

C.D.U.
605

6

NOVIEMBRE
DICIEMBRE

1967



REVISTA TECNOLÓGICA

Ministerio de la Industria Básica Habana - Cuba

Sumario

ORGANISMOS REPRESENTADOS EN EL CONSEJO DE DIRECCION

Centro de Documentación
e Información Técnico-Eco-
nómica del Ministerio de
la Industria Básica.

Ministerio de Minería y
Metalurgia.

Dirección de Automatiza-
ción Industrial del Minis-
terio de la Industria Básica.

Dirección de Normas y
Metrología del Ministerio
de la Industria Básica.

Centro de Desarrollo de
Maquinaria.

Empresa Consolidada del
Petróleo.

Empresa Consolidada de
la Química.

Empresa Consolidada de
la Electricidad.

Empresa Consolidada de
Conformación de Metales.

Empresa Consolidada de
la Minería.

Facultad de Tecnología de
la Universidad de La
Habana.

Pág.

Métodos de trabajo en las zonas de balance hídrico du-
rante las investigaciones hidrogeológicas en Cuba.
G. Z. Martashvili, J. R. Luege y N. N. Lapshin

3

La posición de Cuba en la estructura geológica de la re-
gión del Caribe. Por C. M. Judoley y Furrázola-
Bermúdez

10

Preparación de un reactivo sólido para la sustitución del
 Cl_2Sn líquido en la determinación colorimétrica de
fosfatos en el agua de calderas. Por Cleto Sánchez

20

Ensayos para determinar la capacidad de las resinas
intercambiadoras de iones. Por José Marticorena . .

22

Factores químicos superficiales en la fisuración por ten-
socorrosión del bronce Alfa. Por H. E. Johnson y Leja

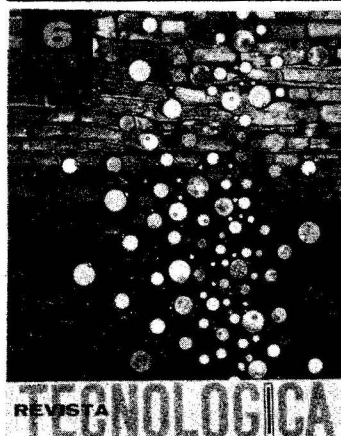
27

Materiales de construcción para procesos criogénicos.
Por R. W. Campbell y J. E. Browning

44

Avances de la ciencia y de la técnica

53



PORTADA:

Diseño: Gerardo de la torre

Tema de la Portada:

Idea sobre la infiltración de
las aguas entre las rocas calizas
y fracturas para formar las
aguas subterráneas.

La posición de Cuba en la estructura geológica de la región del Caribe

C. M. JUDOLEY
G. FURRAZOLA-
BERMUDEZ

E. C. M.

La estructura geológica de la región del Caribe y la costa del Golfo de México se ha estudiado por geólogos de diferentes países del mundo.

Los trabajos más completos de esta región fueron confeccionados por Ch. Schuchert, 1935, J. Butterlin, 1956, A. Eardley, 1954, 1962, G. Murray, 1956, 1961, L. Benavides, 1956, R. Weyl, 1961, 1965 y otros. Los geólogos enumerados más arriba aclararon en uno u otro grado diferentes cuestiones de la geología de las distintas regiones. Se deben citar también los importantísimos trabajos de los geofísicos W. Ewing y otros, 1955-1965, que hicieron fundamentales aportes al conocimiento de la geología de esta región.

Esta amplia y singular región complejamente formada, a la cual llaman frecuentemente región mediterránea del Caribe o Las Antillas, está limitada al norte por la costa sur de E.U.A. (aproximadamente 32°); al sur por la zona norte de la cuenca del río Orinoco (aproximadamente 7°); al oeste aproximadamente por la longitud que coincide con la costa oriental de México y al este por la longitud que pasa más al este de la isla Barbados. La longitud de este territorio es de 4 150 km y el ancho de 2 850 km.

Los autores han confeccionado según datos literarios, un mapa geológico de la región del Caribe y de la región del golfo de México (escala 1:3 000 000) y también el texto expli-

cativo para dicho mapa ("Estructura geológica de la región del Caribe y la región del golfo de México"). Estos trabajos serán publicados más adelante. En este artículo se estudia solamente la división tectónica de la región del Caribe, en la cual se propone separar las unidades tectónicas siguientes (Fig. 1):

Escudo de Guyana que se encuentra al sur del ortogeosinclinal antillano.

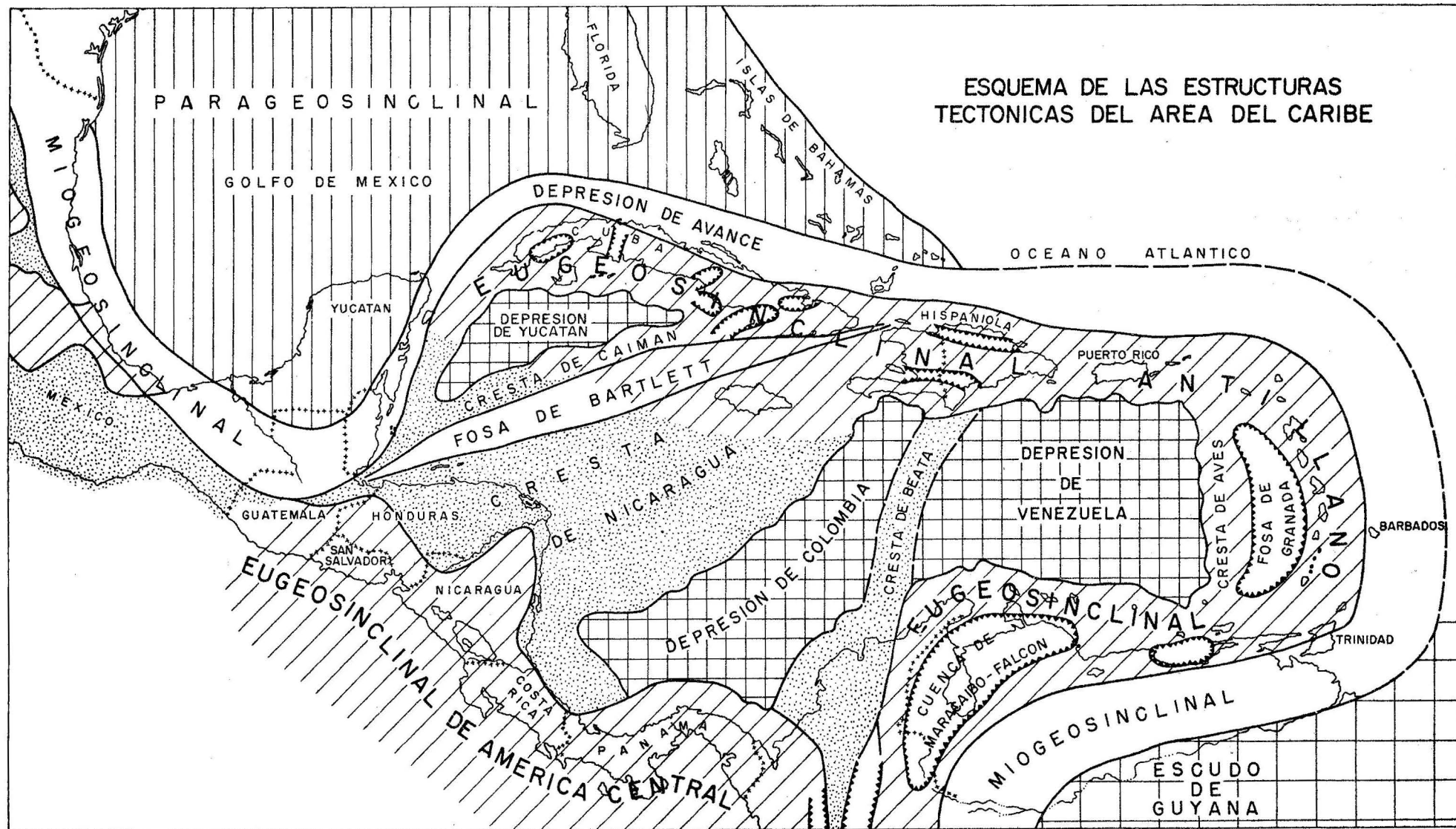
Parageosinclinal del golfo de México que se extiende al norte del ortogeosinclinal.

El ortogeosinclinal antillano se descompone en estructuras más pequeñas:

1. Depresión de avance (miogeosinclinal).
2. Eugeosinclinal antillano.
3. Eugeosinclinal de América Central.
4. Estructuras interiores del mar Caribe, entre las cuales según los indicios morfológicos, se destacan:
 - a. Cuenca de Yucatán
 - b. Cresta de Caimán
 - c. Fosa de Bartlett
 - d. Cresta de Nicaragua
 - e. Depresión de Colombia
 - f. Depresión de Venezuela

El territorio de la actual Isla de Cuba junto con las zonas del ecuador, se encuentra en el ortogeosinclinal antillano. Al norte de Cuba central se encuentra la parte meridional de la depresión de avance del geosinclinal. Toda la

ESQUEMA DE LAS ESTRUCTURAS TECTONICAS DEL AREA DEL CARIBE



parte restante de la Isla se encuentra en los límites del eugeosinclinal antillano, el cual entra en la composición del anillo tectónico, aunque se encuentra en el Océano Atlántico.

Nos detendremos en las estructuras contiguas a los ortogeosinclinales, el Escudo de Guyana y el parageosinclinal del golfo de México.

ESCUDO DE GUYANA

La parte norte del escudo está formada por diferentes gneises y migmatitas arcaicas, diversos esquistos, cuarzos y otras rocas metamórficas fuertemente dislocadas, cuyo espesor aparente es no menos de 2 000-2 100 m. La edad absoluta de las migmatitas y gneises es de $4\,000.10^6$ años.

Más arriba yace una serie muy potente, la de Pastora (superior a 12 000 m) formada de grauvacas dislocadas, aleurolitas, rocas arcillosas, conglomerados y jaspes. La edad absoluta de los granitoides que cortan las rocas de esta serie se establece entre $2\,550.10^6$ - $2\,595.10^6$ años.

Aún más arriba yace la serie Roraima de areniscas y conglomerados, que descansa con una brusca discordancia en las rocas más antiguas. Estas rocas están poco dislocadas. Entre ellas se encuentran cuerpos estratiformes de diabasas, cuya edad absoluta está establecida en $1\,700.10^6$ años. El espesor de la serie es de 2 100 m. En las rocas de esta misma serie se encuentran granitoides y pegmatitas, cuya edad absoluta es de $2\,200.10^6$, $2\,000.10^6$, $1\,900.10^6$ años.

La poca dislocación de las rocas de la serie de Roraima demuestra que el escudo, a partir de la era Proterozoica, no sufrió ninguna dislocación de plegamiento.

El escudo de Guyana en la continuación del Paleozoico, Mesozoico y en la era Cenozoica, experimentó principalmente movimientos ascendentes y constituyó una región de lavado.

A causa de su destrucción se produjo una acumulación de sedimentos en los geosinclinales contiguos, lo cual es bien visible especialmente en los geosinclinales de Los Andes y Las Antillas.

PARAGEOSINCLINAL DEL GOLFO DE MÉXICO

A esta gran estructura nosotros la consideramos según G. Stille, un parageosinclinal. Ella ocupa la costa del golfo de México y posiblemente todo el Golfo, así como también la región de las islas Bahamas y las regiones que

colindan con el norte de Cuba. Su estructura geológica no es homogénea, aunque sí relativamente simple.

En las llanuras costeras del sur de E.U.A. y de las partes contiguas del golfo de México están ampliamente difundidos los sedimentos de las eras Mesozoica y Cenozoica, los cuales están formados por facies más terrígenas y clásicas en el norte y más carbonatadas en las partes meridionales. El espesor es considerable (hasta 15,6 km) y estos sedimentos ocupan la depresión que se extiende a lo largo de la costa del golfo. Se debe señalar que el espesor de los sedimentos del Cuaternario y del Plioceno sobrepasa los 5 000 m. Esta depresión M. Key (1951) la clasificó como parageosinclinal.

En la región del sur de la Florida, de las islas Bahamas y del banco de Cayo Sal (plataforma de Bahamas), avanzando desde la Florida hacia Cuba o hacia la isla Andros, se observa un aumento en el espesor de los sedimentos. Aquí el espesor de los sedimentos terciarios carbonatados alcanza los 1 200-2 100 m, los del Cretácico Superior, los 1 380-2 160 m y los del Cretácico Inferior (carbonatos y anhidritas), no menos de 3 120 m.

Al norte del golfo de México están difundidos ampliamente los domos salinos, tanto terrestres como submarinos. Estos se manifiestan en el mar profundo de la parte central del Golfo; probablemente, rocas análogas están difundidas también en la península de Yucatán.

En los ámbitos del parageosinclinal se observan débiles discordancias, arrastres y en las partes extremas, dislocaciones disyuntivas. En esta área no se manifiesta ninguna estructura lineal, pero se encuentran levantamientos isométricos en domo; la estratificación de las rocas es muy suave, casi horizontal. El gran espesor de los sedimentos y su débil dislocación son también particularidades del parageosinclinal. Durante el Mesozoico (Jurásico-Cretácico) y en la era Cenozoica esta parte de la corteza terrestre experimentó movimientos descendentes lentos, los cuales se descontinuaron durante breves lapsos y se produjeron pequeñas elevaciones.

Una cuenca marina existió en esta región por lo menos desde el Jurásico. Al principio en ella se depositó un material evaporítico y terrígeno (Jurásico) y después carbonatos y anhidritas. Una mezcla insignificante de material vulcanógeno se encuentra en el extremo oeste y sur del parageosinclinal.

ORTOGEOSINCLINAL ANTILLANO

En el ortogeosinclinal se destacan tanto los eugeosinclinales interiores como las estructuras exteriores (depresión de avance o miogeosinclinal).

MIOGEOSINCLINAL (DEPRESIÓN DE AVANCE)

La depresión de avance (miogeosinclinal) del ortogeosinclinal antillano tiene una estructura no homogénea. Como depresión de avance en este caso se entiende, la depresión que está situada entre la región de plataforma o el para-geosinclinal y las partes plegadas interiores del geosinclinal. Esta estructura es un caso especial de la depresión marginal, ella bordea al geosinclinal antillano y después, al parecer, continúa por las regiones al norte de México. Su estructura está condicionada en gran medida por la diferente estructura geológica de las regiones que la circundan. En sus alrededores se destacan por lo menos cuatro partes: la región de la América del Sur, la región de la isla Barbados, cuenca de Puerto Rico, la región de la Isla de Cuba y la región de la costa del golfo de México.

En los límites del continente de América del Sur la depresión se compone de dos grandes depresiones-cuencas. (Barinas-Apure y Este-Venezolana), dicha depresión está separada del intrageosinclinal por una serie de fallas profundas. La anchura de la depresión es del orden de 200-250 km y sus depresiones-cuencas están llenas de sedimentos terrígenos y en parte carbonatados del Jurásico (?), Cretácico, Paleógeno y Neógeno, además los espesores máximos de estos sedimentos coinciden en su parte septentrional y se reducen hacia el Escudo de Brasil. Los sedimentos en esta estructura están relativamente poco dislocados, en la mayoría de los casos éstos forman pliegues braquianticlinales petrolíferos, pero hay también dislocaciones de pliegues y grietas. La intensidad de la dislocación aumenta según el alejamiento del escudo y la aproximación a las estructuras interiores del geosinclinal. Se observan dislocaciones estructurales pequeñas y arrastres de las rocas en la base del Cretácico, Eoceno, Oligoceno y Mioceno. No se registró ninguna manifestación volcánica importante en las depresiones de la cuenca. El espesor máximo total de los sedimentos alcanza los 12 000 m, de ellos 4 500 m corresponden al Cretácico Superior y

al Eoceno, unos 4 500 m al Oligoceno y hasta 2 700 m al Mioceno Superior.

Durante toda la historia geológica esta estructura, excepto la elevación de El Baúl, experimentó movimientos descendentes. De tiempo en tiempo estos movimientos originaron pequeñas elevaciones, que se acompañaron por una erosión de los sedimentos; la erosión más grande ocurrió en el Eoceno. Durante la acumulación de los sedimentos aquí se encontraba un mar no muy profundo, que en determinada época retrocedió y esta región quedó convertida en una llanura cenagosa costera, en la que continuaron los procesos de acumulación de sedimentos.

La región de la isla de Trinidad, depresión de Puerto Rico, es probablemente la continuación de la depresión de avance, que se extiende desde la isla de Trinidad. A juzgar por los datos geofísicos, la anchura de la depresión alcanza los 200-250 km y está llena de rocas en las que la velocidad de las ondas sísmicas es de 4,91-5,31 km/seg. En la isla Barbados, que se encuentra cerca del extremo oeste de la depresión, están difundidas las aleurolitas, areniscas y raramente las calizas, con un espesor superior a los 4 572 m (profundidad máxima del pozo), de edades Eoceno, Oligoceno y parcialmente del Mioceno. El carácter del corte recuerda los perfiles de la isla de Trinidad y los de Venezuela. Probablemente la continuación ulterior de la depresión de avance es la depresión de Puerto Rico o Brownson, que bordea por el norte-este al arco antillano; su largo es de 1 100 km, el ancho promedio es de 110 km, la profundidad máxima es de 9 218 m. A juzgar por los datos sísmicos, debajo del fondo de la depresión existen rocas con un espesor de 4-7 km cuyas velocidades son de 1,6-6,3 km/seg y en su costado norte han sido determinadas calizas del Cenomaniano. Al parecer, al comienzo de la depresión se produjo una acumulación de material sedimentario que provenía, principalmente de las partes interiores del geosinclinal, después este aporte cesó o disminuyó muy intensamente, lo cual llevó a la conservación de esta depresión. La formación de la depresión ocurrió por lo menos en el Eoceno, pero más bien en el Cretácico e incluso en el Jurásico.

No hay ninguna información segura acerca de la estructura de la depresión en la zona comprendida entre la isla La Española y el Archipiélago de Las Bahamas.

La continuación ulterior de esta estructura es la **parte cubana de la depresión de avance**, la cual está formada por rocas carbonatadas del Cretácico Superior-Mioceno, con un espesor no menor de 8-8,5 km. La anchura de esta parte de la depresión en su parte este es igual a 70 km y en el oeste es de 50 km. La depresión está separada de las estructuras interiores del geosinclinal por una elevación local, que se encuentra delimitada por grandes fallas profundas. La dislocación de las rocas en los límites con las partes interiores del geosinclinal es considerable, aquí se presentan pliegues lineales alargados y dislocaciones disyuntivas. En las regiones más alejadas se manifiestan las braquiestructuras, que en el extremo de la actual plataforma de las Bahamas pasan a ser estructuras de pendiente suave. En la parte media de la depresión se encuentran diapiros y domos salinos.

En el territorio de la depresión de avance se manifiestan las discordancias del Jurásico (?), Premaastrichtiano, Eoceno Inferior, Eoceno Medio y Mioceno.

Esta estructura en los tiempos del Jurásico al Mioceno experimentó, principalmente, movimientos descendentes, los cuales se interrumpieron ocasionalmente por breves elevaciones y erosiones.

Más lejos, al oeste de la Isla de Cuba, la depresión de avance cambia su rumbo al suroeste, continúa por la parte norte de Guatemala (cuenca de Petén) y después cambia nuevamente su rumbo dirigiéndose al norte-oeste a lo largo de la costa del golfo de México.

Esta región, la de la depresión de avance de México, está formada de grandes depresiones. En Guatemala la cuenca de Petén tiene aproximadamente la misma estructura geológica que la de la región de Cuba. Por la costa del golfo de México se encuentran las siguientes depresiones-cuencas: Macuspana-Campeche, Salina del Istmo, Veracruz, Tampico-Tuxpán y en el límite con E.U.A., la cuenca de Burgos. Los sedimentos del Jurásico-Mioceno que llenan estas depresiones están formadas por facies salinas, terrígenas y carbonatadas. El espesor de los sedimentos del Jurásico Superior es de 1 200-1 800-2 400 y hasta 6 000 m, del Cretácico Inferior y parcialmente del Superior de 600-2 400 m, del Cretácico Superior de 1 200-1 500-3 000 m, del Paleoceno-Eoceno Inferior hasta 3 000 m, del Eoceno-Oligoceno de 1 200-2 400 m y del Mioceno hasta 3 000 m.

En los alrededores de la depresión se observan braquiestructuras de pendiente suave, con regiones complicadas por numerosas fallas. En algunas partes de la depresión, en las regiones que tienden hacia la Sierra Madre, aumenta la cantidad de dislocaciones de fractura y aparecen abruptos pliegues anticlinales con mantos de sobre-escurrimientos y fallas. Conjuntamente con las estructuras lineales y las braquiestructuras se encuentran los domos salinos, concentrados en la cuenca Salina del Istmo. Entre los sedimentos del Cretácico, Paleógeno y Neógeno se encuentran yacimientos discordantes que señalan la presencia de movimientos de plegamiento ocurridos en esta región. Las discordancias más manifiestas son las del Cretácico Superior, las del Eoceno Medio y las del Premioceno que se registran en las partes extremas de la depresión, donde se observa la disminución del espesor de los sedimentos.

Esta parte de la depresión de avance experimentó durante el Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Neógeno movimientos descendentes, pero produciéndose de tiempo en tiempo pequeñas elevaciones.

ESTRUCTURAS INTERIORES DEL ORTOGEOSINCLINAL ANTILLANO

Entre las estructuras interiores del ortogeosinclinal antillano se destacan los eugeosinclinales antillano y centroamericano.

EUGEOSINCLINAL ANTILLANO

El eugeosinclinal antillano ocupa un área que abarca todas las islas antillanas y parte de Venezuela y Colombia. En esta amplia región, el magmatismo se manifiesta reiteradamente durante las eras Mesozoica y Cenozoica. El magmatismo del Jurásico es conocido en los Andes Colombianos, Cuba y Puerto Rico (?). El vulcanismo del Cretácico está difundido más ampliamente y se encuentra en la región litoral de Venezuela y en las Pequeñas Antillas Holandesas y Venezolanas y también en las islas Tobago, Puerto Rico, La Española, Jamaica y Cuba. El magmatismo efusivo del Paleógeno ocupa relativamente un área pequeña y es conocido principalmente en La Española y Jamaica. Las manifestaciones de vulcanismo cuaternario están concentradas prácticamente en las Antillas Menores volcánicas y en cantidades muy pequeñas en Jamaica y La Española.

Entre las formaciones efusivas predominan las variedades basálticas y andesíticas, en pequeñas cantidades se encuentran las dacíticas y en cantidades aún más pequeñas las variedades riolíticas. Además de las rocas efusivas, en esta región están difundidas ampliamente las rocas terrígenas y carbonatadas.

Estas rocas efusivas, terrígenas y carbonatadas forman elevaciones y llenan las depresiones del eugeosinclinal antillano. Todos los valles y elevaciones internas del geosinclinal se caracterizan por sus formas alargadas linealmente. El ancho de los valles sinclinales a juzgar por Cuba y Venezuela es aproximadamente de 60-100 km y la de las elevaciones que la separan es frecuentemente mucho menor.

En las regiones intrageosinclinales es bien visible la zonación de edad en el tiempo. Según el movimiento en el valle geosinclinal, desde las Antillas Mayores hacia las Antillas Menores tiene lugar un rejuvenecimiento de la actividad volcánica desde el Jurásico-Cretácico Inferior (Cuba, cordilleras orientales de Los Andes) hasta el Cuaternario, incluso en la actualidad (Antillas Menores).

Por el carácter de su estructura geológica, el eugeosinclinal antillano se divide en tres partes: región de las cordilleras orientales de los Andes-Costa del Caribe de Venezuela; región de las islas de las Antillas Menores y región de las Antillas Mayores.

Tanto en las Antillas Mayores como en las regiones al norte de Venezuela están difundidas las rocas intrusivas principalmente del Mesozoico, preferentemente de edad Cretácico Superior. Las intrusiones del Jurásico (Jurásico Superior), de composición granitoide, básica y ultrabásica, son conocidas en Cuba.

En la Isla de Cuba están difundidas ampliamente las rocas granitoides, gabroides y ultrabásicas del Cretácico Superior. En las regiones septentrionales de Venezuela, éstas están difundidas en pequeñas cantidades. En ambas regiones las masas principales de rocas ultrabásicas, y de los gabroides que están asociados íntimamente con éstas, se inclinan hacia las profundas fallas a lo largo de las cuales, o en sus proximidades, dichas masas se encuentran. Estas fallas e intrusiones se encuentran principalmente cerca de la zona de unión de la depresión de avance con los valles sinclinales del intrageosinclinal. Preferentemente las intrusiones dioríticas se observan algo escasas en las partes más internas del geosinclinal, for-

mando una franja más o menos paralela al cinturón de hiperbasitas. En las partes interiores del geosinclinal se encuentran pequeñas intrusiones de hiperbasitas, gabroides y granitoides. En las islas de las Antillas Menores son conocidas solamente pequeñas intrusiones de la era Cenozoica (Oligoceno) de composición diorítica. En las otras partes del eugeosinclinal, las intrusiones de la era Cenozoica están formadas por cuerpos subvolcánicos.

Dentro del eugeosinclinal, en el Paleógeno, se formaron estructuras más pequeñas (elevaciones y depresiones). Las últimas están formadas por sedimentos del Paleógeno y el Neógeno. En América del Sur se encuentran grandes depresiones (situadas entre dos cordilleras), la cuenca de Maracaibo-Falcón; una depresión más pequeña, la cuenca Tuy-Cariaco y también probablemente el valle sinclinal de Granada. En la región de las Antillas Mayores están difundidas las depresiones más pequeñas, éstas se diferencian más por su tamaño y forma, que por su relación con el plano estructural del Mesozoico. Aquí se encuentran depresiones lineales-alargadas y redondeadas, unas veces en concordancia y otras bajo un ángulo agudo y hasta perpendiculares al plano estructural del Mesozoico.

Los rumbos principales de las dislocaciones disyuntivas y de plegamiento concuerdan más o menos con el rumbo de las grandes islas o de las cadenas montañosas. Pero en esta región se observa muy frecuentemente el cruzamiento de los planos estructurales de las formaciones del Mesozoico y Cenozoico. Estos fenómenos son notados en las islas de Cuba, Puerto Rico y Jamaica.

En los ámbitos del eugeosinclinal están ampliamente difundidas grandes dislocaciones disyuntivas de diferentes rumbos. Las más grandes de ellas se encuentran en Venezuela (Oka, Bocono, Piliar y otras) donde poseen un rumbo casi latitudinal. Parte de estas fallas tienen una gran profundidad y con ellas coinciden cuerpos intrusivos y campos de efusivos, las otras que cortan el plano estructural general de Venezuela al parecer no son de mucha profundidad. Muchas de estas fallas se consideran por los geólogos norteamericanos y venezolanos como planos de las fallas de rechazo horizontal. En las Antillas Mayores y en particular en Cuba, hay grandes fallas concordantes con el plano estructural de la Isla. Ellas delimitan grandes zonas estructural-faciales

que han experimentado durante la historia geológica movimientos de diferente signo. Como regla todas las grandes fallas tienen bruscos ángulos de buzamiento de sus planos. Frecuentemente con estas fallas coinciden cuerpos intrusivos. En el territorio de las Antillas Mayores no se ha formado ninguna capa tectónica (manto de sobre-escurrimiento). Entre las pequeñas dislocaciones disyuntivas se encuentran corrimientos, desplazamientos y diferentes fallas. En las islas también aparecen fallas que cruzan el plano estructural y en algunas de ellas, al parecer, ocurrieron desplazamientos horizontales de las rocas, pero la escala de estos fenómenos y la amplitud del desplazamiento de los flancos no están establecidos. Probablemente una gran falla-fisura pasa por las Antillas Menores volcánicas. Los volcanes que se encuentran en el arco de estas islas, al parecer, coinciden en alguna medida con la fisura-desplazamiento por la cual el magma salió a la superficie.

Al norte de Venezuela y también en las islas Trinidad y Tobago, en varios lugares, están establecidas las siguientes discordancias estructurales: posiblemente en el límite del Jurásico y del Cretácico, al comienzo del Cretácico Superior, posiblemente en el período Premaestrichtiano, cerca del límite del Mesozoico con la era Cenozoica, en la base del Eoceno Inferior, en el Eoceno Medio, en el Oligoceno, en la base del Mioceno Inferior y en el Mioceno Superior.

En las Antillas Mayores están más o menos visibles las siguientes discordancias: Jurásico Superior, posiblemente Pre-Oxfordiano Superior, Kimmeridgiano, Tithoniano Inferior, Cretácico Inferior, Cretácico Superior-Turoniano y Campaniano Superior (Premaestrichtiano); Paleoceno Inferior, Eoceno Inferior, Eoceno Medio, Eoceno Superior, Preoligoceno, Premioceno, Plioceno.

En las Antillas Menores son conocidas las discordancias del Preoligoceno y el Mioceno.

Las discordancias del Cretácico Superior, del Cretácico Medio y del Oligoceno-Mioceno se establecen en ambas regiones más claramente. El grado de dislocación de las rocas que se sitúan entre estas discordancias es distinto en las diferentes zonas del geosinclinal.

Los epicentros de los terremotos en el geosinclinal antillano se caracterizan por su situación no profunda, hasta 70 km y solamente algunos se encuentran a una profundidad desde 70 hasta 300 km. La mayor cantidad de tem-

blores está registrada en las Antillas Menores y en la región entre la depresión de Brownson y las islas de Puerto Rico y La Española.

EUGEOSINCLINAL CENTROAMERICANO

El eugeosinclinal centroamericano se extiende por la región estudiada, desde las partes más meridionales de la América del Sur. Esta es una estructura fundamentalmente meridional, que bordea desde el oeste al continente americano, domina las cordilleras orientales de Colombia cerca de la terminación norte de la América del Sur, cambia un poco su rumbo al noroeste y ocupa una parte considerable de la América Central. En esta región el vulcanismo más o menos intenso del Mesozoico y del Paleógeno continúa solamente hasta San Salvador. Puede ser que en este lugar estén difundidos los efusivos del Mesozoico-Cenozoico en las regiones más occidentales, que están cubiertas por las aguas del Océano Pacífico.

En el eugeosinclinal centroamericano se observa el desplazamiento de la actividad magmática desde el Jurásico hasta el período terciario inclusive, desde el este al oeste. El vulcanismo del Jurásico formado por efusiones ácidas, básicas y medias y de sus tobas, se observa en las Cordilleras Centrales y Orientales de Colombia. El vulcanismo del Cretácico, formado por efusiones básicas y medias, se difundió en la región de las Cordilleras Occidentales de Colombia. El vulcanismo del Paleógeno y del Neógeno se presenta en las regiones más occidentales, preferentemente en la costa del Océano Pacífico. Aquí están difundidas las andesitas, sus tobas y otros productos de la actividad volcánica. El vulcanismo del final del terciario y del cuaternario también se inclina hacia el Océano Pacífico, pero el vulcanismo de este período, al parecer, es más intenso y ocupa un área mucho mayor. Este fenómeno del brusco acrecentamiento de la actividad magmática al final del terciario y en el período cuaternario, es característico para la región del eugeosinclinal centroamericano. En este período predomina la efusión de las lavas, principalmente de composición básica.

Es muy probable que un rejuvenecimiento análogo se observe también en la actividad intrusiva. Por ejemplo en las Cordilleras Centrales de Colombia existen grandes intrusiones de granitoides, al parecer, de edad Paleozoico (Carbonífero-Pérmico). En las cordilleras occidentales aparecen intrusiones del Mesozoico

(Cretácico), que cortan el Jurásico y posiblemente parte del Cretácico y en la costa del Océano Pacífico son conocidos los cuerpos dioríticos del Cenozoico que cortan el Paleógeno.

En esta región del eugeosinclinal se encuentran rocas básicas y ultrabásicas del Cretácico Superior (?) que forman cuerpos relativamente pequeños, los cuales se inclinan espacialmente hacia la costa del Océano Pacífico. Es interesante, que las variedades más ácidas de las rocas intrusivas que forman cuerpos pequeños, se encuentran en las partes más interiores de la región del geosinclinal. Este mismo fenómeno se observa en el eugeosinclinal antillano.

El eugeosinclinal centroamericano se descompone en estructuras intrageosinclinales e intrageoanticlinales más pequeñas. Uno de los rasgos característicos de esta región es la presencia de estructuras lineales-alargadas del Paleógeno-Cuaternario. Con tales estructuras se relacionan las depresiones de las regiones de Magdalena y Caico y también la depresión del lago Nicaragua, además esta última tiene ante todo un origen volcánico en tanto que las otras son evidentemente tectónicas. Tanto los volcanes activos como los extinguidos presentan una distribución lineal, los que forman dos cadenas que no coinciden en todo el rumbo. Cadenas de volcanes análogas, lineales y alargadas paralelamente a la costa, se hallan también en las regiones contiguas del Océano Pacífico.

Los plegamientos ocurrieron a fines del Triásico, posiblemente en el Jurásico, antes del Cretácico, a fines del Cretácico, en el Eoceno Medio, Oligoceno Inferior y Mioceno Inferior. Estas discordancias están bien destacadas en toda el área y coinciden con las discordancias que se observan en la región del eugeosinclinal antillano. Algunas diferencias del plano estructural antiguo (al parecer del Paleozoico o quizás Pre-Cámbrico), con el plano estructural de las formaciones del Cenozoico se observa en Honduras, San Salvador y en el sur de Guatemala.

ESTRUCTURAS INTERIORES DEL MAR CARIBE

Las regiones cubiertas por el mar Caribe presentan grandes dificultades para su estudio geológico, ya que a nuestra disposición tenemos solamente los datos sobre la estructura del relieve y los resultados del sondeo sísmico.

Según la totalidad de estos datos se destacan las grandes estructuras morfológicas siguientes:

La cuenca de Yucatán, que es una llanura submarina con una extensión de 700 km y un ancho de 220 km.

El espesor de la corteza terrestre (hasta las capas con velocidades de 8,1 km/seg) en esta región es de 9,0-15,5 km. Aquí faltan las capas con velocidades desde 2,0 hasta 5,5 km/seg, lo que permite suponer una erosión prolongada de esta estructura.

La Cresta de Caimán es la continuación de las montañas de la Sierra Maestra de Cuba y se extiende por 1 500 km con un ancho de hasta 75 km. El espesor de la corteza terrestre bajo la cresta sobrepasa los 20 km. Al parecer en la continuación de la historia meso-cenozoica, la cresta representa una depresión geosinclinal.

La Fosa de Bartlett (depresión de Caimán, depresión de Oriente) tiene un largo de 1 700 km y un ancho de hasta 80 km. El espesor de la corteza terrestre (sin la capa de agua) entre Cuba y Jamaica es de 5,5-11 km y entre Jamaica y Caimán Grande de 4-8 km. La ausencia en algunos lugares de capas con velocidades desde 2,1 hasta 4,6 km/seg y también el pequeño espesor en las otras (hasta 2,61 km), permite suponer que en este período la estructura experimentó una elevación y un arrastre parcial de los sedimentos. Es posible que la fosa esté delimitada de sur a norte por grandes desplazamientos recientes o rejuvenecidos. El aspecto actual ella lo tomó no hace mucho, al parecer en las etapas finales del terciario.

La Cresta de Nicaragua comienza desde Nicaragua en la América Central y continúa hasta la isla de Jamaica. Su ancho oscila desde 690 km al oeste hasta 300 km al este. La longitud de su parte submarina es de 630 km.

Esta estructura geológica es bastante compleja, en su parte occidental, al parecer, predominan rocas muy dislocadas del Pre-Cámbrico y del Paleozoico, las cuales forman el basamento de las depresiones Meso-Cenozoicas del geosinclinal antillano.

En la región de Jamaica se manifiestan potentes sedimentos, fuertemente dislocados, del Mesozoico y Cenozoico.

En el Mesozoico-Cenozoico la parte occidental de la estructura experimentó, principalmente, movimientos ascendentes.

La depresión de Colombia se extiende en un rumbo norte-este. Su largo es de 1 150 km, con

un ancho desde 220 km al sur hasta 100 km al norte. El fondo es plano con muy pocas elevaciones y depresiones. El espesor de la corteza terrestre oscila desde 10,1 hasta 19,2 km y más frecuentemente de 12-17 km. La falta de capas con velocidades desde 4,6 hasta 5,8 km/seg, permite suponer que en este período ocurrió el arrastre de la región. Después ella se convirtió nuevamente en una región de acumulación de sedimentos.

La depresión de Venezuela tiene un contorno casi cuadrado. El largo (este a oeste) es de 800 km y el ancho de 550 km. Su fondo es plano, algo inclinado desde la parte central de la cuenca hacia el norte y el sur. Se encuentran muy raramente algunas elevaciones y fosas. El espesor de la corteza terrestre oscila desde 7,77 km hasta 14,48 km, el orden más frecuente es de 10 km. En muchos lugares de la corteza faltan las capas con velocidades desde 3,32 hasta 5,99 km/seg; al parecer éstas fueron destruidas por la erosión durante la elevación de esta estructura. Las capas con velocidades de 1,70-3,32 km/seg indican que en el último período, probablemente en la era Cenozoica se produjo una acumulación de sedimentos en esta estructura.

La Cresta de Beata que divide la depresión de Venezuela y Colombia, tiene un ancho de 50 km con un largo de 550 km. La construcción de esta estructura (según datos geofísicos) se diferencia poco a la estructura de las depresiones de Colombia y Venezuela. Según el espesor de la corteza terrestre, debajo de ellas ésta es considerablemente mayor (más de 20 km) a causa del aumento de las capas con

velocidades de 6,3 km/seg. El método de los datos sísmicos es extremadamente dificultoso, ya que en las distintas estructuras las velocidades de las ondas sísmicas son diferentes en unas u otras rocas según la edad. Por ejemplo, en Cuba en los sedimentos de las partes superiores del Cretácico Superior se observa una velocidad de 4,17 km/seg y también de 6,39-6,50 km/seg. Las últimas velocidades se consideran frecuentemente características para la capa granítica o incluso basáltica.

CONCLUSIÓN

El ortogeosinclinal antillano, que se estudia junto con el parageosinclinal contiguo a él, del golfo de México, es una región en la cual están concentrados ricos yacimientos de petróleo. Parte de los yacimientos están concentrados en la depresión de avance, cuencas de Barinas-Apure, Este-Venezolano, Trinidad (isla Barbados), Tabasco-Campeche, Salina del Istmo, Veracruz, Tampico-Tuxpan, Burgos y otros yacimientos ubicados en las cuencas terciarias que se encuentran dentro de la región del geosinclinal, como son la cuenca de Magdalena, la de Maracaibo-Falcón, los pequeños yacimientos de Santo Domingo y la Cuenca Central de Cuba.

La presencia en la depresión de avance (Venezuela y México oriental) de grandes yacimientos de petróleo, permite tener cierta confianza de que en la depresión de avance cubana serán encontrados grandes yacimientos de petróleo.

(Manuscrito terminado en julio 1966).

BIBLIOGRAFÍA

- BENAVIDES, G. L., Notas sobre la geología petrolera de México. Simpos. yacim. petrol. gas, XX Congr. Geol. Intern., t. 3, pp. 352-562. 1956.
- BUTTERLIN, J., La constitution geologique et la structure des Antilles. Centre Nat. Rech. Scient, París. 1956.
- Géologie generale et regionale de la République d'Haiti. Inst. Etudes L'Amer. Lat., París. 1960.
- EARDLEY, A. J., Tectonic relations of North and South America. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 38, pp. 707-773. 1954.
- Structural geology of North America, (2nded.), Harper & Row, N.Y. 1962.

- EWING, J. Y., **Geophysical investigations in the Eastern Caribbean, Trinidad Shelf, Tobago Trough, Barbados Ridge, Atlantic Ocean.** Bull. Geol. Soc. America, vol. 68. 1957.
- EWING, M., EWING, J. Y. y WORZELL, J. L., **Sediments and oceanic structural history of the Gulf of Mexico.** Jour. geoph. res., vol. 67, No. 6, pp. 2509-2527. 1962.
- FURRAZOLA-BERMÚDEZ, G., JUDOLEY, C. M. y otros, **Geología de Cuba.** Edit. Cons. Nac. Univ., La Habana. 1964.
- GUERRA PEÑA, F., **Las principales cuencas sedimentarias de la República Dominicana y sus posibilidades petrolíferas.** Simpos. yacim. petrol. gas, XX Congr. Geol. Intern., t. IV, pp. 141-160. 1956.
- MITCHELL, R. C., **A survey of the geology of Puerto Rico.** Univ. Puerto Rico, Agric. Exper. Stat. Techn. Paper. 1954.
- MURRAY, G. E., **Geological occurrence of oil and gas in gulf coastal province of the United States.** Simpos. yacim. petrol. gas, XX Congr. Geol. Intern., t. 3, pp. 235-290. 1956.
- **Geology of the Atlantic and gulf coastal province of North America.** Harper and Brother, N. Y. 1962.
- OFFICER, C. B. y EWING, J. Y. **Geophysical investigations in the eastern Caribbean: Venezuela basin, Antilles island arc and Puerto Rico trench.** Bull. Geol. Soc. América, vol. 68, No. 3. 1957.
- SCHUCHERT, C., **Historical geology of the Antillean-Caribbean region.** John Wiley & Sons Inc., New York. 1935.
- SYKES, L. R. y EWING, M., **The seismicity of the Caribbean region.** Jour. Geophys. Res., vol. 70, No. 20. 1965.
- WEYL, R., **Die Geologie Mittelamerikas.** Berlin-Nikolassee. 1961.
- **Die Palaogeographische Entwicklung des mittelamerikanischen - westindindischen Raumes.** Geol. Runds., B. 54, H.2, pp. 1213-1239. 1965.
- YOUNG, G. A., BELLIZIA, A., et al. **Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos.** Simpos. yacim. petrol. gas, XX Congr. Geol. Intern., t. 4, pp. 161-322. 1956.
- ZANS, V. A., **Geology and mineral deposits of Jamaica.** Geol. Surv. Dept., Kingston Publ. 1953.