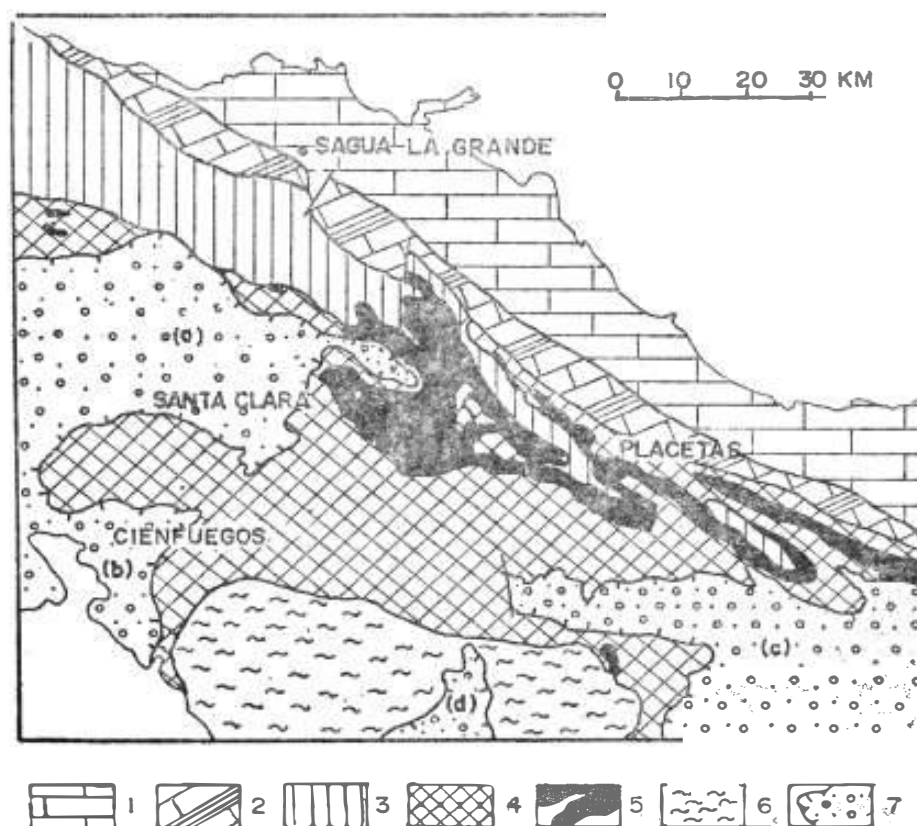


Fig. 1. Esquema de la zonalidad estructuro-formacional de Cuba Central, antigua Provincia de Las Villas (según KANTCHEV *et al.*, 1975; KNIPPER, 1975). 1. zona N miogeosinclinal (Zona Remedios); 2-3. zona de transición (2. Zona Camajuani; 3. Zona Placetas); 4. zona S eugeosinclinal (zonas Santa Clara, Zaza, y Seibabo); 5. rocas ultrabásicas y gabroides; 6. complejo metamórfico del Escambray; 7. cuencas molásicas superpuestas (a. Santo Domingo, b. Cienfuegos, c. Cabaiguán, y d. Trinidad).

¹ Kantchev, I., Boyanov, I., Goranov, A., Jolkichev, N., Cabrera, R., Kanazirski, M., Popov, N., y Stancheva, M., "Informe sobre el levantamiento geológico a escala 1:250 000 de la Provincia de Las Villas, Cuba", Archivo del Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba (1975).

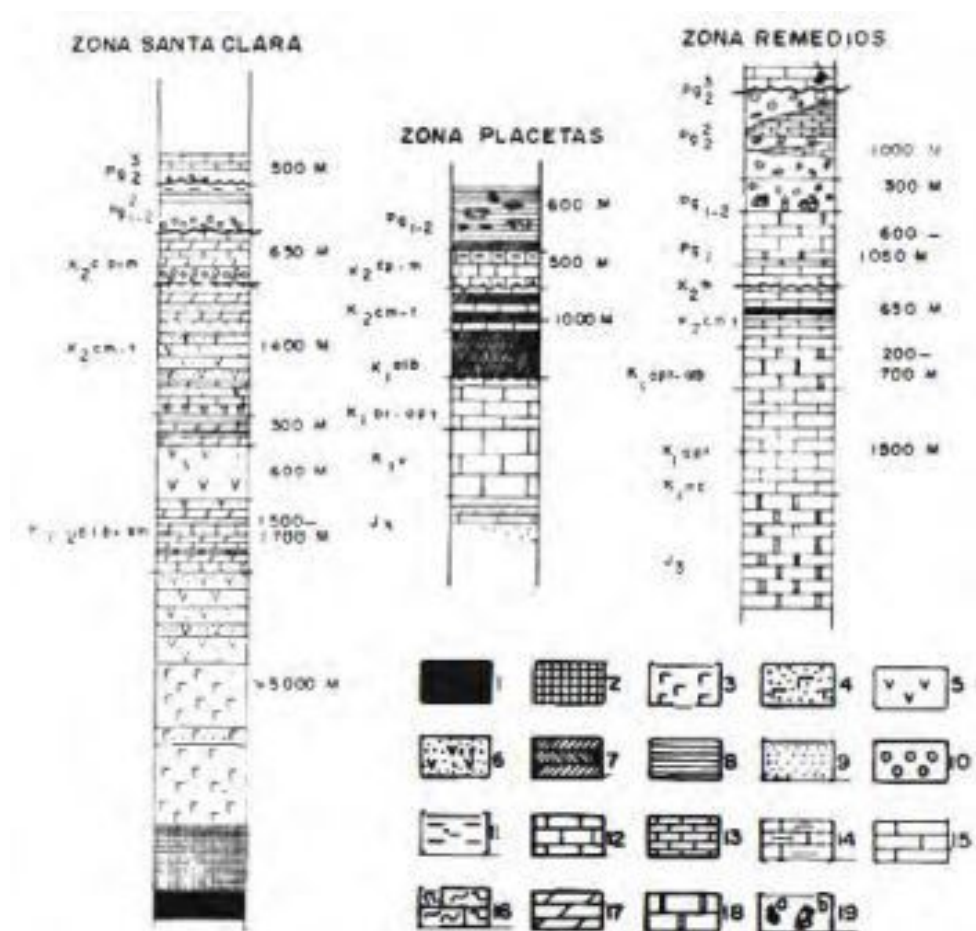


FIG. 2. Cortes estratigráficos generales de las principales zonas estructuro-formacionales de Cuba Central. (según KANTCHEV *et al.*, 1975; KNIPPER, 1975). 1. rocas ultrabásicas (serpentinitas, harzburgitas, lherzolitas, dunitas, melange serpentinitico); 2. gabro, microgabro; 3. efusivos de composición básica (lavobrechas y lavas); 4. tobas y brechas tobáceas de composición básica; 5. efusivos de composición media (lavas andesíticas; lavobrechas); 6. tobas y brechas tobáceas de composición media; 7. esquistos silíceos y radiolaritas; 8. esquistos arcillosos; 9. areniscas; 10. conglomerados y gravelitas; 11. aleurolitas; 12. calizas masivas; 13. calizas estratificadas; 14. calizas con pedernal; 15. calizas fragmentarias; 16. brechas calcáreas; 17. margas; 18. dolomitas; 19. olistolitos (a. de serpentinitas; b. de calizas).

can la parte superior del Jurásico, todo el Cretácico y Paleoceno, y el Eoceno Inferior y Medio; 2) Sur, eugeosinclinal (Zonas de Santa Clara, Zaza y Seibabo), en la cual el mismo intervalo estratigráfico está representado principalmente por formaciones vulcanógenas y los productos de su erosión, los que se encuentran en estrecha asociación con el melange serpentinitico y las protrusiones, como también gabros y anfibolitas; en el aspecto estructural, el complejo de estas formaciones se desmembra en dos

pisos tectónicos: el piso inferior de rocas vulcanógeno-sedimentarias, que forman pliegues abruptos, del Cretácico Pre-Campaniano y Jurásico (?), y el piso superior de molasas de yacencia suave del Campaniano-Maestrichtiano y Eoceno Inferior-Medio y rocas carbonatado-terrágenas, que rellenan las denominadas cuencas superpuestas; y 3) la Zona intermedia de sedimentación de aguas profundas, no compensada (Zonas Placetas y Camajuaní), que se distingue por una brusca disminución del espesor total de los sedimentos carbonatado-terrágenos del Jurásico Superior y Cretácico, como también por el desarrollo de esquistos silíceos radioláricos en la parte del corte correspondiente al Albiano-Cenomaniano, calizas micríticas en el Cretácico Inferior, y secuencias olistostrómicas en el Eoceno Inferior y Medio; el carácter estructural concordante del corte pre-Eoceno Superior y la ausencia de molasas en el mismo, aproxima la zona intermedia a la miogeosinclinal septentrional.²

La mayoría de los investigadores considera que la zona septentrional, miogeosinclinal, de Cuba, se formó en la corteza continental, común con la corteza de la Plataforma de las Bahamas y la zona meridional, eugeosinclinal, en una corteza de tipo oceánico. Respecto a la Zona Intermedia existen criterios contradictorios que admiten tanto su formación en la corteza continental, como en la oceánica.

Los depósitos terrígeno-carbonatados del Eoceno Superior. Oligoceno y Neógeno de Cuba no están subordinados a la anterior zonalidad en cuestión y, en forma de una cubierta suave, poco dislocada e interrumpida en algunos lugares, recubren de manera discordante todas las formaciones antiguas.

Como se destacara anteriormente, las zonas estructuro-formacionales **caracterizadas, sólo siguen una** sucesividad más o menos no alterada, en Cuba Central: en las antiguas provincias de Las Villas y Camagüey y al S de las provincias de La Habana y Matanzas. En otras regiones de Cuba, principalmente en la Provincia de Pinar del Río y al N de La Habana y Matanzas, la inicial posición recíproca de las principales zonas estructuro-formacionales está alterada por los posteriores procesos de agrupamiento tectónico y formación de sobrecorrimientos, y como resultado de los cuales, los complejos de rocas de las distintas zonas estructuro-formacionales fueron empujados en forma de placas tectónicas, unos

² Las series volcánicas y vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico Superior y Eoceno en la Sierra Maestra en el extremo sureste de Cuba, corresponden a otra zona, la cuarta zona estructuro-formacional. No obstante, esta zona estructuro-formacional, joven y al mismo tiempo desarrollada muy localmente (sólo en la antigua provincia de Oriente), ocupa una posición completamente especial en la estructura de Cuba. Su aparición se debió, por lo visto, al desarrollo de las cuencas oceánicas del Mar Caribe y la formación, dentro del mismo, de las fosas, por lo que en relación con el desarrollo tectónico de la parte principal, la mayor de Cuba, fue un proceso de superposición.

encima de otros (*N* de La Habana) o tumbados unos por encima de otros (Sierra del Rosario).

Como ejemplo de este tipo de regiones con zonalidad estructuro-formacional alterada de los depósitos del Jurásico-Cretácico-Paleógeno, analizaremos la estructura tectónica de la parte noreste de las provincias Ciudad de La Habana y La Habana (región del antiguamente denominado anticlinal Habana-Matanzas) y de la Sierra del Rosario.

3. ESTRUCTURA TECTÓNICA DE CABALGAMIENTO DE LA PARTE NORTE DE LAS PROVINCIAS DE LA HABANA Y MATANZAS

Como es sabido, la actual estructura tectónica de las provincias Ciudad de La Habana y de La Habana y las partes adyacentes de la Provincia de Matanzas se caracterizan por un amplio desarrollo de la cobertura carbonatado-terrágena del Eoceno tardío, Oligoceno y, principalmente, Mioceno, dentro de la cual, en las bóvedas de amplios levantamientos, se descubren complejos de rocas muy dislocadas del Cretácico, Paleoceno, Eoceno Inferior y Medio, así como también grandes masas de serpentinitas y gabroides. La mayor de estas elevaciones de arco es el antiguamente denominado Anticlinal Habana-Matanzas (BRÖNNIMANN y RIGASSI, 1963).

Las observaciones de campo, conjuntamente con el análisis de los mapas geológicos existentes y los resultados de perforaciones profundas, muestran que esta región se caracteriza por una constitución de mantos-sobrecorrimientos de muchos pisos. Ella se manifiesta en la estratificación repetida de unos mantos de arrastre tectónico sobre otros y las posteriores deformaciones de estos paquetes con la formación de antiformas y sinformas relativamente sencillas, las cuales, a su vez, fueron fraccionadas por las fallas en bloques de diferentes tamaños, desplazados unos con relación a otros en dirección horizontal y vertical por las fallas inversas y corrimientos longitudinales y transversales (Fig. 3).

Partiendo de la composición de las rocas y su pertenencia a las respectivas zonas estructuro-formacionales, todos los mantos tectónicos y escamas de la región en cuestión pueden agruparse en dos unidades estructurales de primer orden, superior e inferior, separadas por una superficie de corrimiento sub-horizontal.

La unidad estructural superior (alóctono) está compuesta por mantos de arrastres tectónicos formados por rocas del Cretácico-Eoceno Inferior-Medio de la zona sur eugeosinclinal y las cuencas molásicas superpuestas allí desarrolladas y tectónicamente desplazadas hacia el *N* desde regiones más meridionales de Cuba, donde se encontraban inicialmente. La unidad estructural inferior (para-autóctono) abarca los mantos tec-

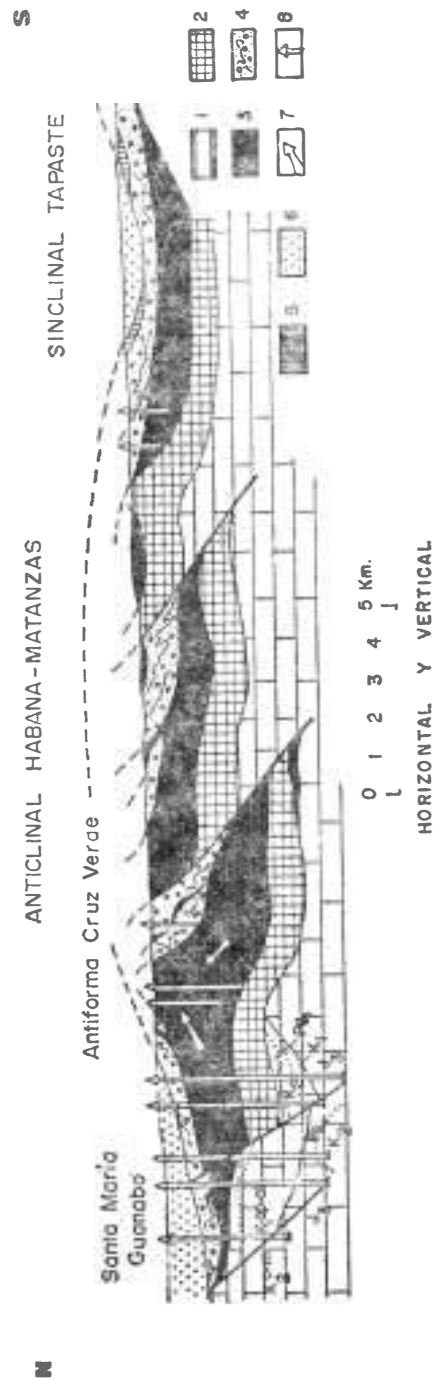


FIG. 3. Corte estructuro-geológico del antiguo anticlinal Habana-Matanzas. 1. unidad estructural inferior (miogeosinclinal); fundamentalmente complejo carbonatado de rocas sedimentarias del Jurásico Superior, Cretácico y Paleoceno; 2-5. unidad estructural superior: 2. rocas vulcanógenas y vulcanógeno-sedimentarias de la serie Tobas (Cretácico Inferior-Superior) y rocas silíceo-esquistosas de la serie Pre-Vía Blanca (Cretácico Superior); 3. ultrabásitas, gabroides y melange serpentinítico; 4. molasas de la Formación Vía Blanca (Campaniano-Maestrichtiano); 5. rocas clástico-carbonatadas de la Formación Peñalver (Maestrichtiano Superior); 6. molasas de la Formación Capdevila (Eoceno Inferior basal); 7. cobertura terrígeno-carbonatada del Eoceno Superior, Oligoceno y Neógeno; 8. dirección de la expulsión del material serpentinítico plástico en el núcleo de la antiforma; 8. pozos de perforación.

tónicos en cuya constitución toman parte depósitos del Jurásico, Cretácico y Paleoceno-Eoceno Inferior de la zona miogeosinclinal norte.

La unidad estructural superior es accesible para su estudio directo en superficie y es ella, conjuntamente con los complejos de la cobertura del Eoceno Superior-Neógeno, la que compone el objetivo principal del mapeo geológico. La unidad estructural inferior es descubierta fundamentalmente por los pozos profundos y representa un importante objetivo para los trabajos de búsqueda de petróleo. Solamente aflora en la superficie en los núcleos de las antiformas erodadas más profundamente (similares a la antiforma Canasí-San Adrián) hacia las periferias occidental y oriental de la Provincia de La Habana.

La constitución interior de la unidad estructural superior puede ser reconstruida sobre la base de los datos del mapeo geológico y las observaciones de los itinerarios efectuados. Ella se caracteriza por las siguientes particularidades principales:

- a) Las placas y escamas tectónicas de la unidad superior están formadas por tres complejos de rocas:
 - el complejo plegado eugeosinclinal pre-Campaniano: paquetes vulcanógenos y vulcanógeno-sedimentarios del Cretácico Inferior-Superior del sistema Tobas, inclusive sus partes inferior (diabásico-basáltica) y superior (andesito-tobácea); fragmentos del sistema silíceo-esquistoso del Cenomaniano-Turoniano pre-Vía Blanca; escasos fragmentos de los paquetes terrígeno-tobáceos y carbonatados del corte del Cretácico Superior del eugeosinclinal.
 - el complejo de depósitos de las cuencas molásicas superpuestas: molasas del Campaniano-Maestrichtiano de la Formación Vía Blanca, formaciones detrítico-carbonatadas del Maestrichtiano Superior de la Formación Peñalver, molasas del Eoceno Inferior basal de la Formación Capdevila, unidad terrígeno-carbonatada del Eoceno Inferior, Universidad, y algunas más.
 - los fragmentos de la capa basáltica de la corteza oceánica: serpentinitas, harzburgitas, lherzolitas y otras rocas ultrabásicas, gabros.
- b) La cantidad de placas tectónicas de la unidad estructural superior puede ser de 5 a 6, o más. La relación entre estas placas y su espesor, que comúnmente mide algunos centenares de metros, puede variar considerablemente de un lugar a otro, reflejando así un proceso de amontonamiento muy irregular de las masas rocosas. Sobre este fondo se destaca muy marcadamente, por su regularidad y su espesor (1-2 km), la placa (o placas similares) de la corteza oceánica (Fig. 3), compuesta por serpentinitas, ultrabasitas no alteradas, gabros y melange ser-

pentinitico en cuya composición, además de las rocas serpentiniticas, se pueden ver fragmentos de calizas, rocas silíceas, tobas y lavas. Con frecuencia, en la constitución de esta placa, se destacan elementos de la estructura primaria no dislocada ni transformada de la corteza oceánica, en particular su posición: serpentinitica (superior) y harzburgítica (inferior). Esto se ha determinado, por ejemplo, en los pozos profundos de las áreas de búsqueda de petróleo en Tarará, Santa María del Mar y Boca Ciega. Generalmente, esta placa recubre tectónicamente las placas del mismo espesor (500-600 m), —entre ellas se observa con frecuencia finas escamas compuestas por masas del Campaniano-Maestrichtiano—, formadas por la serie efusivo-tobácea del Cretácico Tobas, mostrando la sucesión invertida de la corteza oceánica y las series estratigráficas eugeosinclinales. Estas relaciones entre las potentes placas tectónicas de rocas ultrabásicas y efusivo-tobáceas son muy características en las porciones septentrionales de las provincias Ciudad de La Habana y de La Habana y se destacan tanto en los perfiles de los pozos profundos en muchas áreas de búsqueda petrolífera (Tarará, Santa María, Guanabo, Boca Ciega, etc.), como también en la superficie: en la región de Loma Coca, al Sur de Campo Florido, o en Loma de Galindo, al Oeste del pueblo de Corral Nuevo.

- c) Todos los mantos tectónicos de la unidad estructural superior (junto con las cubiertas de la unidad estructural inferior) están plegados, dando lugar a suaves antiformal y sinformas, que están desgarradas por fallas inversas longitudinales (sublatitudinales) y corrimientos y fallas de rechazo horizontal transversales (submeridionales), en bloques de diferentes tamaños, que sufrieron desplazamientos tectónicos en el Terciario tardío y en el Cuaternario. Las mayores son las antiformal de Bacuranao-Cruz Verde y Canasí-San Adrián. En el núcleo de la primera de ellas ocurrió una inyección del material serpentinitico plástico, lo que dio lugar al aumento brusco del volumen de las serpentinitas y del melange serpentinitico en más de 2 km, según datos de los pozos,³ y a la abundancia de pequeñas protrusiones que cortan las molasas del Campaniano-Maestrichtiano. Mientras que en el núcleo de la segunda, más profundamente erodada, es posible que aflore el complejo parautoctono de la unidad estructural inferior, atravesado por diapiros (?) de yeso en la región de San Adrián.
- d) La formación del manto, al integrarse la unidad estructural superior, tuvo lugar, por lo visto, en condiciones cercanas a las subsuperficia-

³ En este sentido es especialmente demostrativo el pozo Basilio 1, perforado al suroeste de Santa Cruz del Norte, asociado a la parte del núcleo de una de las antiformal dentro del anticlinal Habana-Matanzas. Atravesó más de 3 500 m del melange serpentinitico que incluye un bloque de gabroides, harzburgitas, lherzolitas, diabasas, silicitas, tobas y calizas silíceas.

les. Puede servir como testimonio el escaso desarrollo de olistostromas en la unidad estructural superior y, por el contrario, una gran manifestación de deformaciones infra-charriages en forma de pequeños pliegues tumbados y otras dislocaciones por tensiones, con huellas de fracturación y brechamiento tectónicos. Tales deformaciones están muy bien expresadas, por ejemplo, en las rocas de la Formación Vía Blanca del Campaniano-Maestrichtiano, en la región situada entre Jibacoa y Canasí, y en los sedimentos de la Formación Capdevila, del Eoceno Inferior basal, en la región de Cayajabos.

Hasta ahora existen pocos datos acerca de la constitución interior de la unidad estructural inferior, debido a causas comprensibles, ya que aquí nuestros conocimientos se limitan exclusivamente a los materiales de perforación profunda dentro de las áreas de búsqueda de petróleo y gas en la costa septentrional de Cuba. Por eso, para la correcta interpretación y el desciframiento de la constitución inferior en las provincias de La Habana, puede jugar un papel importante el material comparativo de las regiones del *N* de Pinar del Río, donde se puede decir que la misma unidad estructural (es posible que con algunas pequeñas diferencias en la composición formacional de algunas secuencias) está bien aflorada y permite su estudio en grandes extensiones.

Basándonos en todos los datos existentes (directos e indirectos), podemos llegar a la conclusión de que la unidad estructural inferior, al *N* de las dos provincias habaneras y la de Matanzas, está compuesta por varias placas o escamas tectónicas sobreempujadas unas encima de otras y compuestas por formaciones carbonatadas, clástico-carbonatadas y terrígeno-carbonatadas del Jurásico Superior, Cretácico Inferior y Superior y la parte inferior del Paleógeno. Con los datos de perforación profunda en las áreas de búsqueda de petróleo y gas de Boca de Jaruco y de Varadero, se ha demostrado la existencia de por lo menos dos o tres placas o escamas de este tipo. No obstante, se puede pensar que hay más, si nos apoyamos en la comparación con la estructura de la parte septentrional de la Provincia de Pinar del Río.

De todos los materiales presentados resulta evidente la conclusión sobre el hecho de que la zonalidad estructuro-formacional de la parte septentrional de las provincias de La Habana y de Matanzas está determinada totalmente por las relaciones existentes y la situación en el espacio de los afloramientos de las unidades estructurales inferior y superior.

También están claras las causas de que el límite entre las provincias de La Habana y de Matanzas sea tan curvado e irregular, ya que este límite es, en este lugar, el afloramiento de la superficie limítrofe de cabalgamiento más importante que separa las unidades estructurales inferior

y superior, las cuales respectivamente corresponden a las formaciones de las zonas Norte, miogeosinclinal, y Sur, eugeosinclinal, de Cuba.

4. ESTRUCTURA TECTÓNICA DE MANTOS DE LA SIERRA DEL ROSARIO, AL NORTE DE LA PROVINCIA DE PINAR DEL RÍO

Las ideas actuales acerca de la estructura tectónica de la Sierra del Rosario han obtenido un enfoque completamente nuevo, en los últimos años, **como resultado de los trabajos del levantamiento geológico** realizados en dicha región por los geólogos de la Academia de Ciencias de la República Popular de Polonia y reflejados en el mapa geológico-estructural, muy detallado, confeccionado por ellos. A la luz de estos nuevos datos, la Sierra del Rosario se presenta como un complicado sistema de cabalgamiento-plegado, en cuya constitución participan los complejos de rocas de las tres zonas estructuro-formacionales más importantes de Cuba. Entretanto, aquí están ampliamente desarrollados olistostromas de diferentes tipos, los cuales, conjuntamente con los mantos tectónicos, fueron abarcados por las más recientes deformaciones de plegamiento y bloques y, por eso, se enmarcan también en el cuadro estructural general de la región.

De acuerdo con los datos de PSZCZÓLKOWSKI (1976 *a* y *b*), quien mostró las diferencias de los perfiles estratigráficos y formacionales de los depósitos que componen las placas tectónicas al *N*, resulta posible agrupar la gran multitud de mantos de corrimientos y escamas de la parte central y meridional de la Sierra del Rosario en cuatro unidades estructurales principales. En cada una de estas unidades se agrupan las placas tectónicas formadas por complejos de rocas similares, en los aspectos estratigráfico y formacional, y que se caracterizan por una dirección igual de los desplazamientos tectónicos (Fig. 4).

Al mismo Norte de la Sierra del Rosario, en la región de Bahía Honda, está desarrollada la unidad estructural del mismo nombre, formada por gruesas placas tectónicas (de centenares de metros de espesor) compuestas por rocas de la corteza oceánica y de los complejos eugeosinclinales. En la actual estructura de la Sierra del Rosario esta unidad estructural ocupa la posición "estratigráfica" más elevada. Todas las placas tectónicas que la componen están inclinadas con rumbo *N* y cubren, por contactos tectónicos relativamente suaves (25-30°), la unidad estructural de Quiñones, situada más al Sur. La constitución interior de la unidad estructural Bahía Honda se caracteriza por la misma sucesión invertida de las estratificaciones eugeosinclinales y de la corteza oceánica que observamos ya en la unidad estructural superior de las provincias Ciudad de La Habana y de La Habana.

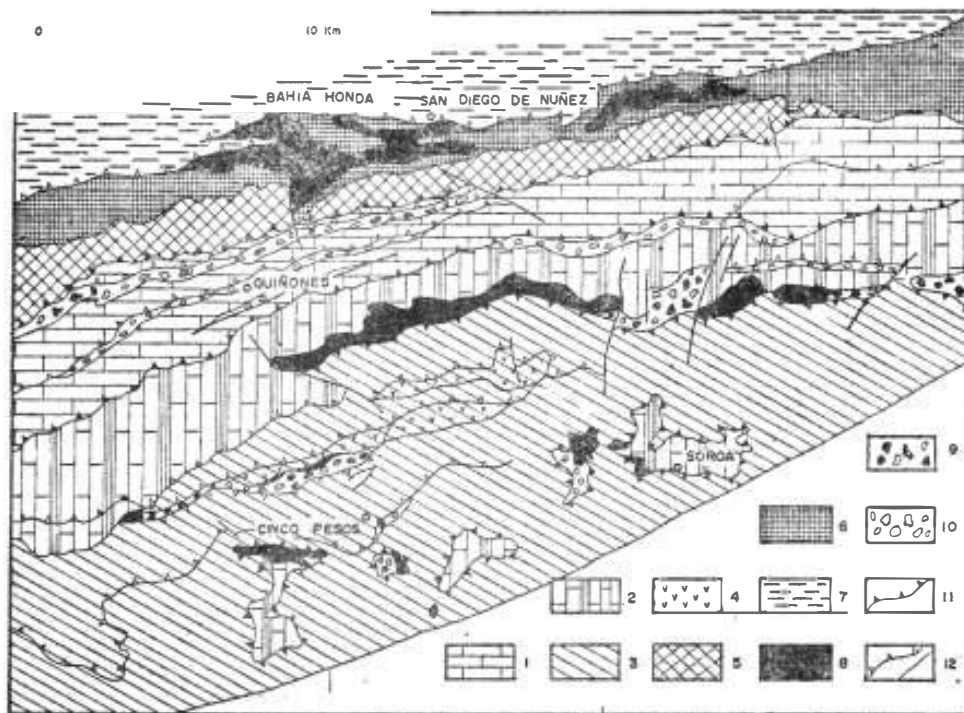


FIG. 4. Esquema estructural de la Sierra del Rosario. Confeccionado por A. A. Mossakovsky sobre la base del mapa geológico de los geólogos de la Academia de Ciencias de Polonia, pero con complementaciones y correcciones hechas con los materiales de sus propias observaciones. 1. unidad estructural Quiñones; 2. unidad estructural de la Parte Axial de la Sierra; 3. unidad estructural Cinco Pesos; 4. paquetes de diabasas de la misma unidad; 5-7. unidad estructural Bahía Honda (5. rocas vulcanógeno-sedimentarias del complejo eugeosinclinal del Cretácico Inferior-Superior; 6. gabro y microgabro; 7. molasas flyschoidales del Eoceno Inferior); 8. rocas ultrabásicas y melange serpentinitico; 9. olistostromas policomponentes; 10. olistostromas monocomponentes calcáreos; 11. afloramientos de las superficies de sobrecorrimientos principales que delimitan las unidades estructurales; 12. afloramientos de las superficies de charriage que separan las placas tectónicas dentro de las unidades estructurales (a) y las fallas inversas y fallas inversas-corrimientos transversales (b).

En la región de Bahía Honda, las placas más inferiores están formadas por tobas y tufitas, de color verde turbio a pardusco, de composición **básica**, **entremezcladas** con horizontes de lavas básicas y medias, paquetes de esquistos silíceos negros y rojo-carmelitosos, así como calizas grises y negras en forma de lajas delgadas, o sea un complejo de rocas típicas de la parte superior de la serie Cretácica Tobas de la zona estructuro-formacional meridional, eugeosinclinal, de Cuba. Las placas y capas inmediatamente más arriba están formadas por gabros y microgabros y después por ultrabasitas, inclusive grandes macizos de serpentinitas tectonizadas y melangizadas (Fig. 5). Por último, la placa más alta está compuesta por molasas flyschoides del Eoceno Inferior (arcillas, arcillas margosas,

aleurolitas, areniscas polimícticas y conglomerados de guijarros finos con fragmentos y gránulos graníticos y efusivos) propias de las cuencas molásicas superpuestas de Cuba Central y Sur.

La unidad estructural de Quiñones, que se encuentra directamente al S y está más abajo en el perfil, por la composición de las rocas que participan en la constitución de las placas tectónicas, corresponde al tipo mio-geosinclinal. Según los datos de PSZCZÓLKOWSKI (1976a y b) aquí están fundamentalmente representadas las rocas carbonatadas que corresponden a tres series estratificadas concordantemente:

- 1) Serie Lucas (parte superior del Hauteriviano-Barremiano Inferior): calizas micríticas de capa fina con intercalaciones de esquistos carbonatados e inclusiones de sílice; espesor de hasta 200 m; múltiples radio-larios.
- 2) Serie Sierra Azul (Aptiano-Albiano-Campaniano): calizas de capa gruesas: calizas margosas, brechas carbonatadas con sílices, y en la parte inferior, intercalaciones de esquistos silíceos (silicitas); espesor de 600 metros.
- 3) Serie Guajaibón (Maestrichtiano): calizas macizas, detríticas y oolíticas, de hasta 500 m de espesor, con foraminíferos bentónicos y planctónicos, pelecípodos y corales.

Según nuestras observaciones, el corte termina con una secuencia de olistostromas representada por aleurolitas arenosas de color verde-grisáceo, en su parte superior, y aleurolitas margosas, en la inferior, en las cuales están diseminados fragmentos (olistolitos) compuestos por diferentes tipos de calizas (colores crema, gris, gris claro y negro, y macizas,

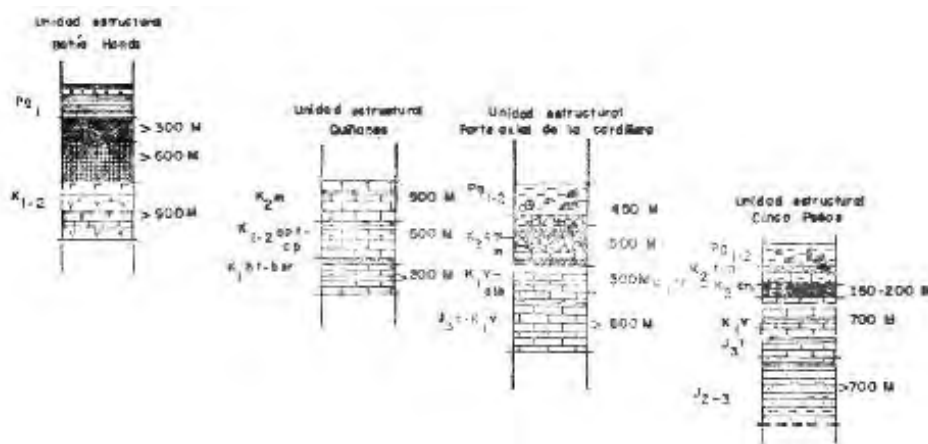


FIG. 5. Cortes estratígrafo-formacionales generales de las unidades estructurales de la Sierra del Rosario (véanse símbolos convencionales de la Fig. 2).

con frecuencia esquistosas, en ocasiones con contenido de fauna del Campaniano-Maestrichtiano), como también fragmentos de silicitas negras y rojo-carmelitas, bandeadas, y areniscas tobáceas de grano fino y medio. El tamaño de los fragmentos de calizas oscila entre 1,5 y 3-4 cm, mientras que de sílice, el máximo es 15-20 cm. A veces se encuentran grandes olistolitos de centenares de metros de longitud y decenas de metros de ancho, compuestos por brechas carbonatadas con sílice.

En conjunto, en los aspectos formacional y de la edad, el complejo de rocas de la unidad estructural Quiñones se parece mucho al perfil de la zona estructuro-formacional miogeosinclinal Norte de Cuba, en particular al corte de la zona de Remedios, en la región septentrional de la antigua Provincia de Las Villas.

En la constitución de la unidad estructural de Quiñones participan no menos de tres placas tectónicas, cada una de las cuales tiene debajo una secuencia de olistostromas. Al mismo tiempo es importante destacar que la composición de los olistolitos en las secuencias de olistostromas se diferencia: en el tope de la unidad estructural es polimíctica mientras que en las porciones interiores monocomponentes, es puramente calcárea.

Situada algo más al S, la unidad tectónica de la Sierra del Rosario ocupa la posición estructural más baja en comparación con las restantes unidades estructurales de esta región (Fig. 6). Su perfil estratigráfico, según datos de PSZCZÓLKOWSKI (1976a y b), es el siguiente: los horizontes más bajos del corte visible están representados por la Formación Artemisa (Tithoniano-Valanginiano), compuesta por calizas grises estratificadas con ammonites y ápticos, las cuales hacia arriba pasan a la Formación Polier (Valanginiano-Aptiano, según los ammonites y los radiolarios), compuesta por calizas pelágicas radioláricas con intercalaciones de areniscas y esquistos carbonatados, cuya intercalación en la parte superior de la serie adquiere un carácter de "flysch", siendo el espesor de esta serie de unos 300 m; mientras que la parte superior del corte, la Formación Buenavista (Aptiano-Campaniano-Maestrichtiano), está compuesta por esquistos silíceos y carbonatado-silíceos que se alternan con paquetes de calizas margosas o brechas carbonatado-silíceas, como también con intercalaciones de areniscas turbidíticas y, menos frecuentemente, tobas dacíticas y tufitas; el espesor de esta parte alcanza 400-500 m.

El perfil de la unidad estructural de la parte axial de la Sierra termina en una gruesa secuencia de olistostromas (hasta 400 m). Esta secuencia unificada (según nuestra opinión) es relacionada por los geólogos polacos con la Formación Buenavista (Campaniano-Maestrichtiano) en unos lugares, y con la Formación Cacarajícara (Paleógeno) en otros.

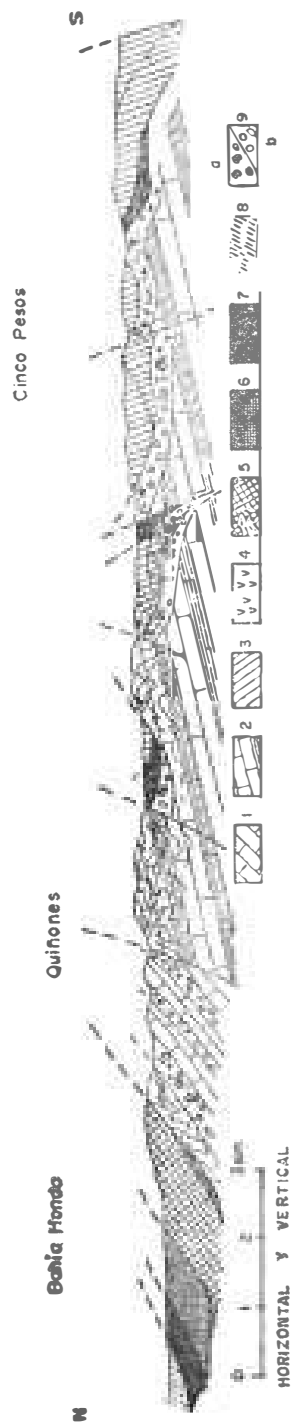


FIG. 6. Corte estructuro-geológico de la Sierra del Rosario. 1. unidad estructural Quiñones; 2. unidad estructural Quiñones; 3. unidad estructural Quiñones; 4. paquetes de diabasas dentro de su composición; 5, 6, 8. unidad estructural Bahía Honda (5. complejo vulcanógeno-sedimentario eugeosinclinal; 6. gabroides; 8. monocomponentes); 7. rocas ultrabásicas y melange serpentinitico; 9. olistostromas (a. policomponentes; b. monocomponentes).

Al *E* de la antigua localidad de Moscas, la secuencia de olistostromas tiene una muy manifiesta policomposición. Aquí, en un cemento gris pardusco polimíctico de grano fino arenoso, están dispersos bloques de serpentinitas de diferente tamaño (desde unos pocos centímetros hasta 2-3 m), calizas grises y crema, areniscas de grano grueso, porfiritas y esquistos silíceos. Al *W* de Moscas, en los olistostromas predominan los fragmentos de diferentes tipos de calizas (negras, grises, gris claro, crema, estratificadas), esquistos silíceos (silicitas), brechas calcáreas y silíceo-calcáreas. En los fragmentos de calizas, y también como pedazos aislados, hay muchos pequeños fragmentos redepositados de rudistas y grandes orbitoides del Campaniano-Maestrichtiano. Existen indicaciones (KHUDDLEY y MEYERHOFF, 1971) acerca de la determinación en el cemento de foraminíferos del Paleógeno. El corte de la unidad estructural de la parte axial de la Sierra se asemeja extraordinariamente al de la zona de Placetas, en la porción septentrional de la Provincia de Las Villas. En ambos lugares está desarrollado un perfil bruscamente reducido en su espesor, y fundamentalmente silíceo, de la parte superior del Cretácico Inferior y la etapa temprana del Superior.

La unidad estructural de la parte axial de la Sierra del Rosario al *N* está recubierta por un contacto tectónico suave, al que se asocian los cuerpos del melange serpentinitico, por placas de mantos de la unidad estructural de Quiñones y, al *S*, se hunde suavemente debajo de la unidad estructural de Cinco Pesos. El contacto tectónico entre ellos está inclinado hacia el Sur con ángulos de 15-20° (Fig. 6).

El hecho de que la unidad estructural de la parte axial de la Sierra yace debajo de la unidad estructural Cinco Pesos, dentro de toda la parte meridional de la Sierra del Rosario, se confirma por sus afloramientos en una serie de ventanas tectónicas dentro del campo de desarrollo de las rocas de la unidad estructural Cinco Pesos. La mayor de este tipo de ventana tectónica está situada en la región de Soroa.

La unidad estructural más meridional, Cinco Pesos, está formada por rocas de cuatro formaciones concordantemente estratificadas: San Cayetano, Artemisa, Francisco y Buenavista, que participan en la constitución de varios napes tectónicos (PSZCZÓLKOWSKI, 1971, 1976*a* y *b*).

La Formación San Cayetano (Jurásico Medio-Superior hasta el Oxfordiano Inferior inclusive) está compuesta por areniscas (cuarzosas y grauvas), aleurolitas y esquistos arcillosos, que forman con frecuencia una intercalación de "flysch". El espesor visible es de 700-800 m. La Formación Francisco (Oxfordiano Medio) representa un horizonte de poco espesor (25 m), de esquistos arcillosos, calizas, a veces areniscas con ammonites. La Formación Artemisa (Oxfordiano Superior, Tithoniano, Barremiano, Valanginiano, probablemente Hauteriviano) está compuesta

por calizas estratificadas micríticas con intercalaciones de esquistos arcillosos y silicitas que contienen radiolarios, ápticos y ammonites. Su espesor es de alrededor de 400 m. La Formación Buenavista (Hauteriviano-Cenomaniano) se compone de sílice con intercalaciones de esquistos rojos y calizas, encima de las cuales está situado un complejo de diabasas, brechas vulcanógenas y tobas, con calizas margosas, grauvacas y areniscas polimícticas (Turoniano-Maestrichtiano ?).

A juzgar por el aumento de los espesores de los sedimentos del Cretácico y la aparición en su composición de rocas vulcanógenas de composición básica —conjuntamente con las rocas silíceas y carbonatadas—, el conjunto de las rocas de la unidad estructural Cinco Pesos corresponde a los perfiles de transición entre las zonas miogeosinclinal y eugeosinclinal, o sea, se relaciona con el tipo mictogeosinclinal de PUSHCHAROVSKY (1972).

De este modo, la estructura de cabalgamiento-charriage de la Sierra del Rosario se caracteriza por la siguiente sucesividad de las unidades estructurales, de abajo hacia arriba:

- 1) Unidad estructural de la parte axial de la Sierra del Rosario, que se descubre en el núcleo de la antifforma de la propia Sierra, autóctono o parautóctono.
- 2) Unidad estructural de Quiñones, formada por un paquete de placas tectónicas que buzcan hacia el Norte y que componen el flanco septentrional de la antifforma principal de la Sierra del Rosario.
- 3) Unidad estructural Cinco Pesos, formada por el paquete de mantos tectónicos inclinados hacia el S y que componen el flanco meridional de la antifforma principal de la Sierra del Rosario.
- 4) Unidad estructural Bahía Honda, representada por un paquete de mantos tectónicos desplazados del S al N a través de todas las unidades estructurales mencionadas y que compone una gran sinforma en la región de Bahía Honda, hacia la costa septentrional de Cuba.

A juzgar por el tipo formacional de los complejos de rocas que toman parte en su constitución y en comparación con los correspondientes complejos de las diferentes zonas estructuro-formacionales de la Provincia de Las Villas, las dos primeras unidades estructurales mencionadas, corresponden a la zona miogeosinclinal septentrional de Cuba. Por lo visto, las rocas de la unidad estructural más alta (Quiñones) se formaron más al N en comparación con las rocas de la unidad más baja (Fig. 7).

En cuanto a las unidades estructurales tercera y cuarta pueden considerarse bien como típico eugeosinclinal (Unidad Bahía Honda) o como

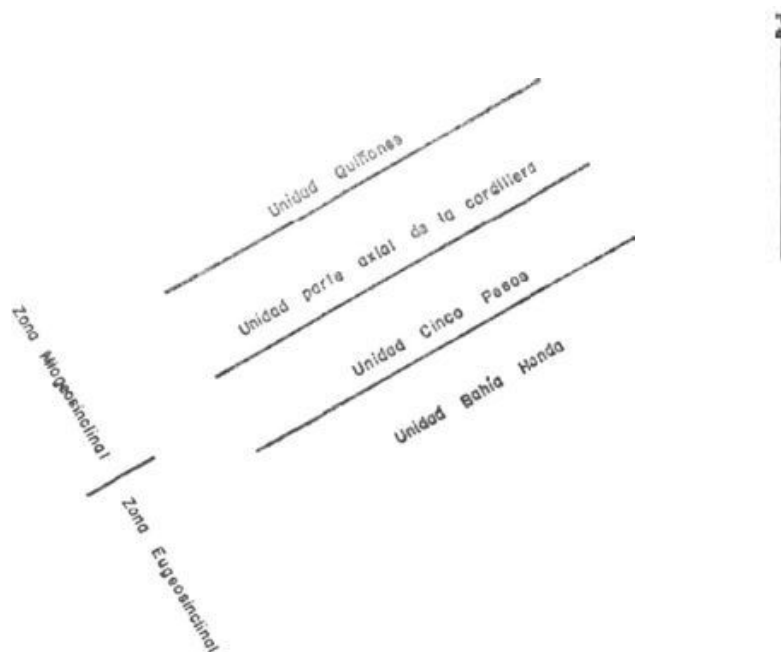


FIG. 7. Reconstrucción de la posición inicial (antes del cabalgamiento) de distintas unidades estructurales de la Sierra del Rosario.

transitorias entre las miogeosinclinales y las eugeosinclinales, o sea, mic-togeosinclinales (Unidad Cinco Pesos). No cabe duda que inicialmente, antes de la aglomeración tectónica, ambas se encontraban al S de las dos primeras unidades estructurales, y que la posición más meridional la ocupaban las rocas correspondientes a la Unidad Bahía Honda, representadas por vulcanitas dislocadas y silicitas del eugeosinclinal y las rocas ultrabásicas y gabros: fragmentos de la corteza oceánica.

5. MOLASAS Y OLÍSTOSTROMAS DE CUBA. EDAD, TIPO Y LOCALIZACIÓN ESPACIAL Y ESTRUCTURAL

En las regiones occidental y central de Cuba, las áreas de formación de molasas y olístostromas están muy delimitadas, aunque el tiempo de constitución de ambas coincide parcialmente. Las primeras se acumularon al S, en la zona eugeosinclinal, los segundos al N, en la zona miogeosinclinal. En los casos en que se encuentran juntos, son el resultado de una redis-

tribución tectónica secundaria (postsedimentaria) y sustitución de los complejos formacionales separados en forma primaria, que se habían formado en condiciones completamente distintas.

MOLASAS. En Cuba, las molasas propiamente dichas están sólo desarrolladas en la zona eugeosinclinal donde, conjuntamente con otras formaciones (carbonatadas, "flyschoides," terrígenas, etc.), rellenan las cuencas superpuestas. Las primeras molasas se formaron en el Campaniano y el Maestrichtiano temprano, fijando el momento de plegamiento y transformación estructural en el eugeosinclinal, y después su formación se renovaba periódicamente en el Eoceno temprano y medio, como también en el Oligoceno, reflejando los subsecuentes procesos de orogénesis local.

Con la categoría de molasas, en Cuba se debe relacionar el complejo de depósitos terrígenos conglomerático-arenosos y arenoso-aleurolíticos que se caracterizan por una composición polimíctica (con frecuencia vulcanomíctica) del material clástico, que tienen su origen en las fuentes locales y se distinguen por una mala selección. Ellos fueron sedimentándose en un medio litoral-marino o continental aluvial-proluvial, lo que es atestiguado por los diferentes indicios texturales y estructurales. En los aspectos estructural y geomorfológico, las regiones de acumulación de las molasas representaban cuencas premontanas intermontañas o asimétricas de sedimentación, que se superpusieron al substrato plegado eugeosinclinal. La composición vulcanógena y vulcanógeno-silíceo de las rocas de este substrato determina fundamentalmente el papel predominante, en la composición, del material detrítico de las molasas, de diferentes rocas efusivas: basaltos, porfiritas andesíticas, brechas de lavas, silicitas, diabasas y tobas.

Sirven como ejemplos típicos de las molasas las formaciones del Campaniano-Maestrichtiano: San Juan (Los Palacios), Vía Blanca (Provincias Ciudad de La Habana y de La Habana), San Pedro y Guanaja (en las depresiones Cienfuegos y Santo Domingo, en la antigua Provincia de Las Villas) y las del Paleógeno, la Formación Capdevila del Eoceno Inferior basal (Habana) y las Formaciones Bijabo, Eoceno Medio, y Condado, del Eoceno Superior-Oligoceno, estas dos últimas en la antigua Provincia de Las Villas. En la zona septentrional, miogeosinclinal del occidente y centro de Cuba, no hay molasas propiamente dichas. Todas las secuencias de tipo molásico conocidas aquí (capa "A" en los pozos profundos de las Formaciones Vía Blanca y Capdevila) representan, en la superficie, formaciones alóctonas desplazadas tectónicamente al miogeosinclinal desde el eugeosinclinal al S.

La idea de algunos investigadores de relacionar con las molasas las brechas carbonatadas del tipo de las brechas "Sagua" es errónea, ya que estas brechas se formaron en condiciones de cuencas en subsidencia, y

de ningún modo estaban relacionadas con los procesos de orogénesis o plegamiento.

A diferencia de los olistostromas, que se caracterizan por la constitución caótica y un contraste brusco entre la forma tosca y el gran tamaño de los olistolitos con los elementos de granos finos y la buena selección del cementante aleurolito-arcilloso-margoso, las molasas poseen una constitución lentiforme-estratificada y con frecuencia “flyschoides” rítmica. La composición polimíctica del material detrítico de las molasas es propia, en igual medida, tanto del material de guijarro o grava, como de los componentes de grano relativamente fino, arenoso o aleurolítico.

En las molasas del Cretácico Superior, o del Terciario de Cuba, predominan bruscamente en la composición del material detrítico (hasta un 80-90%) los clastos de rocas efusivas (porfiritas, tobas) y también silicitas. Las calizas, las areniscas y las serpentinitas, ocupan una importancia subordinada. Es especialmente importante recalcar el ínfimo contenido de clastos serpentiniticos en las molasas del Campaniano-Maestrichtiano de la Formación Vía Blanca, incluso en los casos en que estas molasas aparentan estar en contacto directo con las placas de serpentinitas. Esto sólo se puede explicar por la penetración tectónica posterior de las molasas y las placas de serpentinitas en el proceso más tardío de formación de cabalgamientos, como el que tuvo lugar en las Provincias Ciudad de La Habana y de La Habana. En caso contrario, las molasas deberían estar compuestas principalmente por serpentinitas, cosa que no sucede en realidad.

En las molasas del Eoceno Inferior y más jóvenes de Cuba, con frecuencia están presentes, a veces en cantidades significativas, el cuarzo y clastos de granitoides, mientras que en las del Campaniano-Maestrichtiano generalmente estos componentes están ausentes. Esto se debe a que las principales intrusiones granitoidales (plagiograníticas) en la zona eugeosinclinal del occidente y centro de Cuba, se produjeron en período posterior al Maestrichtiano.

Una importante particularidad de las molasas en cuestión es su estrecha relación lateral y vertical con las secuencias marinas carbonatadas, carbonatado-arrecifales y calcáreo-detríticas, y “flyschoides”, las cuales se entremezclan con las molasas en las cuencas superpuestas de la zona eugeosinclinal, y las sustituyen lateralmente en la zona *N* miogeosinclinal. Estas interrelaciones son típicas de las molasas inferiores de las zonas geosinclinales plegadas en las regiones más diversas de nuestro planeta y, por consiguiente, todas las molasas del Cretácico Superior y Terciario de Cuba deben relacionarse con esta misma categoría de molasas inferiores. En Cuba no hay molasas superiores, ya que su territorio y las regiones que le rodean se caracterizan por una intercalación de sectores

de corteza oceánica y corteza continental, y no se había alcanzado aún la etapa de desarrollo tectónico cuando en amplias extensiones de la corteza continental estable se formaban las molasas superiores.

OLISTOSTROMAS. Se ha establecido que los olistostromas en Cuba Occidental y Central están desarrollados especialmente en la porción septentrional miogeosinclinal, cuyas deformaciones plegadas, como se ha aclarado hace tiempo, tienen una edad del Eoceno Medio. Ellos están representados más amplia y variadamente en los sistemas montañosos de la Sierra de los Organos y de Sierra del Rosario, en la Provincia de Pinar del Río, y en la zona de Placetas, en la antigua Provincia de Las Villas. Los datos de los pozos paramétricos profundos muestran que los olistostromas están desarrollados también en la zona miogeosinclinal, al N de ambas provincias habaneras y de la de Matanzas.

La edad de la mayoría de los olistostromas es del Eoceno Inferior, (Formación Manacas y Miembro Jagua Vieja, en la Provincia de Pinar del Río, y Formaciones Vega Alta y Sagua (?) en la antigua Provincia de Las Villas), aunque existen indicaciones de los geólogos polacos (PSZCZÓLKOWSKI, 1971) con una edad más antigua: Paleoceno (Formación Cacarájicara) y aun Campaniano-Maestrichtiano (algunas secuencias de la Formación Buenavista) de los olistostromas de la Sierra del Rosario. No obstante, estos últimos datos requieren comprobación, ya que los olistostromas de las formaciones Cacarájicara y Buenavista ocupan una posición estratigráfica y estructural absolutamente idéntica a la de los olistostromas del Eoceno Inferior demostrados.

En la zona meridional eugeosinclinal de Cuba Occidental y Central, cuyas deformaciones plegadas tienen una edad del pre-Campaniano, los olistostromas son muy escasos. En la parte del perfil estratigráfico pre-Campaniano de esta zona están totalmente ausentes; por lo menos no logramos encontrar huellas de su presencia. Al mismo tiempo, en las partes del corte de las cuencas superpuestas correspondientes al Campaniano-Maestrichtiano y Eoceno, se encuentran algunos indicios de olistostromas, pero desarrollados muy limitadamente. Con ellos pueden relacionarse, por ejemplo, las formaciones de derrumbe-bloque de la Formación Taguasco, en la cuenca superpuesta de Cabaiguán, en la periferia NE del macizo del Escambray (KANTCHEV *et al.*, 1975). No obstante, no nos fue posible estudiar detalladamente las secuencias de aspecto olistostromático en las secuencias superpuestas de la antigua Provincia de Las Villas y, por ello, no tenemos seguridad si son realmente olistostromas o brechas tectónicas, u otro tipo de formaciones. Esta es una cuestión muy importante que requiere un estudio minucioso en el futuro.

A pesar de lo expresado, los materiales existentes permiten deducir que la formación de los olistostromas y, por consiguiente los procesos

de formación de sobrecorrimiento, alcanzaron la máxima intensidad en la parte septentrional, miogeosinclinal, de Cuba Occidental y Central, donde tuvieron lugar antes del plegamiento en el Eoceno Inferior-Medio, posiblemente en el Paleoceno y en el Campaniano-Maestrichtiano y, de este modo, precedieron la formación de las molasas. En la parte meridional, eugeosinclinal, estos procesos, si acaso tuvieron lugar, no fueron tan intensos y, lo que es esencialmente importante, se produjeron después del período de producción de pliegues de desarrollo.

El estudio de los olistostromas en la Sierra de los Organos y en la Sierra del Rosario, en la Provincia de Pinar del Río, o sea, donde estuvieron representados en forma especialmente amplia y variada, muestra, por los indicios litológicos, que entre ellos se pueden diferenciar los siguientes tipos:

- a) Olistostromas calcáreos monocomponentes, en los cuales los fragmentos y bloques sumergidos en el cemento aleurolítico están representados principalmente sólo por calizas (del Jurásico y Cretácico Inferior). Pueden servir como ejemplo los olistostromas del Miembro Jagua Vieja, de la región situada al *N* de la Hacienda El Americano, por la carretera que va de La Palma a Herradura.
- b) Olistostromas calcáreo-ofiolíticos bicomponentes, en los cuales los fragmentos y bloques sumergidos en el cemento aleurolítico están compuestos por calizas y ofiolitas del Jurásico y Cretácico Inferior (comúnmente serpentinitas y, a veces, gabros). Como ejemplo de este tipo podemos citar los olistostromas más difundidos de la Formación Manacas.
- c) Olistostromas policomponentes, en los cuales los fragmentos y bloques sumergidos en el cemento aleurolítico tienen una variada composición y generalmente están representados por un conjunto completo de rocas de la secuencia eugeosinclinal: serpentinitas, gabros, diversas porfiritas, brechas volcánicas, tobas, rocas silíceas y fragmentos de las secuencias de sus intercalaciones, diferentes calizas y areniscas y, en casos muy aislados, pueden encontrarse granitoides. Este tipo de olistostromas está desarrollado en la Formación Buenavista.

Todos esos tipos de olistostromas se caracterizan por tener huellas bien manifiestas de aplastamiento y pizarrosidad del cemento aleurolítico y el budinaje de los pequeños olistolitos. Los olistolitos grandes generalmente conservan invariable su textura. La composición de los fragmentos y bloques en los diferentes tipos de olistostromas refleja la composición litológica de aquellos mantos de arrastre tectónicos delante de cuyas zonas frontales se formaron los correspondientes olistostromas. Es

evidente que los olistostromas monocomponentes calcáreos y los bicomponentes calcáreo-ofiolíticos (Fig. 6) se formaron en condiciones de desplazamientos horizontales de las placas tectónicas alóctonas de composición esencialmente carbonatada y, los policomponentes, delante de las placas tectónicas de rocas del corte eugeosinclinal.

6. DIRECCIÓN Y SUCEIVIDAD DE LOS DESPLAZAMIENTOS DE LAS MASAS ROCOSAS DURANTE LA FORMACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE CABALGAMIENTO DE CUBA OCCIDENTAL Y NORTE

Si se analiza la posición estructural de los diferentes tipos de olistostromas en la Sierra del Rosario y la Sierra de los Organos (Figs. 4 y 6), se detectará que los olistostromas mono- y bicomponentes esencialmente calcáreos están asociados a los mantos tectónicos de las dos unidades estructurales inferiores: Quiñones y la de la parte axial de la Sierra del Rosario, formadas por complejos miogeosinclinales del Jurásico-Cretácico Inferior, y los policomponentes yacen debajo de los mantos tectónicos de las unidades estructurales superiores: Cinco Pesos y Bahía Honda, compuestos por los complejos eugeosinclinales y los de transición intermedia entre el eugeosinclinal y el miogeosinclinal. Por consiguiente, desde el punto de vista estructural, es poco probable que los olistostromas policomponentes, que participan en la constitución de las placas tectónicas superiores (por lógica, las más jóvenes), sean más antiguos que los olistostromas mono- y bicomponentes situados debajo de las placas inferiores. Esto es un argumento más en contra de la edad Campaniano-Maestrichtiano de los olistostromas de la Formación Buenavista en la Sierra del Rosario, determinada exclusivamente sobre la base de la fauna redepósitada, recogida de los fragmentos de calizas y olistolitos, y no de la matriz arenoso-arcillosa cementante.

Si esto es así, y los olistostromas mono- y policomponentes en la Sierra del Rosario tienen una edad, igual o casi igual, Paleoceno(?) -Eoceno Medio temprano, y que al mismo tiempo, los del segundo tipo, por lo menos, no son más antiguos, sino, probablemente, más jóvenes que los del primero, entonces, basándonos en su composición diferente y la diferente asociación estructural, no es difícil llegar a la conclusión de que la formación de la estructura de manto-corrimiento de la Sierra del Rosario, no encaja en un solo acto sencillo. En realidad, este proceso se descomponía en, por lo menos, dos etapas (aunque ambas, por lo visto, no pasaban del Paleoceno-Eoceno Inferior y Medio): inicialmente se formó la estructura tectónica en la zona miogeosinclinal propiamente dicha, más exactamente en la parte meridional marginal del miogeosinclinal (primera etapa), y sólo después la estructura de corrimiento del miogeosincli-

nal de reciente, rápida, formación geológica (unidades estructurales de la parte axial de la Sierra y de Quiñones), fue a su vez recubierta por los mantos tectónicos desplazados desde la zona transitoria entre el miogeosinclinal y el eugeosinclinal y desde la propia zona eugeosinclinal plegada (segunda etapa). Esos mantos tectónicos de la segunda etapa están formados por rocas del Cretácico Inferior-Superior del complejo eugeosinclinal plegado, por restos de los perfiles del Campaniano-Eoceno Medio de las cuencas molásicas superpuestas y, lo que es más importante, por grandes fragmentos de complejos de rocas de los horizontes profundos de la corteza terrestre: diferentes rocas ultrabásicas y gabroides.

Sólo después de esto, la estructura de manto-corrimiento de muchos pisos de la Sierra del Rosario fue dislocada en grandes pliegues de rumbo sublatitudinal *NE*, como ejemplo de los cuales sirve la antiforma principal de la Sierra del Rosario.

Al comparar los cortes estratigráficos de las unidades estructurales anteriormente vistas dentro de la Sierra del Rosario, que surgieron respectivamente durante las primera y segunda etapas de formación de su estructura de cabalgamiento, y reconstruir su posición recíproca inicial (consedimentacional, pre-charriage) (Fig. 7), podemos llegar al convencimiento de que la dirección del desplazamiento de las masas rocosas, en el proceso de las diferentes etapas de formación de los cabalgamientos, fue variada.

En la primera etapa de sobrecorrimento se traza con claridad un desplazamiento del *N* al *S* de las masas rocosas, lo que está confirmado por el sobrecorrimento de las rocas de la unidad Quiñones encima de las rocas de la unidad estructural de la parte axial de la Sierra. Como muestra la comparación de los cortes de estas unidades estructurales con los perfiles de las zonas estructuro-formacionales de la antigua Provincia de Las Villas, el corte de la unidad Quiñones es prácticamente idéntico al corte geológico de la zona de Remedios, o sea, inicialmente se encontraba al *N* del perfil de la unidad de la parte axial de la Sierra del Rosario, el cual es análogo al perfil de la zona de Placetas. Esta última, en la posición autóctona, siempre está situada al *S* de la zona de Remedios. En el aspecto formacional esto se expresa en el gran volumen estratigráfico del complejo carbonatado de la unidad estructural de Quiñones (al igual que en la zona de Remedios), que corresponde aquí (en la Sierra Azul y el Pan de Guajaibón) al intervalo Jurásico Superior-Turoniano, y en algunos también al Campaniano completo, frente al Jurásico Superior-Albiano del complejo carbonatado de la unidad estructural de la parte axial de la Sierra. El intervalo correspondiente al Cretácico Inferior de la misma, al igual que en la zona de Placetas, Provincia de Las Villas, está

representado por una sedimentación en aguas profundas, de poco espesor, terrígeno-silíceo.

Durante la segunda etapa de sobrecorrimento, el desplazamiento de las masas rocosas se invirtió del S al N, e inicialmente fueron sobreempujadas las rocas de transición entre los complejos mio- y eugeosinclinal (unidad estructural Cinco Pesos), luego llegaron los mantos ofiolíticos y sobre sus “hombros”, por último, fueron sobrecorridas las placas tectónicas compuestas por fragmentos de los perfiles de las cuencas molásicas superpuestas de la zona eugeosinclinal plegada.

Existen todos los fundamentos para pensar que este cuadro, tan bien expresado, regular, de dos etapas, de formación de la estructura de cabalgamiento con una dirección diferente del desplazamiento de las masas establecido en la Sierra del Rosario, era propio de otras zonas de Cuba, tanto occidentales como orientales, y en particular en las provincias Ciudad de La Habana, de La Habana y de Matanzas, donde los datos de perforaciones profundas confirman la existencia, debajo de los mantos tectónicos superiores de serpentinitas, gabros y vulcanitas de tipo eugeosinclinal, de los mantos tectónicos inferiores compuestos fundamentalmente por rocas carbonatadas del miogeosinclinal.

En conclusión, se desea llamar la atención acerca de la sucesión tumbada, muy característica, de las rocas de la corteza oceánica en la estructura de mantos de la Sierra del Rosario y de las mencionadas provincias habaneras y de Matanzas. Como se puede apreciar en las Figs. 4 y 5, la posición más baja del paquete de placas tectónicas de la unidad estructural superior de Bahía Honda, la ocupan las formaciones vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico, las cuales, hacia arriba en el perfil, son sustituidas por espesos mantos tectónicos compuestos por microgabro y gabros, y donde las rocas ultrabásicas (harzburgitas, lherzolitas, dunitas y serpentinitas) ocupan en esta hilera la posición “estratigráfica” más alta. Anteriormente, ya se destacó que un ordenamiento o sucesividad absolutamente igual de las rocas es propio de los mantos de corrimiento tectónicos de la unidad estructural de la Provincia de La Habana. Por consiguiente, este fenómeno no es casual sino que refleja las particularidades del mecanismo de formación de la estructura de cabalgamiento del N de Cuba.

Esa sucesión tumbada e invertida, tan difundida, de la yacencia de los diferentes tipos de rocas del complejo ofiolítico, puede servir de testimonio de que la formación de la estructura de mantos en la segunda etapa, con la participación de las rocas del eugeosinclinal y las partes profundas de la corteza oceánica, se produjo por la vía de la formación de gigantes pliegues tumbados y su posterior desplazamiento en forma similar a la estera de un tractor. Los flancos de estos pliegues, al cesar su conti-

nuidad, se transformaron en placas tectónicas de sobrecorrimiento con sucesión tumbada (flancos tumbados) o con sucesión normal (flancos suspendidos). Un mecanismo similar de formación de los mantos ofiolíticos fue magníficamente mostrado y descubierto hace poco por PERFILEV (1977) en los sistemas plegados de los Urales y de Tian-Shan.

Probablemente las raíces de estos gigantescos pliegues tumbados y los mantos ofiolíticos surgidos de ellos deben buscarse en la zona de conjugación de las zonas miogeosinclinales y eugeosinclinales, desde donde, en condiciones del desplazamiento de la plataforma continental de las Bahamas, por debajo de la zona eugeosinclinal plegada de Cuba Central y Meridional, y con la compresión en aumento a consecuencia de esto, esos gigantescos pliegues fueron exprimidos, desplazados al *N* y superempujados encima del miogeosinclinal del *N* de Cuba.

Este tipo de mecanismo de formación de cabalgamientos es típico de los alóctonos ofiolíticos marginales en las más diversas regiones del mundo (RUZHENTSEV, 1976), y en este sentido Cuba no es una excepción.

RECONOCIMIENTO

Se agradece la atención, ayuda y cooperación brindada constantemente a este trabajo por los colegas cubanos Lenia Montero, José Iparraguirre, Rafael Socorro, Gustavo Furrazola-Bermúdez, Juan Guillermo López, Rustin Cabrera, y Raúl Flores, así como también por especialistas soviéticos que se encontraban en esos momentos, trabajando en Cuba: V. S. Shein, V. A. Basov, y S. Yu. Bankovski.

REFERENCIAS

- BORUKAEV, C. B. (1976): Análisis general de los paisajes estructurales de Cuba [en ruso]. *Geotectónica*, 3:74-84.
- BRONNIMANN, P., y RIGASSI, D. (1963): Contribution to the geology and paleontology of the area of the City of La Habana and its surroundings. *Eclôgae Geol. Helvetiae*, 56(1):194-480.
- DIRECCION GENERAL DE GEOLOGIA Y GEOFISICA, Min. Minería, Comb., y Metalurgia, Cuba. (1974): Resúmenes Primera Jornada Científico-Técnica, 2 vols.
- FLINT, D. E., ALBEAR, J. F. de, y GUILD, P. W. (1948): Geology and chromite deposits of Camagüey district, Camagüey Province, Cuba. *U. S. Geol. Surv.*, 4(954B):39-63.
- FLORES, G. (1955): Discussion. En *Les résultats des études pour la recherche pétrolière en Sicillie (Italie)*. Proc. 4th, World Petroleum Congr. sec IA2:121-122.
- HATTEN, C. W. (1967): Principal features of Cuban geology: Discussion. *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Bull.*, 51(5):780-789.
- KHUDOLEY, K. M. (1967): Principal features of Cuban geology: Discussion; Reply. *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Bull.*, 51(7):789-791.
- KHUDOLEY, K. M., y MEYERHOFF, A. A. (1971): Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, 129:1-199.

- KNIPPER, A. L. (1975): *La corteza oceánica en la estructura de la zona plegada alpina* [en ruso]. Nauka, Moscú.
- KNIPPER, A. L., y CABRERA, R. (1974): Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio- y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico. Contribución a la Geología de Cuba. *Inst. Geol. Paleont., Acad. Cien. Cuba, Publ. Esp.*, 2:15-77.
- KUTEK, J., PSZCZÓLKOWSKI, A., y WIERZBOWSKI, A. (1976): The Francisco formation and an Oxfordian ammonite faunule from the Artemisa formation, Sierra del Rosario, Western Cuba. *Acta Geol. Polon.*, 26(2):299-319.
- LEONOV, M. G. (1970): Sobre la destrucción de las partes frontales de los sobrecorrimientos [en ruso]. *Acad. Cien. URSS, Inf.* 193(3).
- MEYERHOFF, A. A., y HATTEN, C. W. (1968): Diapiric structures in central Cuba. En *Diapirism and diapirs, Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem.* 8:315-357.
- PALMER, R. H. (1945): Outline of geology of Cuba. *J. Geol.*, 53(1):1-34.
- PARDO, G. (1966): Stratigraphy and structure of Central Cuba (Abs.). *New Orleans Geol. Soc. Log.*, 6(12):1-2.
- PERFILEV, A. S. (1977): *La formación de la corteza terrestre del eugeosinclinal de los Urales* [en ruso]: Autoreferat. *Inst. Geol., Acad. Cien. URSS.*
- PIOTROWSKA, K. (1972): La tectónica de la Sierra de los Organos en el área comprendida entre las localidades de El Cangre, Santo Tomás, Santa Lucía, Bajá, y San Juan y Martínez. *Actas Inst. Geol., Acad. Cien. Cuba*, 2:35-39.
- (1975): The nappe development in the Sierra de los Organos (Western Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*, 23(1):43-52.
- PSZCZÓLKOWSKI, A. (1971): Jurassic, Cretaceous, and Paleogene deposits of Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*, 19(4):249-259.
- (1976a): Stratigraphic-facies sequences of the Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*, 24(3-4):193-203.
- (1976b): Nappe structure of Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre*, 24(3-4):205-215.
- PUSHCHAROVSKI, Y. M. (1972): *Introducción a la tectónica del segmento del Océano Pacífico de la Tierra* [en ruso]. Nauka, Moscú.
- PUSHCHAROVSKI, Y. M., KNIPPER, A. L., y PUIG-RIFA, M. (1967): Mapa tectónico de Cuba, escala 1:1 250 000. En *Geología y yacimientos minerales de Cuba* [en ruso], Nauka, Moscú, pp. 7-31.
- RIGASSI-STUDER, D. (1963): Sur la géologie de la Sierra de los Organos, Cuba. *Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. Nat. Gêneve*, 16(2):339-350.
- RUZHENTSEV, S. V. (1976): *Ofiolitas alóctonas* [en ruso]. Nauka, Moscú.
- SCHARDT, H. (1898): Die exotischen Gebiete, Klippen und Blocke am Nordsand der Schweizeralpen. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 5.
- SHAPOSHNIKOVA, K. I. (1974): Tectónica de Cuba Central [en ruso]. *Geotectónica*, 1.
- SOMIN, M. L., y MILLÁN, G. (1974): Algunos rasgos estructurales de las capas metamórficas mesozoicas de Cuba [en ruso]. *Geotectónica*, 5:19-30.
- (1976): El complejo anfíbolítico de la parte sur de Cuba Central y el problema de la situación tectónica de la serie eugeosinclinal de la Isla [en ruso]. *Bol. MOIP, Inst. Geol., Acad. Cien. URSS*, 5:73-93.

ABSTRACT. Western and Northern Cuba are characterized by overthrust structures of several stages. The lower part of the overthrust is formed by miogeosyncline rocks but the upper part by eugeosyncline rocks and frequent fragments of deep rocks from the oceanic crust.

The reciprocal initial position of the three main structure-formational zones in Northern and Central Cuba, was as follows: 1) miogeosyncline (Remedios Zone) of continental crust on the North; 2) eugeosyncline (Santa Clara, Zaza, and Seibabo Zones) of oceanic crust on the South; and, between both, 3) the noncompensated, Intermediate zone (Placetas and Camajuaní Zones). Later tectonic processes disturbed and altered the normal relations among rocks complexes of Jurassic, Cretaceous, and Paleocene-Early Eocene ages on the different zones, forming overthrusts with tectonic plates and charriages on the northern part of La Habana and Matanzas provinces and on the region of Sierra del Rosario.

On pointing out the tectonic-structural features in such regions, with their spatial position and localization, an analysis follows of latter allochthonous distribution which at present shows allostromes and molasses, possibly related to the Low-Middle Eocene thrusting and folding time, which plays an important role for a better understanding of the character, development, and trend of tectonic movements during the geological past. The complete process could be divided in two main stages: the first one, with the rock-masses of the miogeosyncline structure moving from north to south and, the last one, when the old miogeosyncline complex is covered by the overthrust of the eugeosyncline zone, from south to north. The main factor which have formed the overthrust structures of Western and Northern Cuba are the previous movements of the continental crust of Bahamas platform with their latest displacement under the eugeosyncline zone of Cuba.

Finally, subsequent deposits, terrigenous-carbonated and carbonates, of Upper Eocene, Oligocene, and Neogene ages overlap discordantly great areas of the existing old formations and structural zones.

CDU 551.243.4:550.349.4(792.1)