

GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DEL CONTACTO ENTRE

LAS PLACAS DEL CARIBE Y AMERICA

DEL SUR (VENEZUELA SEPTENTRIONAL)¹

Francisco Santamaría² y Carlos Schubert³

R E S U M E N

Se estudió la geoquímica y geocronología de las rocas ígneas de las islas venezolanas en la parte sur del Mar Caribe, al norte de Venezuela, en un esfuerzo por examinar la evolución de esa parte de la región caribe desde el punto de vista de la tectónica de placas. La plataforma continental de Venezuela septentrional suprayace a un complejo igneo-metamórfico que aflora en las islas venezolanas. Las rocas metamórficas (antiguas facies de los esquistos verdes inferior a superior) son similares a aquellas en las Montañas del Caribe. Estas rocas fueron intrusionadas por rocas ígneas básicas y graníticas, y rocas volcánicas andesíticas a basálticas durante el tiempo comprendido entre el Cretáceo Temprano y Terciario Temprano.

Geoquímicamente, las rocas ígneas se pueden subdividir en dos series: una serie calc-alcalina, consistente de diorita cuarcífera, granodiorita, trondjemita y granito; y una serie olivínica y tholeíítica oceánica, consistente de gabbro, diabasa, lamprófido y ortoanfibolita. La afinidad calc-alcalina es demostrada por el alto contenido de Al_2O_3 y K_2O y el bajo contenido de MgO y TiO_2 . El contenido de K_2O aumenta en dirección sur, desde las islas venezolanas hacia las Montañas del Caribe. La afinidad tholeíítica es demostrada por la baja relación Fe_2O_3/MgO , contenidos bajos de K_2O y Sr y una alta relación K/Rb . Las determinaciones de edad por K-Ar en estas rocas indican que la serie tholeíítica es la más antigua, confirmando las relaciones de campo, con edades que oscilan entre 114 y 130 m.a. (Cretáceo Temprano). Las edades K-Ar de la serie calc-alcalina oscilan entre 30 y 84 m.a. (Cretáceo Tardío y Oligoceno). Estas edades se interpretan como una intrusión de edad Cretáceo Tardío a Terciario Temprano y un metamorfismo posterior; también apoya la existencia de un evento orogénico Eoceno Tardío a Oligoceno, el cual resultó en la actual configuración estructural de la parte central

¹Traducción de un artículo en inglés aparecido en el Boletín de la Geological Society of America (v. 85, p. 1085-1098, 1974).

²Dept. of Geology, Rice University, Houston, Texas, U.S.A./FONINVES.

³Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), Caracas, Venezuela.

de las Montañas del Caribe¹. Una dacita en el área de Carúpano (Penínsulas de Araya-Paria) arrojó una edad K-Ar de 5 m.a., o sea Plioceno Tardío, lo cual representa la evidencia más joven de actividad ígnea en el norte de Venezuela. La dacita está probablemente relacionada con la provincia volcánica más joven de las Antillas Menores.

Nuestros resultados apoyan la hipótesis de que la Prominencia de Aves representa un arco volcánico inactivo en el presente y anterior al arco de las Antillas Menores.

A B S T R A C T

The geochemistry and geochronology of the igneous rocks from the Venezuelan islands in the southern Caribbean, the Netherlands Leewards Islands, and the Caribbean Mountains¹ of northern Venezuela were studied in an effort to test plate tectonics models for the evolution of that part of the Caribbean region. The continental platform of Venezuela is underlain by an igneous and metamorphic complex that crops out on the Venezuelan islands. The older metamorphic rocks (lower to upper greenschist facies) are similar to those found in the Caribbean Mountains. These rocks were intruded by basic and granitic igneous rocks and andesitic to basaltic volcanic rocks during Early Cretaceous to early Tertiary time.

Geochemically, the igneous rocks can be divided into two suites, a calc-alkaline suite consisting of quartz diorite, granodiorite, trondjemite, and granite; and an olivine and ocean-floor tholeiitic suite consisting of gabbro, diabase, lamprophyre, and orthoamphibolite. The calc-alkaline affinity is shown by high Al₂O₃ and K₂O, and low MgO and TiO₂ contents. The K₂O content increases southward from the Venezuelan islands toward the Caribbean Mountains. The tholeiitic affinity is shown by low Fe₂O₃/MgO ratios, low K₂O and Sr contents, and high K-Rb ratios. K-Ar age determinations on these rocks show that the tholeiitic rock suite is the oldest, which confirms field relations, ranging between 114 m.y. and 130 m.y. (Early Cretaceous). The K-Ar ages of the calc-alkaline rock suite range between 30 m.y. and 84 m.y. (Late Cretaceous to Oligocene). These ages are interpreted to represent a Late Cretaceous-early Tertiary time of intrusion and later metamorphism and also support a late Eocene-Oligocene orogenic event that resulted in the present structural configuration of the central Caribbean Mountains. A dacite in the Carúpano area (Araya-Paria Peninsula) yielded a K-Ar age of 5 m.y., or Late Pliocene, which is the youngest evidence of igneous activity in northern Venezuela. The dacite is possibly related to the younger volcanic province of the Lesser Antilles.

Our data support the hypothesis that the Aves Ridge represents a presently inactive volcanic arc prior to the Lesser Antilles arc.

¹ Nota del Editor: Las Montañas del Caribe a las cuales se refieren los autores son conocidas bajo el nombre geográfico de Cordillera de la Costa y Serranía del Interior.

I N T R O D U C C I O N

Una manera de poner a prueba los modelos de la tectónica de placas es a través del estudio de las rocas ígneas producidas en los límites de las placas. Dewey y Bird (1970) y Hamilton (1969, 1970), por ejemplo, reconstruyeron la historia geológica del orógeno de los Apalaches, al este de los Estados Unidos de Norteamérica y de los Montes Urales, usando la teoría de la tectónica de placas. Los tres tipos básicos de relaciones de límite de placa-límite--corteza oceánica arco de islas, corteza oceánica-continente, y continente-continente--producen tres tipos diferentes de productos ígneos, los cuales son estudiados en situaciones modernas; sin embargo, nuestros conocimientos actuales son aún imperfectos (ver, por ejemplo, Gilluly, 1971). Los restos de estos productos ígneos se pueden reconocer en cinturones orogénicos y ofrecen así una manera de decifrar las relaciones interplacas pasadas. El fracturamiento produce rocas ígneas semejantes a las de las prominencias oceánicas; la subducción (o infracorrimiento) produce una variación geoquímica característica en las rocas a través de un arco, de tal forma que la dirección de buzamiento, o polaridad, de la zona de subducción puede determinarse (Dickinson, 1970). Las placas limitadas por zonas de transformación (transform faults) no han sido caracterizadas aún por una serie particular de rocas ígneas; en efecto, este estudio contribuye algunos datos sobre este problema.

A través del estudio de la geoquímica y geocronología de las rocas ígneas de las Montañas del Caribe y las islas frente a la costa venezolana (Fig. 1), hemos puesto a prueba varios modelos basados en la tectónica de placas para el norte de Venezuela y las islas. Varios modelos han sido propuestos para explicar la evolución de la Placa del Caribe y sus relaciones con la Placa Suramericana, en particular desde el nacimiento de los conceptos de la tectónica de placas (Carey, 1958, North, 1965; Molnar y Sykes, 1969; Stainforth, 1969; Bell, 1971, 1972; Freeland y Dietz, 1971; Meyerhoff y Meyerhoff, 1972; y Malfait y Dinkelman, 1972, entre otros). En particular, hemos buscado pruebas de subducción durante el Mesozoico Tardío al Terciario Temprano (Stainforth, 1969; Bell, 1972; Malfait y Dinkelman, 1972). Se presentan nuevos datos sobre el problema de las series de rocas ígneas generadas durante el período de movimiento transcurrente (de transformación) a lo largo del límite entre las placas desde el Terciario Medio al Holoceno.

Las islas del Caribe sur, incluyendo las islas holandesas de sotavento y las Dependencias Federales de Venezuela, están situadas entre 63° 02' y 70° 55' de longitud oeste y entre 80 y 150 km al norte de la costa venezolana (Fig. 1). Las principales islas o archipiélagos que se incluyen en este estudio son Los Monjes, Aruba, Curazao, Los Roques (en particular Gran Roque), La Orchila, La Blanquilla, Los Hermanos, Margarita, Los Frailes y Los Testigos. Además, se incluyen partes de la península de Paraguaná, la parte central de las Montañas del Caribe y la península de Paria. La geología de las islas venezolanas se resume (Schubert y Moticska, 1972, 1973). Basados en la distribución de elementos mayoritarios y elementos trazas, y edades ⁴⁰K - ⁴⁰Ar de las rocas ígneas intrusivas en estas islas e islas y regiones adyacentes, tratamos de interpretar el origen y los mecanismos de diferenciación de estas rocas, y su relación original con rocas similares en las Montañas del Caribe. En base a los resultados analíticos se buscó una explicación a la presencia y distribución de las rocas intrusivas y los rasgos

tectónicos principales del borde sur del Mar Caribe.

RESUMEN DE LA GEOLOGIA

El archipiélago de Los Monjes (Fig. 1) consiste de ortoanfibolita que

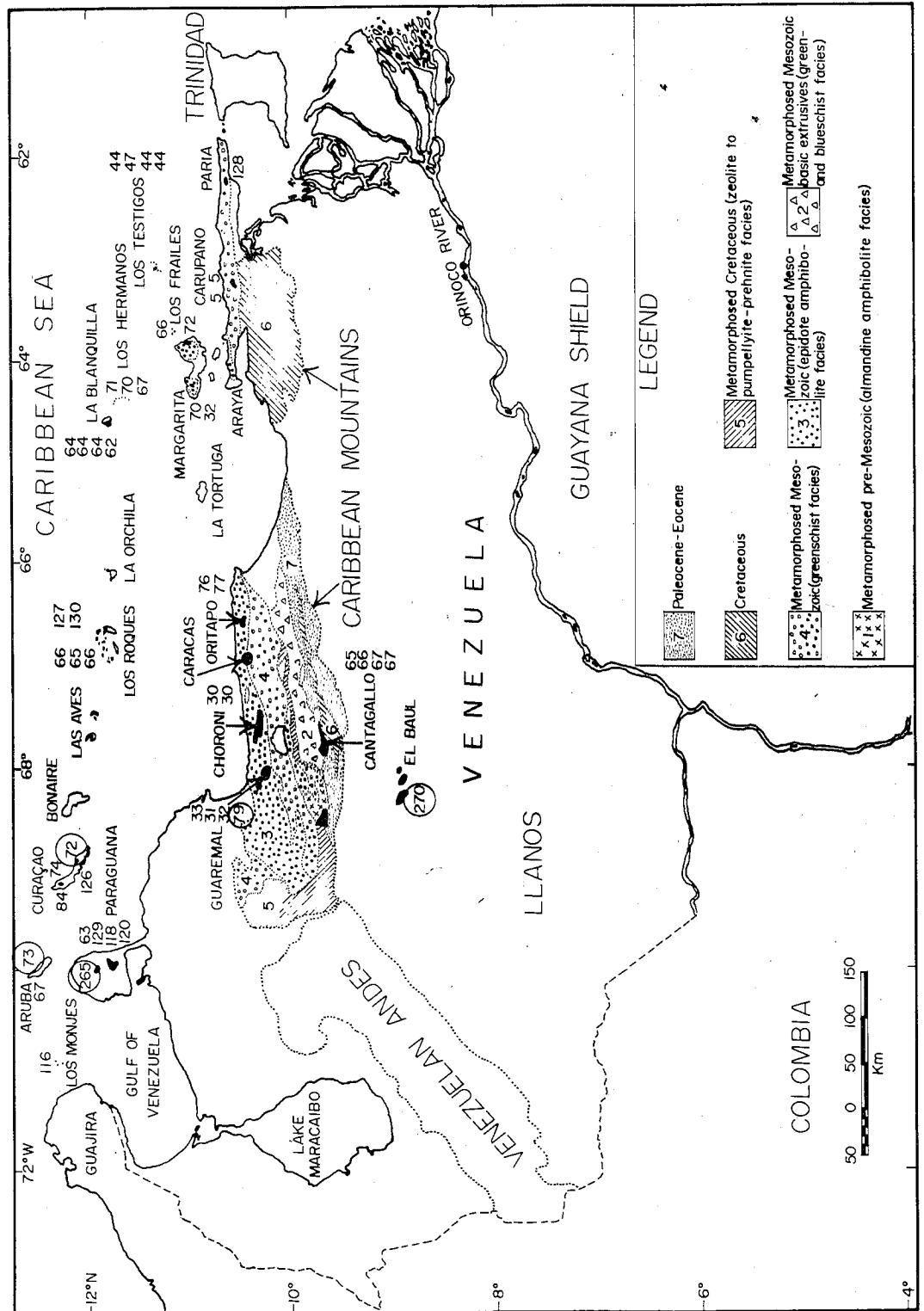


Figura 1. Mapa índice mostrando las localidades estudiadas, la geología general de las Montañas del Caribe (Bellizzi y otros, 1969) y la geocronología K-Ar de las islas (en millones de años).

representa un basalto, dolerita o grabro metamorfizado, con un bajo contenido de potasio (Bellizzia y otros, 1969, p. 227-228). En la parte central de la península de Paraguaná (Feo Codecido, 1971) aflora un complejo ígneo-metamórfico, el cual consiste de esquistos y gneiss cuarzo-feldespáttico, posiblemente de edad pre-devónica. Este complejo fue intrusivado por un plutón granítico, el cual arrojó una edad U-Pb de 262 y 265 m.a. Pérmico). Estas rocas están cubiertas discordantemente por, o están en contacto de falla con, una unidad metasedimentaria consistente en pizarra y caliza, pizarra y cuarcita, y un conglomerado basal y arcosa. La parte inferior de esta secuencia contenía fósiles de amonites, los cuales son probablemente de edad Jurásica Media a Tardía (MacDonald, 1968). Un complejo zonado máfico y ultramáfico y un complejo basáltico tholeítico estratificado aflora en la parte nor-central de la península (Bellizzia y Arozena, 1972). El primero consiste de dunita con lentes cloríticos, harzburgita-lherzolita, piroxenita olivínica y una masa intrusiva marginal de gabro piroxénico-hornbléndico, el cual separa el complejo ultramáfico del complejo basáltico tholeítico.

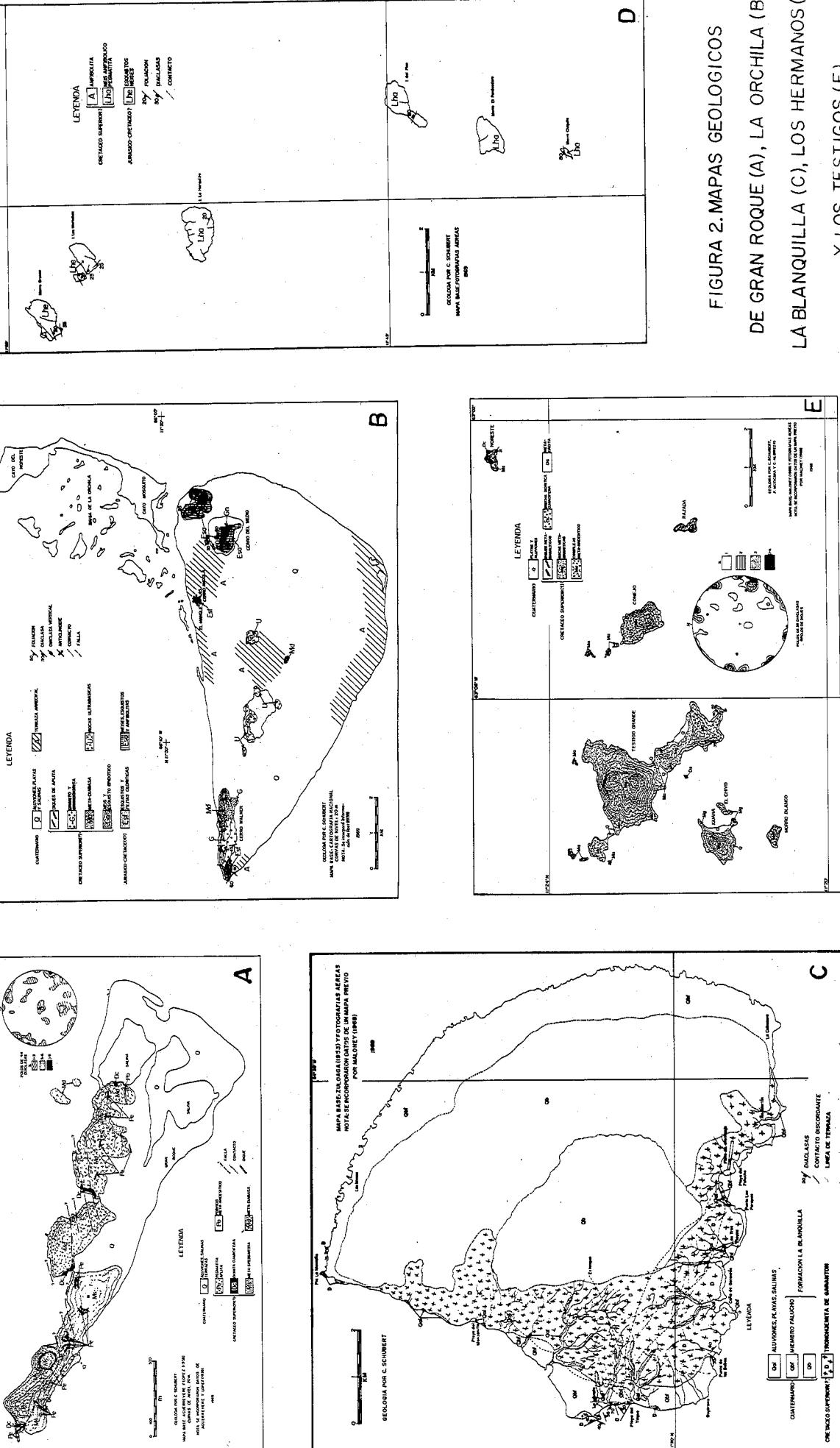
Las islas holandesas de sotavento están situadas en un alto estructural orientado en dirección este-oeste, caracterizado por una anomalía gravimétrica positiva y limitado al norte y al sur por cuencas sedimentarias; la cuenca septentrional, la Fosa de Los Roques, está caracterizada por una anomalía gravimétrica altamente negativa (Lagaay, 1969). Westermann (1932) describió tres unidades litológicas principales en Aruba, las cuales son (de antigua a jóven): un complejo volcánico de esquisto-toba diabásico de probable edad Cretácea; un batolito de diorita cuarcífera Cretáceo-Tardío y Terciario Temprano (fechado como Campaniense por Priem y otros, 1966), consistente de diorita cuarcífera, granodiorita "hooibergita" (Westermann, 1922) y rocas gabrodes, las cuales intrusionaron la unidad anterior; y una caliza y una unidad detritica Cuaternaria. La geología de Curazao fue descrita recientemente por Beets (1972). Las siguientes unidades de rocas afloran allí (de más antigua a más jóven): 1. La Formación Lavas de Curazao, de edad Cretáceo Superior Temprano (?), consistente de lavas basálticas submarinas; 2. El Grupo Knip, de edad Senoniana Tardío, la cual suprayace discordantemente a la unidad anterior y consistente de sedimentos siliceos, turbiditas, brechas de deslizamiento y cantidades subordinadas de tobas andesíticas; y lentes calcáreas con rudistas y (o) foraminíferos orbitoideos en el contacto entre la Formación Lavas de Curacao y el Grupo Knip; y 3. La Formación Midden Curacao de edad Daniense, una secuencia de turbiditas, conglomerados de deslizamiento y lutitas, la cual suprayace discordantemente (?) al Grupo Knip. Todas estas rocas fueron plegadas, metamorfizadas a la facies zeolítica del metamorfismo regional, e intrusionadas por algunos diques y sills del Daniense al Eoceno Medio. Varias terrazas calcáreas coralinas cuaternarias afloran en Curacao, las cuales fueron descritas por Alexander (1961) y de Buissonje (1974 y 1974). Las rocas más antiguas en Bonaire son lavas y tobas diabásicas y porfíricas, de probable edad cretácea, con intercalaciones de chert y caliza (Pijpers, 1933), las cuales se denominan Formación Washikemba. Son comunes los diques, sills y pequeños cuerpos intrusivos de lava porfírica, diorita y diabasa. Esta formación está cubierta discordantemente por la Formación Rincón, la cual consiste de caliza, caliza conglomerática (conteniendo guijarros de granodiorite y aplita) de edad Cretáceo. Un conglomerado algo más joven, de composición similar, se denomina Formación Soebi Blanco. Finalmente, se encuentran calizas del Eoceno Tardío y Cuaternario.

Un complejo ígneo y metamórfico aflora en las islas venezolanas de Gran Roque, La Orchila, La Blanquilla, Los Hermanos, Los Frailes y Los Testigos (Sievers, 1898; Rutten, 1931, 1940; Aguerrevere y López, 1938; Rost, 1938; Zuloaga, 1953; Maloney, 1971; Moticska, 1972; y Schubert y Moticska, 1972, 1973). La Figura 2 muestra mapas geológicos de estas islas.

Las rocas más antiguas de estas islas, consistentes de esquistos y filitas cloríticas, anfibolita cuarzosa-epidótica-granatífera, gneiss hornbléndico y gneiss y esquistos micáceos-epidóticos afloran en La Orchila. Allí forman un amplio anticlinoide en la parte oriental de la isla; pequeños afloramientos también se encuentran en la parte occidental de la isla. Estas rocas metamórficas fueron intrusionadas por diabasa, rocas graníticas y granodioríticas, y diques de pegmatita y aplita. Las zonas de contacto entre todas estas rocas están bien expuestas y muestran rasgos típicos de metamorfismo de contacto, tales como coccimiento y alteración inclusiones de roca caja y apófisis graníticas. Todas estas rocas fueron metamorfizadas a la zona clorítica del metamorfismo regional excepto las rocas caja metamórficas cuyo metamorfismo, previo a las intrusiones ígneas, llegó a la facies de transición entre los esquistos verdes y anfibolita (Turner, 1968), caracterizado por la presencia de almandino. Este último grado de metamorfismo es similar al metamorfismo de las Montañas del Caribe del norte de Venezuela. En las colinas bajas y aisladas en la parte norte-central de La Orchila afloran peridotita y serpentinita. Su relación con el complejo ígneo-metamórfico no se conoce bien, pero se sospecha que son intrusivas.

Las rocas ígneas intrusivas están bien expuestas en todas las demás islas venezolanas. En Gran Roque aflora una metadiabasa de grano fino en los cerros oriental y central. El cerro occidental consiste de metalamprófido (metaspessartita) de grano grueso. Estas rocas ígneas básicas fueron intrusionadas por una diorita cuarcífera de grano grueso, la cual aflora endiques y cuerpos pequeños e irregulares en todos los tres cerros. Los rasgos intrusivos típicamente incluyen apófisis de diorita cuarcífera e inclusión de rocas caja alteradas. Todas estas rocas fueron intrusionadas por numerosos diques y vetas de aplita y pegmatita. En La Blanquilla aflora un plutón relativamente grande (13 km^2) de trondjemita, definido como Granodiorita de Garantón por Maloney (1971) y como Trondjemita de Garantón por Schubert y Moticska (1973). En una roca de grano grueso; hacia la parte noroeste de la isla grada hacia una roca tonalítica más oscura. Este plutón fue intrusionado por numerosos diques y vetas pegmatíticas; numerosas inclusiones orientadas de anfibolita afloran en la zona tonalítica lo cual indica flujo dentro del plutón antes de la cristalización final y una cercanía relativa al contacto con la roca caja. En los Hermanos (situados aproximadamente 14 km al sureste de La Blanquilla) afloran gneiss hornbléndico, esquistos biotítico-epidótico, anfibolita, epidosita y numerosos diques y vetas intrusivos de pegmatita, consistentes de pertita cuarcífera y plagioclase, con algunos cristales grandes de hornblenda. Estas rocas probablemente representan la roca caja de la Trondjemita de Garantón.

En Los Frailes afloran basaltos tholeííticos extrusivos equivalentes a los intrusiones porfíricos de estas y diabasa metamorfizada a la facies de pumpellyita-prehnite-cuarzo (Moticska, 1972). Las rocas expuestas en el archipiélago de Los Testigos consisten principalmente de un complejo volcánico metaandesítico (andesita, toba andesítica, lava andesítica y rocas similares) el



cual fue intrusionado por un plutón metagranítico consistente de monzogabro, monzodiorita y diorita cuarcífera. El carácter intrusivo está demostrado por la presencia de inclusiones alteradas y numerosas apófisis intrusionando la roca caja (andesita). Las rocas volcánicas de Los Testigos están probablemente relacionadas con las rocas de Los Frailes, mencionadas arriba, y la isla de Margarita (Hess and Maxwell, 1949; González de Juana, 1968).

La geología y la tectónica de la parte central de las Montañas del Caribe han sido descritas por numerosos autores asociados con el Proyecto de Investigaciones en el Caribe de La Universidad de Princeton (Hess, 1966), en cooperación con el Ministerio de Minas e Hidrocarburos y cuyos resultados han sido publicados en el Boletín de Geología desde 1951 (v.1). Las referencias más importantes se hallan en Ministerio de Minas e Hidrocarburos (1970). La parte oriental de las Montañas del Caribe (península de Araya y Paria), incluyendo la isla de Margarita, consisten de una secuencia de rocas metasedimentarias y metavolcánicas serpentinitas y rocas ígneas máficas, y rocas intrusivas graníticas (Taylor, 1960; Metz, 1968; Schubert, 1971; González de Juana y Vignalí, 1972; González de Juana y otros, 1972; Marsch, 1972; y Seijas, 1972). El grado de metamorfismo regional aumenta desde el sureste (península de Paria) al noroeste (isla de Margarita), graduando desde la parte baja de la facies de los esquistos verdes hasta la facies de eclogita. Un mapa geológico sinóptico generalizado de las Montañas del Caribe se muestra en la Figura 1.

La edad del complejo ígneo-metamórfico que alofra en las islas venezolanas ha sido inferida hasta el presente por sus relaciones con rocas similares en regiones adyacentes (Rutten, 1939) y de algunas determinaciones radiométricas. Priem y otros (1966) obtuvieron una edad K-Ar y Rb-Sr Campaniense (71 a 75 m.a.) para el batolito de diorita cuarcífera de Aruba, el cual es similar en composición y situación geológica a las intrusiones graníticas de las islas venezolanas. Peter (1972) dragó una muestra de granodiorita de la pendiente occidental de un risco submarino al suroeste de La Blanquilla, la cual arrojó una edad K-Ar de 81 m.a. Los datos radiométricos de varias fuentes listados por Martín-Bellizzia (1968) indican edades aproximadamente iguales para rocas graníticas de la isla de Margarita y las Montañas del Caribe. Estas evidencias, además de las similitudes litológicas y metamórficas entre las rocas de las islas venezolanas y las Montañas del Caribe, sugieren que la edad de estas rocas es probablemente Cretácea Tardía. Los fósiles hallados en el Grupo Caracas (Wolcott, 1943; Dusenbury y Wolcott, 1949, Dengo, 1953; Urbani, 1969; Asuaje, 1972), probablemente equivalente en parte con el basamento metamórfico de las islas venezolanas, indican una edad cretácea, y probablemente jurásica para estas rocas. En la Cordillera Septentrional de Trinidad (continuación oriental de las Montañas del Caribe) se han hallado fósiles del Jurásico Tardío y Cretáceo en rocas metamórficas (Sutter, 1951-1952). González de Juana y otros (1965, 1972) mencionaron fósiles de posible edad Barremiense a Aptiense en rocas de bajo grado metamórfico de la península de Paria. En este informe se hace un estudio geocronológico detallado de las rocas ígneas de las islas venezolanas y las Montañas del Caribe, el cual sugiere que las rocas ígneas máficas (tholeíticas) son de edad Cretácea Temprano y las rocas ígneas félsicas (calc-alcalinas) son de edad Cretácea Tardío a Paleoceno Temprano.

En la mayoría de las islas venezolanas se encuentran depósitos cuaternarios. En Gran Roque, La Orchila, La Blanquilla y Los Testigos se hallaron

depósitos de gravas y rocas de playa elevados a diferentes elevaciones (hasta 10 m) sobre el nivel del mar. En La Orchila forma una terraza calcárea entre 1 y 3 m sobre el nivel del mar, la cual fue objeto de un estudio estratigráfico y geocronológico recientemente (Schubert y Valastro, en preparación). Dos terrazas calcáreas coralinas, a 7 y 30 m sobre el nivel del mar, afloran en La Blanquilla. Estas fueron descritas y denominadas formación La Blanquilla por Maloney (1971). Su edad es Pleistoceno a Holoceno (Zuloaga, 1953).

ANALISIS DE ELEMENTOS MAYORITARIOS Y ELEMENTOS TRAZAS

Los análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas se realizaron por fluorescencia de rayos-X excepto para el sodio, el cual se determinó por espectrofotometría de absorción atómica. Los resultados de estos análisis se muestran en la Tabla 1 y se representan gráficamente en los diagramas de variación contra $(1/3 \text{Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$ (Fig. 3, 4).

Las tendencias de las variaciones químicas son similares a aquellas definidas para otras series de rocas calc-alcalinas (Nockolds y Allen, 1953), con la excepción de las rocas máficas de la península de Paraguaná (gabros), el archipiélago de Los Monjes (ortoanfibolita), Curazao (dolerita) y Gran Roque (lamprófido y diabasa). Estas son semejantes a tholeíitas olivínicas, particularmente las rocas de Los Monjes, las cuales contienen tholeíitas abiales. Estas rocas se tratarán en forma separada del resto de las series de rocas calc-alcalinas. La Figura 5 resume la relación $\text{FeO}-\text{MgO}$ ($\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}$) de las rocas y muestra las afinidades calc-alcalinas y tholeíticas de ellas.

Serie Calc-Alcalina

Las evidencias de la afinidad calc-alcalina de la mayoría de las rocas son los contenidos generalmente altos de Al_2O_3 , y de K_2O (con excepciones importantes); y bajos de MgO y de TiO_2 . El silicio muestra un aumento progresivo hacia tipos más félsicos; en cambio, titanio, hierro, calcio y magnesio decrecen en la misma dirección, lo cual es normal en rocas calc-alcalinas. El aluminio varía especialmente en las rocas más máficas; la diorita cuarcífera (GR-132) y la granodiorita (GR-131) de Gran Roque son más ricas en aluminio que rocas similares de La Blanquilla (serie LB) y Los Testigos (serie LT). Una disminución en contenido de aluminio se observa desde los gabros a las granodioritas intermedias y a los granitos. El valor promedio de aluminio en diorita cuarcífera (16,2% alúmina) es más bajo que aquel hallado en rocas comparables de otras series calc-alcalinas (17,2% en diorita cuarcífera de Alaska sur-central y 16,7% en tonalitas del batolito de California sur), mientras que en las granodioritas (15,5% alúmina) este valor es similar al encontrado en Alaska sur-central (15,4% alúmina; Reed y Lanphere, 1969) y las Antillas orientales (15,8% alúmina; Donnelly y otros, 1971).

El sodio disminuye a medida que las rocas se vuelven más félsicas y llega a un máximo menor en rocas intermedias de la serie gabbro-granito (Fig. 4). El granito sódico de la isla de Margarita (IM-120 e IM-121) es una excepción en la cual el contenido sódico es anormalmente alto.

Los valores de potasio están algo dispersos cuando se representa gráficamente las rocas máficas junto con las demás (Fig. 4), y se observa un

TABLA 1. ANALISIS QUIMICO DE LA SERIE CALC-ALCALINA

A. Elementos Mayoritarios (%)

	CC-100	CC-101	CC-102	CC-103	CC-104	CC-105	CC-106	SI-107	SI-108	SI-109	SI-110
SiO ₂	76.28	75.22	73.65	76.29	75.05	56.60	64.59	51.20	50.20	50.38	50.88
Al ₂ O ₃	13.17	13.50	13.96	12.50	13.35	18.33	15.56	18.60	19.10	19.18	18.94
Fe ₂ O ₃	1.77	3.43	2.21	1.78	1.62	7.63	6.85	10.19	10.49	10.14	9.82
TiO ₂	0.12	0.39	0.29	0.21	0.19	1.58	0.89	0.86	0.92	1.05	0.84
MnO	0.03	0.05	0.05	0.07	0.08	0.15	0.12	0.21	0.22	0.19	0.21
K ₂ O	3.64	1.78	5.10	3.75	3.71	1.07	1.92	0.45	0.28	1.07	0.83
Na ₂ O	4.46	2.76	2.72	3.98	4.63	5.87	2.81	2.68	2.17	3.50	3.42
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.06	2.01	1.29	3.12	1.20	1.63
CaO	n.d.	1.04	0.79	0.94	0.99	6.95	4.22	10.16	11.03	10.11	9.98
L.O.I.	0.35	1.0	0.92	0.50	0.47	0.36	0.90	3.70	2.05	2.59	2.79
Sum	99.82	99.16	99.69	100.01	100.13	99.68	99.87	99.34	99.58	99.41	99.34
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	+14.9	+12.5	+15.1	+14.3	14.1	+4.1	+7.5	+0.3	-1.7	+0.8	+0.5
Fet/Fet+Mg	-	-	-	-	-	0.89	0.80	0.90	0.80	0.91	0.88

B. Elementos Trazas (ppm)

	CC-100	CC-101	CC-102	CC-103	CC-104	CC-105	CC-106	SI-107	SI-108	SI-109	SI-110
Cr	13	13	11	13	13	14	14	16	19	16	18
Sr	40	145	98	79	80	416	233	285	485	428	264
Zn	15	26	26	17	11	47	69	104	88	112	86
Cu	37	37	34	23	25	51	28	127	129	167	101
Ni	27	30	30	29	28	43	38	60	71	63	62
Rb	89	49	105	80	83	20	32	4	2	7	6
Th	14.6	12.7	19.4	15.8	13.9	2.3	8.9	0.3	0.2	0.6	0.6
U	3.2	2.4	7.4	3	4.5	0.8	3.2	0.7	0.5	0.6	0.5
K/Rb	339	302	403	389	371	445	497	925	1150	1271	1150
Sr x 10 ² /Ca	-	1.96	1.75	1.18	1.13	0.71	0.77	0.39	0.62	0.59	0.37

Localización de las muestras (Figura 1): CC-100 a CC-102 = Granito de Guaremal, Montañas del Caribe; CC-103 a CC-104 = Granito de Choroní, Montañas del Caribe; CC-105 y CC-106 = Diorita de Orituco, Montañas del Caribe; SI-107 a SI-110 = gabro metamórfizado de Cantagallo, Montañas del Caribe; PP-113 = andesita,

Sr x 10² = Sr / Ca x 10² = 0.01399

TABLA 1. (Continuación)

A. Elementos Mayoritarios (%)

	PP-113	PA-117	PA-118	IM-120	IM-121	IM-122	AR-123	AR-124	CU-125	CU-126	GR-129
SiO ₂	59.84	72.41	70.80	70.88	70.30	73.19	63.81	67.43	63.46	61.50	73.08
Al ₂ O ₃	17.14	13.24	12.99	15.87	16.04	15.15	17.06	16.43	16.27	15.82	14.86
Fe ₂ O ₃	7.88	2.18	1.67	2.47	2.09	0.65	5.91	4.32	4.60	5.07	0.69
TiO ₂	0.93	0.36	0.43	0.45	0.28	0.05	0.46	0.34	0.54	0.62	0.05
MnO	0.13	0.06	0.05	0.03	0.04	0.01	0.14	0.14	0.10	0.10	0.003
K ₂ O	0.92	5.69	5.45	0.48	0.87	4.60	0.58	0.64	1.06	1.19	1.0
Na ₂ O	3.63	0.96	2.02	6.03	5.89	4.06	3.73	4.00	3.75	4.07	4.76
MgO	1.32	0.68	1.05	n.d.	n.d.	n.d.	1.62	1.18	2.52	3.29	n.d.
CaO	6.35	1.59	1.84	2.34	2.79	1.10	5.95	4.48	4.74	5.09	0.30
L.O.I.	1.84	2.78	3.66	0.83	0.85	0.34	0.47	1.13	2.58	2.54	4.71
Sum	99.98	99.95	99.96	99.38	99.15	99.15	99.73	100.09	99.62	99.29	99.45
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	+4.8	+14.4	+13.6	+9.8	+9.7	+14.4	+5.2	+7.1	+5.9	+5.0	+12.0
Fet/Fet+Mg	0.87	0.76	0.65	-	-	-	0.81	0.81	0.68	0.64	-

B. Elementos Trazas (ppm)

	PP-113	PA-117	PA-118	IM-120	IM-121	IM-122	AR-123	AR-124	CU-125	CU-126	GR-129
Cr	14	11	18	16	14	19	15	13	16	18	15
Sr	379	151	187	570	564	96	325	295	633	545	218
Zn	89	12	52	14	26	9	75	47	73	75	46
Cu	42	37	40	31	27	23	51	34	65	55	48
Ni	77	32	22	24	27	10	36	16	78	95	14
Rb	17	253	223	16	20	153	10	13	18	23	36
Th	5.5	27.1	23.5	0.8	1.7	3.6	1.2	1.4	3.0	3.0	n.d.
U	2.3	11	7.0	0.4	0.7	1.3	n.d.	0.4	1.0	1.1	n.d.
K/Rb	447	187	203	250	360	239	480	408	489	430	231
Sr x 10 ² /Ca	0.84	1.32	1.43	3.41	2.83	1.22	0.76	0.98	1.87	1.25	1.04

Península de Paraguaná; PA-117 y PA-118 = dacita, área de Carúpano; IM-120 = Granito de Matasiete, isla de Margarita; IM-121 e IM-122 = trondhjemita y pegmatita, isla de Margarita occidental; AR-123 y AR-124 = diorita cuarcífera de Aruba; CU-125 y CU-126 = traquianandesita, noroeste de Curazao; GR-129 = dique de

TABLA 1. (Continuación)

A. Elementos Mayoritarios (%)

	GR-131	GR-132	LH-133	LH-134	LH-135	LT-136	LT-137	LT-138	LT-139	LB-140	LB-141
SiO ₂	64.6	63.13	56.61	50.67	54.56	65.70	60.12	65.44	62.04	70.75	67.96
Al ₂ O ₃	16.35	16.77	16.73	14.92	18.78	15.03	16.12	15.01	15.58	14.08	14.70
Fe ₂ O ₃	5.01	5.43	10.15	12.08	10.22	5.17	7.89	5.08	7.14	4.38	4.78
TiO ₂	0.47	0.66	0.83	0.91	0.67	0.66	0.94	0.65	0.68	0.35	0.44
MnO	0.09	0.11	0.23	0.26	0.14	0.08	0.18	0.08	0.09	0.12	0.13
K ₂ O	1.74	0.51	0.20	0.17	0.17	0.60	1.18	1.16	1.83	1.18	0.94
Na ₂ O	2.82	2.91	3.40	1.68	3.98	4.14	4.10	3.81	3.92	3.40	3.13
MgO	1.84	2.63	2.40	6.16	2.15	1.22	2.37	1.39	1.88	1.16	2.09
CaO	5.37	6.51	8.21	12.42	8.49	6.17	6.16	6.00	5.21	4.59	5.56
L.O.I.	0.95	1.75	0.93	0.67	0.49	0.85	1.19	0.76	1.59	0.37	0.39
Sum	99.24	100.41	99.69	99.94	99.63	99.62	100.25	99.38	99.96	100.38	100.11
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	+6.6	-4.0	+1.7	-4.6	+1.3	+5.6	+4.5	+6.0	+6.3	+8.0	+6.1
Fet/Fet+Mg	0.76	0.71	0.83	0.70	0.85	0.83	0.79	0.81	0.82	0.81	0.73

B. Elementos Trazas (ppm)

	GR-131	GR-132	LH-133	LH-134	LH-135	LT-136	LT-137	LT-138	LT-139	LB-140	LB-141
Cr	23	20	15	25	14	16	17	14	16	14	14
Sr	145	200	304	316	309	182	257	206	223	145	167
Zn	63	73	83	104	61	57	60	47	50	30	45
Cu	49	45	51	129	53	33	39	36	36	38	42
Ni	36	45	30	116	27	26	36	29	38	11	9
Rb	40	10	n.d.	n.d.	n.d.	8	12	13	21	20	17
Th	4.03	0.48	0.6	n.d.	n.d.	10.8	9.2	10.5	11.5	1.5	2.0
U	2.31	1.22	n.d.	0.2	0.2	7.0	2.3	7.5	5.7	0.7	0.9
K/Rb	360	420	-	-	-	625	817	738	724	490	459
Sr x 10 ² /Ca	0.38	0.43	0.52	0.36	0.51	0.41	0.58	0.48	0.60	0.44	0.42

pegmatita, Gran Roque; GR-131 y GR-132 = diorita cuarcífera, Gran Roque; LH-133 a LH-135 = néis hornblén-dica, archipiélago de Los Hermanos; LT-136 a LT-139 = rocas metagraníticas, archipiélago de Los Testigos; LB-140, LB-141 y LB-143 = Trondjemita de Garantón, La Blanquilla; LB-142 = pegmatita, La Blanquilla;

TABLA 1. (Continuación)

A. Elementos Mayoritarios (%)

	LB-142	LB-143	LF-144
SiO ₂	76.66	70.13	59.13
Al ₂ O ₃	13.30	16.16	14.96
Fe ₂ O ₃	0.97	3.09	9.97
TiO ₂	0.04	0.22	1.17
MnO	0.05	0.04	0.27
K ₂ O	3.75	0.88	1.29
Na ₂ O	3.83	4.78	3.84
MgO	n.d.	1.20	1.65
CaO	0.85	3.79	6.10
L.O.I.	0.26	0.30	2.11
Sum	99.71	100.59	100.59
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	+14.4	+8.2	+5.0
Fet/Fet+Mg	0.68	0.75	0.88

B. Elementos Trazas (ppm)

	LB-142	LB-143	LF-144
Cr	9	11	15
Sr	46	191	325
Zn	9	38	107
Cu	20	34	99
Ni	9	12	32
Rb	92	15	12
Th	32.1	2.0	2.1
U	4.2	0.9	0.5
K/Rb	338	487	891
Sr x 10 ² /Ca	0.75	0.70	0.75

LF-144 = diabasa, Los Frailes.

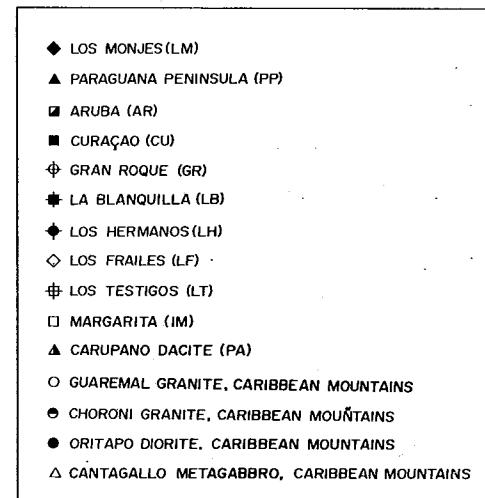


Figura 3. Clave para los símbolos de las Figuras 4 a 12.

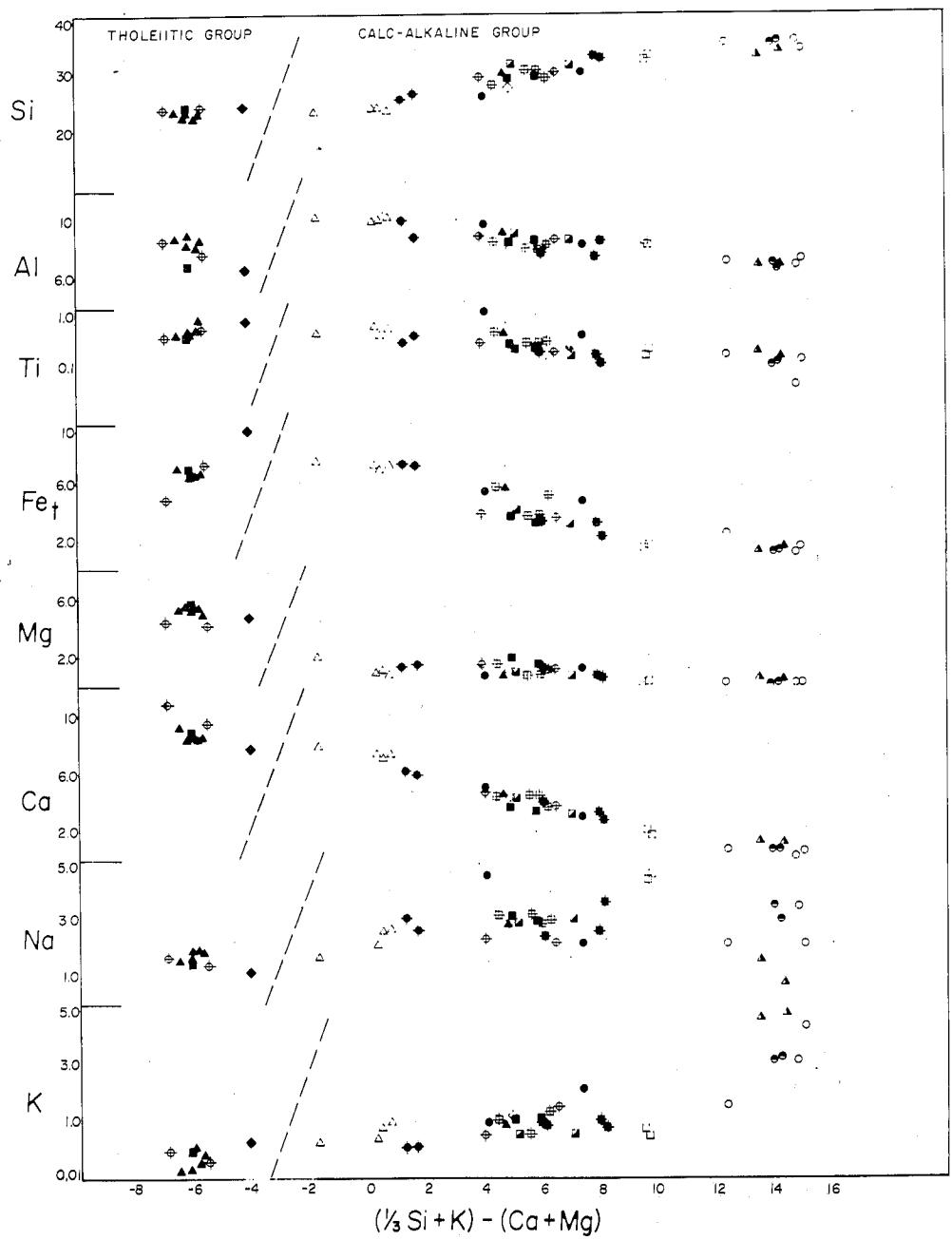


Figura 4. Diagrama de variación de elementos mayoritarios (%) en las series calc-alcalina y tholeíitica (ver Fig. 3 para el significado de los símbolos).

aumento claro solamente en los tipos más félscicos de la serie. Especialmente, la serie plutónica de las islas meridionales del Caribe, tiene contenidos menores de potasio que la serie plutónica de las Montañas del Caribe del norte de Venezuela. Una comparación de las curvas de los diagramas Harker de variación (K_2O y SiO_2) entre la serie plutónica de las islas meridionales del Caribe y el plutón de las Islas Vírgenes (Longshore, 1966) se muestra en la Figura 6.

La relación entre los valores de K_2O a 65% de SiO_2 (usando la línea de

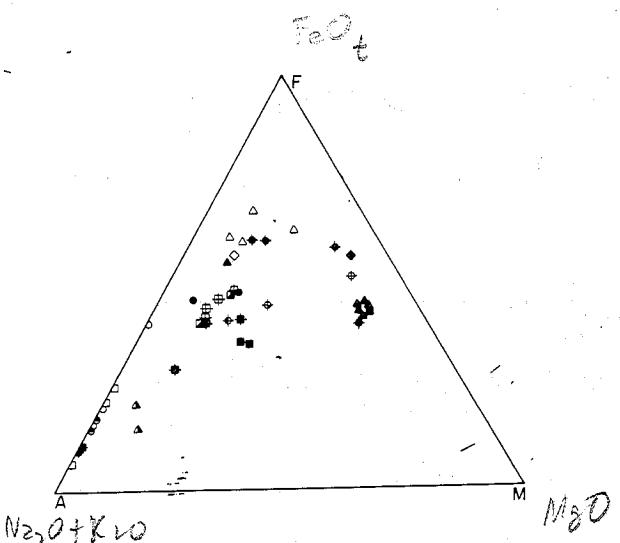


Figura 5. Diagrama $FeO-MgO-(Na_2O+K_2O)$ mostrando las afinidades calc-alcalinas y tholeíticas (ver Fig. 3 para significado de los símbolos).

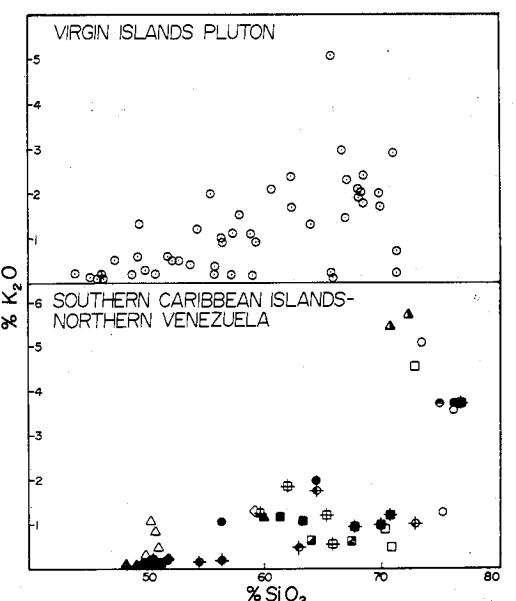


Figura 6. Curvas del diagrama de variación Harker (K_2O contra SiO_2) para el plutón de las Islas Vírgenes y plutones de las islas del Caribe sur - Venezuela norte (ver Fig. 3 para significado de los símbolos).

mejor ajuste a través de cada serie) varía ampliamente: plutón de las Islas Vírgenes, 1,5; islas meridionales del Caribe, 1,1. Los valores a 60% de SiO_2 son 1,0 y 0,8, respectivamente. Los plutones caribes tienen deficiencias en los miembros más silíceos de la serie (muy pocos contienen más del 70% de SiO_2), pero el plutón de las Islas Vírgenes es algo bajo en K_2O y la serie plutónica del Caribe meridional es claramente bajo en K_2O . La misma comparación se puede hacer con el bien estudiado batolito de California Sur (Larsen, 1948) y con otras rocas plutónicas del Caribe oriental (Donnelly y otros, 1971) de edad similar.

En relación $Fe_t/(Fe_t + Mg)$ aumenta hacia los tipos más félscicos de la serie lo cual es una tendencia normal (Fig. 7). Sin embargo, esta relación no muestra mucha variación en las rocas intermedias de la serie.

Cr , Ni , Cu y Zn se representan gráficamente contra $(1/3 Si + K) - (Ca + Mg)$ en la Figura 8. El contenido de estos elementos muestra una disminución progresiva hacia el extremo félscico de la serie, mientras que el Rb (ver Tabla 1) aumenta marcadamente en la misma dirección, tal como se observa comúnmente en una serie de diferenciación. Los contenidos de estos elementos (con la excepción del Rb) son comparables con aquellos obtenidos por Nockolds y Allen (1953) para rocas de otras series calc-alcalinas.

Las relaciones K/Rb (Tabla 1 y Fig. 9) de los gabros (promedio de 860 ppm) son más altas que aquellas de las dioritas cuarcíferas (promedio de 590 ppm) y granodioritas (promedio de 440 ppm), mientras que los granitos tienen valores menores (entre 400 y 340 ppm). Estos valores son altos comparados con las relaciones

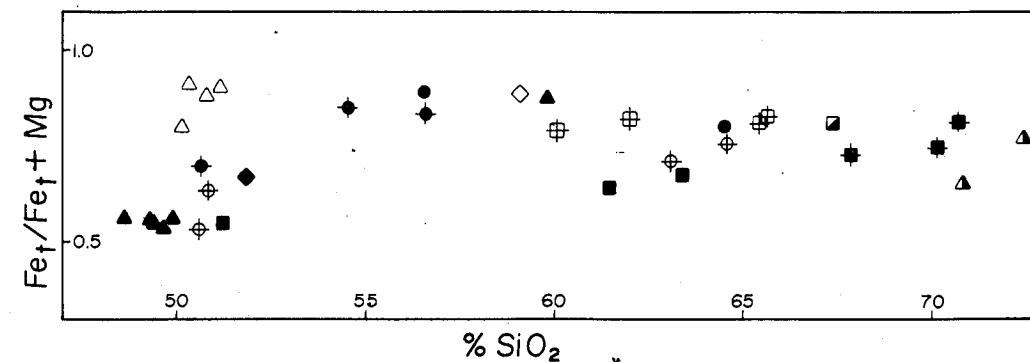


Figura 7. Diagrama de variación de la relación $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ contra el contenido de SiO_2 (ver Fig. 3 para significado de los símbolos).

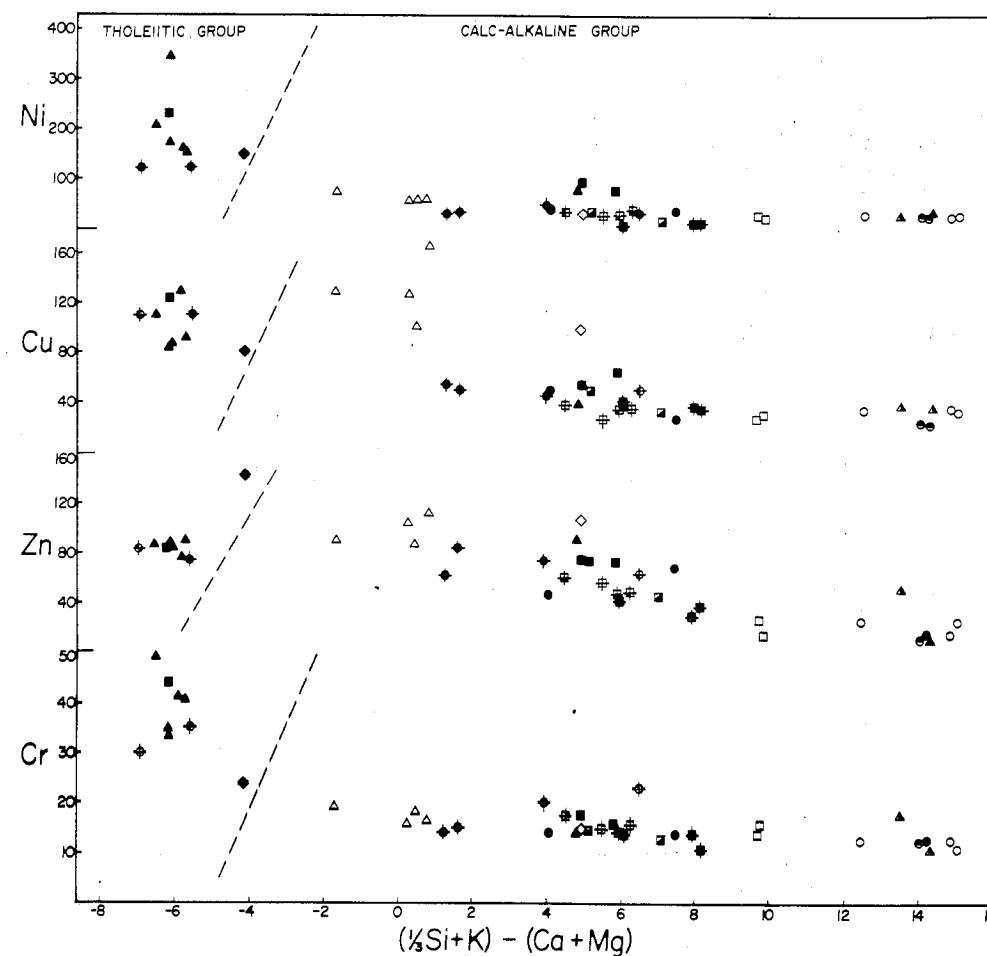


Figura 8. Diagrama de variación de los elementos trazas (ppm) (ver Fig. 3 para significado de los símbolos).

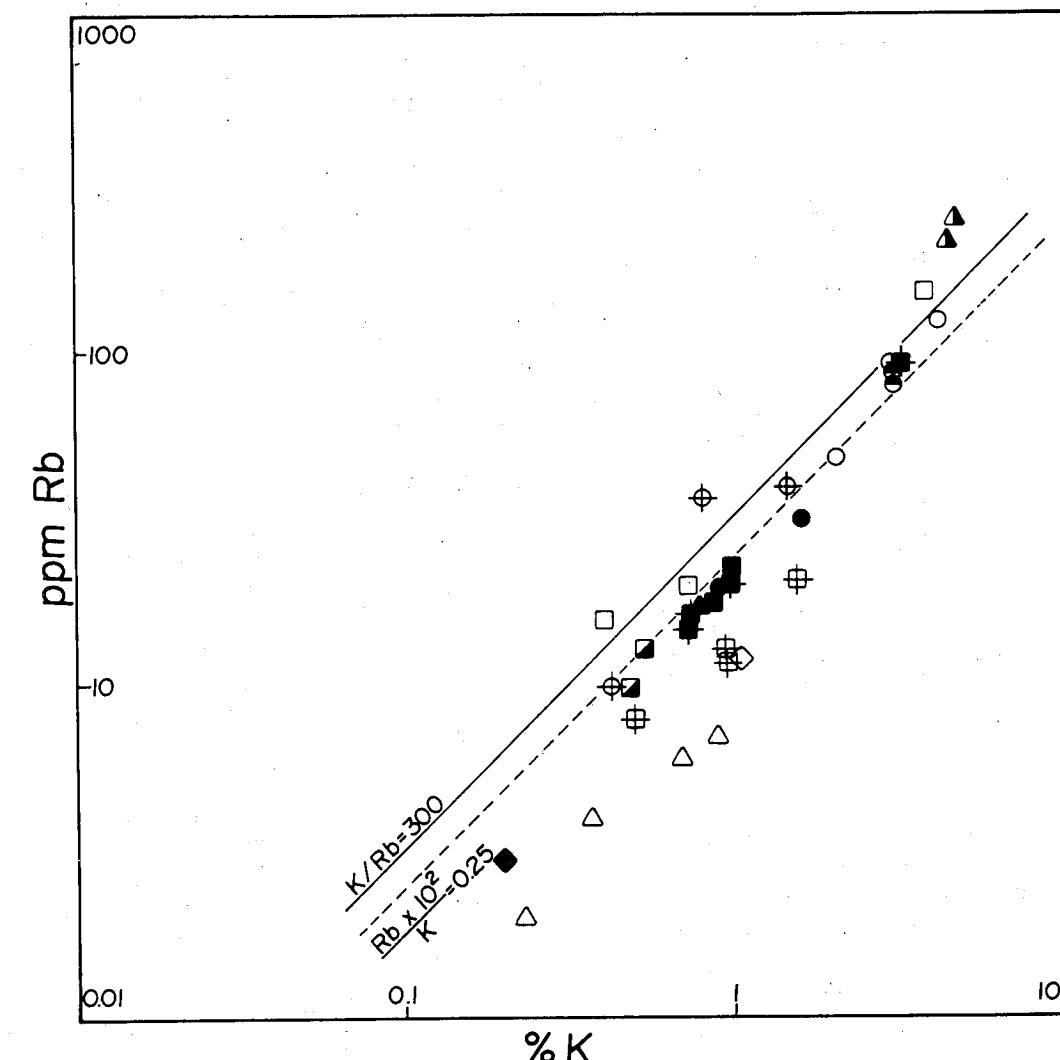


Figura 9. Relaciones K/Rb mostrando el límite superior de la relación K/Rb normal (300) para rocas de la corteza (línea sólida) y relaciones $Rb \times 10^2/K$ promedio para rocas plutónicas de las islas del Caribe sur y Montañas del Caribe (línea cortada; ver Fig. 3 para significado de los símbolos).

K/Rb normales en rocas de la corteza (Heier y Adams, 1963). Aparentemente, las rocas plutónicas de las islas meridionales del Caribe y las Montañas del Caribe representan una provincia agotada en Rb. La relación $Rb \times 10^2/K$ promedio para la serie diorita-cuarcifera-granodiorita-granito es 0.25, claramente más baja que las relaciones promedio reportadas por Nockolds y Allen (1953) para el batolito de California sur (0.81), la serie de Medicine Lake (0.76) y la serie de la Sierra Nevada centro-oriental (0.61).

El Sr se encuentra enriquecido con respecto al Ca en las rocas más antiguas, las cuales contienen cantidades apreciables de feldespato potásico. La relación Sr/Ca refleja esta distribución (Fig. 10); los valores más altos de esta relación se encuentran en las rocas intermedias. Los gabros del tipo tholeítico olivínico tienen contenidos de Sr y relación Sr/Ca más bajos, mientras que los gabros con afinidad calc-alcalinas (serie SI) son más ricos en Sr y tienen relación Sr/Ca más altas. Los basaltos tholeíticos de la

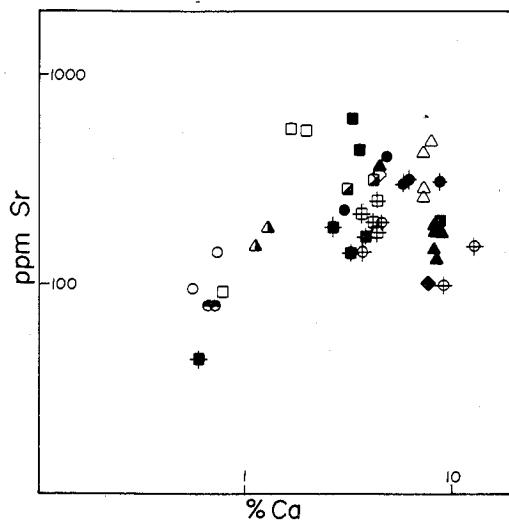


Figura 10. Relaciones Sr/Ca mostrando la distribución y el enriquecimiento en Sr relativo al Ca (ver Fig. 3 para significado de los símbolos).

de esta relación menor a 2. Algunos de los granitos (muestras CC-100 a CC-104) tienen una relación Th/U promedio de 4,1, comparable a las reportadas por Rojas (1964) en rocas graníticas de edad Nevada-Laramidiana en el oeste

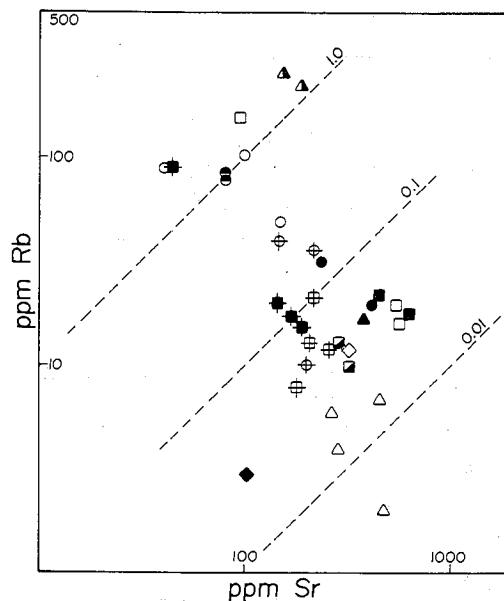


Figura 11. Relaciones Rb/Sr de gabros hasta granitos en la serie de rocas calc-alcalinas (ver Fig. 3 para significado de los símbolos).

Prominencia Central Atlántica típicamente contienen 100 ppm de Sr (Kay y otros, 1970), mientras que Engel y otros (1965) mencionan contenidos de Sr más cercanos a 200 ppm. Los gabros con un contenido aproximado de Sr de 300 a 500 ppm son típicos de las asociaciones calc-alcalinas (Jakes y White, 1972).

La Figura 11, una representación gráfica de Rb versus Sr, ilustra el enriquecimiento en Rb (las relaciones Rb/Sr varían a través de dos órdenes de magnitud, desde 0.01 a 1,0) en el rango de composición de gabros a granito, respectivamente, en la serie calc-alcalina.

Sin embargo, las relaciones Th/U (Fig. 12) varían dentro de un rango limitado (por ejemplo, de 5 a 2) y los gabros tholeíticos y calc-alcalinos tienen valores más bajos

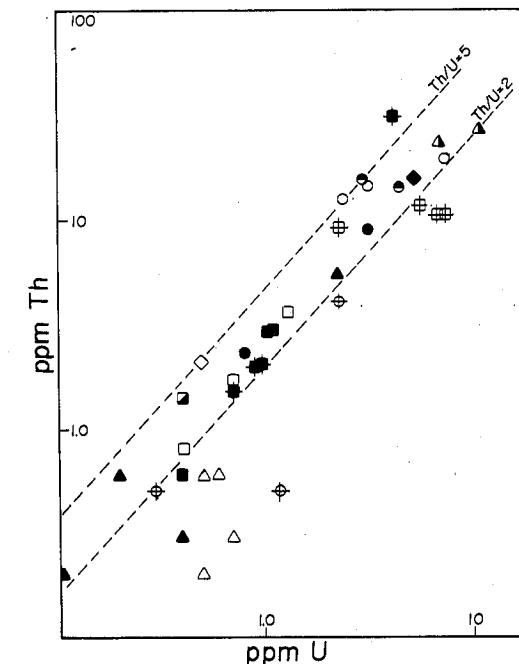


Figura 12. Relaciones Th/U de las series calc-alcalinas y tholeíticas (ver Fig. 3 para significado de los símbolos).

anfibolita (LM-145 y DFS-114) del archipiélago de Los Monjes. La similitud entre ellos, con pocas excepciones, es sorprendente. En la Figura 4 se nota una tendencia hacia el enriquecimiento en hierro, característico en series

TABLA 2. CONTENIDOS COMPARATIVOS DE TH Y U EN ROCAS GRANITICAS

	Th ppm	U ppm	Relación Th/U *
Nevada-Laramidiana (Rojers, 1964)			
Batolito de California sur	8	2,4	3,8
Sierra Nevada, California	18	5,4	3,5
Batolitos de Washington, Idaho, y Boulder	10	2,5	4,7
Montañas del Caribe (norte de Venezuela)			
	15,3	4,1	4,1

*Las relaciones Th/U son los promedios de varias relaciones Th/U en cada muestra individual, y no las relaciones Th promedio / U promedio.

tholeíticas. Los análisis petrográficos de las muestras LM-140 y DFS-114 indican que son ortoanfibolitas (70 a 80% anfibolita). La composición del anfibol, determinada por difracción de rayos-X, indica que se trata de tremolita-actinolita y, por consiguiente, un grado de metamorfismo bajo. Estas rocas

continental de las Montañas del Caribe las relaciones $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ son más altas que en el arco de islas del Caribe meridional. También se pueden distinguir en base a los datos sobre elementos traza. Los contenidos de Ni y Cr son variables, pero generalmente bajas en ambas asociaciones calc-alcalinas. Los contenidos de Rb, Th y U son generalmente más altos, con algunas excepciones, en las rocas del margen continental; y las relaciones K/Rb son más altas en las rocas del arco de islas.

Serie Olivínica Tholeítica y Abisal

En la Tabla 3 se encuentran los análisis para elementos mayoritarios y trazas de cuatro gabros (PP-111 a PP-114) y una dolerita (PP-115) en la península de Paraguaná, una diabasa (GR-128) y un lamprófido (GR-130) de la isla de Gran Roque, y dos muestras de orto

TABLA 3. ANALISIS QUIMICOS DE LA SERIE DE ROCAS THOLEIITICAS

	PP-111	PP-112	PP-114	PP-115	PP-116	GR-178	GR-130	CU-127	IM-145	DFS-114*
SiO ₂	49.93	49.46	49.64	49.33	48.60	50.90	50.68	51.21	51.90	52.0
Al ₂ O ₃	16.23	16.64	15.67	15.11	16.06	14.17	15.87	12.68	12.16	12.0
Fe ₂ O ₃	9.64	9.40	9.04	9.49	9.37	10.14	6.83	9.68	13.50	13.5
TiO ₂	0.83	0.95	0.89	1.04	1.27	0.94	0.80	0.73	1.15	-
MnO	0.10	0.12	0.14	0.17	0.22	0.21	0.14	0.18	0.28	-
K ₂ O	0.022	0.033	0.12	0.053	0.09	0.063	0.11	0.11	0.24	0.20
Na ₂ O	1.98	1.96	2.43	2.51	2.36	1.73	2.15	1.95	1.56	1.65
MgO	8.62	8.79	8.95	8.73	8.15	6.90	7.01	9.34	7.75	9.61
CaO	12.76	11.90	11.89	11.55	11.77	13.13	14.87	11.91	10.73	11.80
L.O.I.	1.30	1.11	0.92	1.83	2.14	1.05	1.44	2.48	1.35	-
Suma	99.86	99.98	99.69	99.73	100.03	99.23	99.90	100.27	100.62	100.76
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	-6.5	-6.1	-6.1	-5.8	-5.7	-5.6	-5.6	-6.1	-4.1	-
Fet/Fet+Mg	0.56	0.55	0.54	0.56	0.57	0.63	0.53	0.55	0.67	-

	Cr	33	35	41	41	35	30	44	24	-
Sr	183	132	179	148	186	101	152	189	*101	-
Zn	83	86	85	77	89	72	81	83	141	-
Cu	101	85	92	129	92	119	103	123	78	-
Ni	218	346	169	161	155	124	124	228	153	-
Rb	n.d.	3	-							
Th	1.7	0.2	0.6	0.6	0.3	0.5	1.1	0.6	15.9	-
U	n.d.	0.1	n.d.	0.2	0.4	0.3	n.d.	0.4	5.3	-
K/Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	666	-
Sr x 10 ² /Ca	0.21	0.16	0.20	0.18	0.22	0.11	0.14	0.22	0.13	-

* Según Bellizzia y otros, 1969.
Elementos mayoritarios en % y elementos trazas en ppm.

también contienen plagioclasa, zoisita, epidoto y cuarzo.

Los contenidos de hierro total, las relaciones Fe₂O₃/MgO, el alto contenido de Sr, y la relación K/Rb alta, son las características que relacionan a estas rocas con la serie basáltica abisal (Donnelly y otros, 1971). El contenido de Sr es bajo comparado con rocas basálticas más alcalinas. Resultados comparables de anfibolitas dragadas en la Prominencia Central Atlántica en la latitud 30°N (Tabla 4) indican que las ortoanfibolitas de Los Monjes tienen 2% menos de SiO₂ y 4% más de hierro. Estas diferencias pueden deberse a una pequeña migración química durante el metamorfismo. Miyashiro (en Donnelly y otros, 1971) llamó la atención sobre el hecho de que con un fraccionamiento progresivo las tholeítas abisales con bajo contenido de alúmina muestran aumentos en el contenido de TiO₂ y FeO (hierro total) y disminución en el contenido de Al₂O₃. Los contenidos altos de Th y U en estas ortoanfibolitas probablemente se concentra en el epidoto (Adams y otros, 1959), un producto de la alteración de plagioclasa y anfibol. Melson y otros (1968) descubrieron rocas verdes de la Prominencia Central Atlántica (Lat. 22°N), cuya composición química es muy parecida a las ortoanfibolitas descritas aquí.

Los análisis químicos de la serie tholeítica de rocas de la península de Paraguaná, Curazao y Gran Roque (Tabla 3) guarda una relación íntima con tholeítas oceánicas (Tabla 4). El contenido promedio de Sr (195 ppm) de estas rocas es similar al hallado por Engel y otros (1965) en varios basaltos de promicencias atlánticas y pacíficas (100 a 190 ppm). Melson y otros (1968) mencionaron 100 a 135 ppm de Sr en cuatro basaltos de la Prominencia Central Atlántica (Lat. 22°N). El contenido de Ni aumenta con el aumento en el contenido de MgO. La mayoría de estas muestras tienen entre 120 y 170 ppm de Ni, y solo tres de ellas más de 200 ppm. Kay y otros (1970) informaron sobre concentraciones mayores de 200 ppm de Ni en tres tholeítas oceánicas de la Prominencia Central Atlántica (Lat. 30°N).

DETERMINACIONES DE EDAD POR POTASIO-ARGON

Durante el presente estudio se realizaron cuarenta y ocho determinaciones de edad K-Ar en rocas totales o minerales separados, y se trataron de interpretar los resultados en base a la información geológica existente. La preparación de las muestras y la técnica K-Ar fueron descritas anteriormente por Santamaría (1972). Las Tablas 5 y 6 contienen los datos analíticos y las edades obtenidas, y la Figura 1 ilustra su distribución. Las edades K-Ar de la serie de rocas calc-alcalinas varían entre 62 ± 3 y 84 ± 6 m.a. Las muestras LT-136, LT-137, LT-138 y LT-139 pertenecen a una metadiabasa pegmatítica que aflora en la isla principal del archipiélago de Los Testigos. Se obtuvieron edades K-Ar de 43, 44 y 46 m.a. en anfíboles separados, y una edad de 45 m.a. en anfíboles separados, y una edad de 45 m.a. en feldespatos separados de la muestra LT-136. Estas edades podrán representar la edad del período de metamorfismo porque fueron determinados en minerales diferentes de la misma roca y tienen la misma edad.

Un fechamiento K-Ar de enfibol de un granito sódico (IM-120; granito de Matasiete, isla de Margarita) arrojó una edad de 72 ± 6 m.a. Esta edad confirma una edad K-Ar de 71 ± 5 m.a. obtenida por Olmeta (1968) en la misma

TABLA 4. VARIACION QUIMICA EN VARIOS EJEMPLOS DE THOLEIITAS OCEANICAS

	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
SiO ₂	50.7	49.8	51.0	49.8	49.6
TiO ₂	1.35	1.3	0.60	1.25	1.46
Al ₂ O ₃	17.1	16.9	16.50	16.10	16.2
FeO*	8.5	9.1	7.97	9.43	9.3
MgO	7.5	8.2	7.60	6.90	7.1
CaO	11.5	11.3	10.90	10.26	11.9
Na ₂ O	2.8	2.8	2.90	2.97	2.47
K ₂ O	0.18	0.16	0.041	0.24	0.25
Sr**	-	-	115	170	167
Rb**	-	-	0.36	2.51	3.35
Ni**	-	-	130	80	122
K/Rb	-	-	1380	950	659

- (a): Prominencia Central del Océano Índico, promedio de cuatro tholeítas (Enjel y otros, 1965)
- (b): Prominencia Central Atlántica, promedio de siete tholeítas oceánicas (Enjel y otros, 1965)
- (c): Próminencia Central Atlántica 30°N, gábro hiperstímico anfítico (Kay y otros, 1970)
- (d): Prominencia Central Atlántica 30°N, promedio de tres anfibolitas hombléndicas. El contenido de K y elementos trazas es de una sola anfibolita (Kay y otros, 1970)
- (e): Océano Pacífico oriental, prominencia gorda, promedio de cinco tholeítas oceánicas (Kay y otros, 1970)

* Hierro total

** Sr, Rb y Ni en ppm.

TABLA 5. EDADES K-Ar DE LA SERIE DE ROCAS CALC-ALCALINAS

Muestra	Tipo de Roca	Mineral	% K	⁴⁰ Ar / rad		Edad (millones de años)
				(10 ⁻¹¹ moles/gm)	%	
CC-100	Granito	Biotita	3.900	0.225	46.72	32 (± 2.0)
C-101	Granito	Biotita	3.950	0.217	51.76	31 (± 1.8)
CC-102	Granito	Biotita	5.150	0.310	52.59	33 (± 2.0)
CC-103	Granito	Biotita	3.950	0.216	48.54	30 (± 1.9)
CC-104	Granito	Biotita	3.880	0.211	50.31	30 (± 1.8)
CC-105	Diorita	Biotita	5.700	0.784	79.52	76 (± 3.9)
CC-106	diorita	Biotita	6.200	0.868	72.57	77 (± 4.0)
SI-107	Gábro	Roca total	0.610	0.074	25.52	67 (± 6.0)
SI-108	Gábro	Roca total	0.270	0.032	18.63	65 (± 5.0)
SI-109	Gábro	Roca total	0.800	0.096	37.43	66 (± 5.0)
SI-110	Gábro	Roca total	0.750	0.091	29.53	67 (± 6.0)
PA-117	Dacita	Roca total	4.720	0.041	13.24	5 (± 0.5)
PA-118	Dacita	Sanidina	4.780	0.040	20.70	5 (± 0.5)
IM-120	Granito	Anfibol	0.190	0.025	7.02	72 (± 6.0)
IM-121	Trondjemita	Hornblenda	0.220	0.028	15.49	70 (± 6.0)
IM-122	Pegmatita	Feldespato	1.930	0.112	46.67	32 (± 2.0)
AR-123	Diorita cuarcífera	Biotita	3.140	0.383	59.79	67 (± 4.0)
CU-125	Traquianandesita cuarcífera	Roca total	1.110	0.150	40.13	74 (± 5.0)
CU-126	Traquianandesita	Hornblenda	0.490	0.067	25.77	76 (± 6.0)
CU-126	Traquianandesita	Roca total	0.990	0.151	36.73	84 (± 6.0)
GR-129	Pegmatita	Anfibol	0.960	0.114	5.27	66 (± 5.0)
GR-131	Diorita cuarcífera	Biotita	3.180	0.377	62.52	65 (± 3.6)
GR-132	Diorita cuarcífera	Hornblenda	0.590	0.071	25.69	66 (± 6.0)
LH-133	Neiss hornbléndico	Hornblenda	0.210	0.027	16.64	71 (± 6.0)
LH-134	Neiss hornbléndico	Hornblenda	0.170	0.022	9.38	70 (± 5.4)
LH-135	Neiss hornbléndico	Hornblenda	0.180	0.022	9.03	67 (± 5.1)
LT-136	Metadiabasa pegmatítica	Feldespato	0.380	0.030	22.65	44 (± 4.5)
LT-137	Metadiabasa pegmatítica	Anfibol	0.370	0.031	16.53	47 (± 6.1)
LT-138	Metadiabasa pegmatítica	Anfibol	0.400	0.031	17.42	44 (± 5.4)
LT-139	Metadiabasa pegmatítica	Anfibol	0.440	0.035	17.12	44 (± 5.5)

TABLA 5. (Continuación)

Muestra	Tipo de Roca	Mineral	% K	40 Ar/Ar rad		Edad (millones de años)
				(10 ⁻¹¹ moles/gm)	%	
LB-140	Trondhjemita	Biotita	3.120	0.362	62.10	64 (+ 3.5)
LB-141	Trondhjemita	Biotita	2.900	0.327	58.92	62 (+ 3.5)
LB-142	Pegmatita	Feldespato	2.320	0.267	70.15	64 (+ 3.4)
LB-142	Pegmatita	Biotita	4.160	0.465	61.51	62 (+ 3.4)
LB-143	Trondhjemita	Biotita	4.960	0.573	62.37	64 (+ 3.5)
LF-144	Diabasa	Roca total	0.980	0.118	32.08	66 (+ 5.1)
PP-113	Andesita	Roca total	0.900	0.102	37.14	63 (+ 4.4)
PA-119	Neis	Roca total	0.800	0.077	58.87	53 (+ 3.0)
PA-119	Neis	Hornblenda	0.230	0.054	28.44	128 (+ 11.0)
P- 207*		Muscovita	8.540	1.258	79.96	81 (+ 4.0)

Constante de desintegración de K-40:

$$= 4.72 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$$

$$= 0.585 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$$

Abundancia atómica de K40: 1.19×10^{-4}

$$\text{Relaciones atmosféricas de argón según Nier (1950): } \text{Ar}^{36}/\text{Ar}^{38} = 5.35$$

$$\text{Ar}^{36}/\text{Ar}^{40} = 0.00338$$

$$\text{Ar}^{38}/\text{Ar}^{40} = 0.00064$$

* La precisión de los análisis de argón fue verificada usando el patrón muscovita para K-Ar P-207 (Lanphere y Dalrymple, 1967).

TABLA 6. EDADES K/Ar DE LA SERIE DE ROCAS THOLEIITICAS

Muestra	Tipo de Roca	Mineral	K %	40 Ar Radiogénico (10 ⁻¹¹ moles)		Edad en Millio- nes de años
				Por Gramo	%	
PP-114	Gabro	Roca total	0.095	0.021	12.85	120 ± 11
PP-115	Dolerita	Roca total	0.061	0.014	7.86	129 ± 14
PP-116	Gabro	Roca total	0.085	0.018	12.66	118 ± 10
CU-127a	Dolerita	Roca total	0.085	0.018	9.26	118 ± 10
CU-127b	Dolerita	Roca total	0.090	0.021	8.07	126 ± 12
GR-128	Diabasa	Anfibol	0.060	0.014	7.46	127 ± 15
GR-130	Laprófido	Anfibol	0.064	0.015	8.24	130 ± 14
LM-145	Ortoanfibolita	Anfibol	0.070	0.015	8.78	116 ± 13
LM-145	Ortoanfibolita	Roca total	0.076	0.016	12.45	114 ± 12

roca. Una edad K-Ar comparable de $70 \pm$ m.a. fue obtenida en una trondhjemita (IM-121) en la parte occidental de la isla de Margarita. Sin embargo, una determinación K-Ar de la fracción feldespática separada de una pegmatita (IM-122) en la misma región una edad de 32 ± 2 m.a. Esta roca probablemente es la fase magmática tardía. La mayor parte de la isla de Aruba está formada por un batolito complejo de composición diorítica cuarcífera. Se realizó una determinación de K-Ar en concentrados de biotita separados de la diorita cuarcífera (AR-123), el cual arrojó una edad de 67 ± 4 m.a. Esto confirma la edad K-Ar de la intrusión como Campaniense-Maestrichtiense. La sección expuesta en Curazao fue subdividida en tres unidades litológicas principales (Beets, 1972) de la base al tope: la Formación Lava de Curazao, el Grupo Knip y la Formación Midden Curazao. Se recolectaron muestras de traquianandesita cuarcífera (CU-125) y traquianandesita (Cu-126), intrusivas en la Formación Lava de Curazao en dos afloramientos en la parte noroccidental de la isla. Se obtuvieron edades K-Ar en roca total de 74 ± 6 m.a., respectivamente. Otra determinación K-Ar se hizo en hornblenda separada de la muestra CU-126, la cual arrojó una edad de 76 ± 6 m.a., lo cual confirma la edad determinada en la roca total. Estas edades indican que la Formación Lava de Curazao es pre Campaniense-Santoniana. Entre las rocas sedimentarias y volcánicas de la Formación Lava de Curazao, el Grupo Knip y la Formación Midden Curazao existen sills, diques y apófisis de diorita cuarcífera. La determinación radiométrica de una muestra, de un enjambre de diques, en el extremo nor-occidental de la isla arrojó una edad K-Ar total de la roca de 72 ± 7 m.a. (Beets, 1972), la cual también indica la edad de intrusión como Senoniana Superior Campaniense. Una edad Cretáceo Temprano para la Formación Lavas de Curazao puede deducirse de las edades K-Ar de 118 ± 10 y 126 ± 12 m.a. (CU-127, Tabla 6.)

La muestra PA-119 (a la cual no se le realizaron análisis químicos)

pertenece a un gneis de una asociación igneometamórfica denominada El Mangodña Juana (González de Juana y otros, 1972) en la península de Paria. Un análisis K-Ar total de la roca arrojó una edad de 53 ± 3 m.a., lo cual no concuerda con la edad de 128 ± 11 m.a. obtenida en concentrado de hornblenda de la misma roca. Este concentrado contenía aproximadamente un 5% de clorita. Se concluye que la hornblenda tiene una edad de cristalización de 128 ± 11 m.a. (Jurásico Tardío) y que la edad de $53 \pm$ m.a. del total de la roca puede representar el tiempo entre la solidificación y el metamorfismo. De acuerdo con la escala de tiempo fanerozóico de la Sociedad Geológica de Londres (Geological Society .., 1964), la intrusión de la asociación igneometamórfica ocurrió en el Jurásico Tardío (Titonense a Cretáceo Temprano, Barremiense), confirmando las conclusiones de González de Juana y otros (1972).

Las determinaciones K-Ar en separados de biotita de los granitos postmetamórficos de Guaremal y Choroní en las Montañas del Caribe (CC-160, CC-102, CC-103 y CC-104) arrojaron edades de 32 ± 2 , 31 ± 2 , 33 ± 2 , $30 \pm$ y 30 ± 2 m.a., respectivamente. Estas edades concuerdan con la de 35 m.a. obtenida en biotita del granito de Guaremal y reportada por Morgan (1969). Sin embargo, el mismo Morgan también menciona una edad Rb-Sr de 79 ± 5 m.a. en la misma biotita. Esta discrepancia puede ser debida a pérdida de argón en la biotita durante el enfriamiento y (1) efectos termales durante el último evento tectónico.

Las edades K-Ar de 76 ± 4 y 77 ± 4 m.a. en separados de biotita de la diorita de Oritapo (CC-105 y CC-106) son parecidas a la edad Rb-Sr de 79 ± 5 m.a. reportada por Morgan (1969), mencionado arriba.

Una muestra de andesita (PP-113) de la Península de Paraguaná arrojó una edad K-Ar para la roca total de 63 ± 4 m.a. Esta edad se relaciona con aquellas obtenidas en traquiandesita de Curazao 74 y 76 m.a. mencionadas anteriormente.

En base a las edades K-Ar se puede concluir que el magmatismo en las Montañas del Caribe terminó durante la fase inicial de la deformación andina hacia el final del Cretáceo Tardío y al principio del Terciario Temprano.

Las edades K-Ar de la serie de rocas tholeíticas varía entre 114 ± 12 y 130 ± 14 m.a. Las edades K-Ar de las ortoanfibolitas de Los Monjes son internamente consistentes entre dos pares de edades en roca total y anfibol de 114 ± 12 y 116 ± 13 m.a. respectivamente. Lockwood (1971) describió serpentinitas y gabros metamorfizados asociados expuestos en la Serranía de Jurara en la parte norte de la península de la Goajira. MacDonald (1968) y MacCald y otros (1971) indicaron que las rocas metamórficas mesozoicas de la Zona Metamórfica de Ruma (Caribe meridional) se hallan en Aruba, penínsulas de Paraguaná y Goajira, y Santa Marta. Estos autores mencionan edades de aproximadamente 110 ± 8 a 128 ± 25 m.a. en cuerpos de anfibolita de grano grueso en los esquistos de Concha, los cuales representan la unidad formacional más septentrional de los esquistos de Santa Marta. La edad mínima para el metamorfismo de los esquistos de Concha (MacDonald y otros, 1971) fue establecida como 100 m.a. (evento Concha del Cretáceo Medio). Parece probable que el evento Concha I y las anfibolitas del archipiélago de Los Monjes sean de la misma edad y representan un mismo episodio metamórfico.

Una edad K-Ar en roca total de 5 ± 0.5 m.a. en dos muestras de dacitas

(PA-117 y PA-118) del área de Carúpano (península de Araya-Para), confirma una edad similar en concentrado de sanidina de la misma roca, reportada por Sifontes y Santamaría (1972). Esta edad indica que la dacita fue intruida durante el Plioceno Tardío. Un período orogénico durante el Plioceno Medio a Tardío (Schuchert, 1935, p. 37) produjo plegamiento y fallamiento, generalmente a lo largo de estructuras pre-existentes. De acuerdo con González de Juana (1947, p. 700), la geomorfología de Venezuela nororiental fue establecida durante este período, seguido por un período extenso de erosión.

INTERPRETACION TECTONICA

La primera interpretación de la región caribe como un fragmento de litosa fera en movimiento hacia el este fue realizada por Hess (1938), quien postuló movimientos laterales hacia la izquierda y hacia la derecha en los bordes norte y sur, respectivamente. Este movimiento hacia el este del Caribe era absorbido en un tectógeno invadido al este del arco de islas antillanas. Análisis posteriores de la distribución de datos sismológicos confirmaron esta interpretación (Sykes y Ewing, 1965; Molnar y Sykes, 1969). Actualmente, de acuerdo con la hipótesis de la tectónica de placas, la región caribe se interpreta como una placa rígida en movimiento hacia el este y la cual está siendo subcorrida al este de las Antillas Menores por la corteza atlántica en espaciamiento hacia el oeste (Molnar y Sykes, 1969). Una zona de Benioff con buzamiento hacia el oeste está localizada en esta coyuntura (Chase y Bunce, 1969).

Dentro de este modelo general de la región caribe, Stainforth (1969) postuló la existencia de una célula de convección subsidiaria en esta región durante el Cretáceo, la cual persistió al norte de Venezuela hasta el Terciario Temprano. El origen de esta célula de convección se atribuye a la deriva divergente de las dos mitades de las Américas. En la parte sur del Caribe, la célula en expansión chocó con el bloque de América del Sur y produjo una zona de compresión a lo largo del margen norte de ese continente y una fosa marina profunda inmediatamente al sur, la cual se llenó de "flysch" y wildflysch" durante el Paleoceno y el Eoceno Temprano. Durante el Eoceno medio ocurrió un evento orogénico extenso pero de corta duración, el cual se explica como el resultado del cese de espaciamiento de la célula y la conversión de la región caribe en una cuña de corteza pacífica orientada hacia el este. Esto se pudo lograr de dos maneras, según Stainforth (1969): (1) los bloques de América del Norte y del Sur fueron conectados por una sutura de subducción norte-sur (América Central), y la extensión de la corteza debido a la separación de los continentes habría concluido; y (2) la célula de convección Caribe se expandió hasta llegar a la sutura de subducción norte-sur produciendo un cambio regional en el patrón de flujo cortical. Durante el post-Eoceno se estableció el patrón estructural actual. La placa del Caribe se está desplazando hacia el este con respecto a las Américas, y hacia el sur está limitado por fallas de rumbo dextrales (fallas de Oca, Boconó y El Pilar; Rod, 1956; Alberding, 1957).

Un fracturamiento en la región del Caribe también fue postulado por Le Pichon (1968) y Dietz y Holden (1970) como parte de la grieta del Atlántico Norte, la cual comenzó a separar a América del Norte de América del Sur y África durante el Triásico. El espaciamiento en dirección noroeste y suroeste desde esta fractura caribe separó a América del Norte de América del Sur hasta

finales del Cretáceo cuando, de acuerdo con estos autores, la región caribe se cerró ligeramente produciendo compresión y se estableció la fosa antillana.

Usando en parte, el modelo de Stainforth (1969), Bell (1972) postuló la existencia de una zona de Benioff con rumbo este-oeste y buzamiento hacia el sur, al norte de la costa venezolana, a lo largo de la cual la corteza caribe que se esparcía hacia el sur era subcorrida por debajo de América del Sur (subducción). Esta zona de Benioff dejó de operar en el Cretáceo Tardío y el rebote isostático causó sobrecorrimento y la formación de fosas de "flysch" hacia el sur. La orogénesis del Eoceno Medio produjo grandes cambios en el patrón estructural y estableció los rasgos estructurales actuales: encogimiento cortical, sobrecorrimento, levantamiento y fallamiento de rumbo dextral entre las placas del Caribe y América del Sur comenzó en el Eocene y estaba localizado a lo largo de fallas entre Colombia y Trinidad; más tarde, sin embargo, los Andes se vieron envueltos en el movimiento entre las placas (Rod, 1956; Schubert y Sifontes, 1970; Dewey, 1972).

La tectónica de la región suroeste del Caribe fue tratada recientemente por Krause (1971), Case y otros (1971). El primero postuló un centro de esparcimiento en el Mesozoico Tardío, el cual separó a América del Norte y América del Sur. Durante el Cenozoico Tardío, el Caribe occidental fue empujado hacia el este con respecto a América del Sur. Krause (1971) señaló que el Caribe oriental está dominado por el subcorrimento de la corteza atlántica, mientras que el Caribe occidental es influenciado por la corteza pacífica. Case y otros (1971) interpretaron la estructura del Colombia occidental y Panamá como una faja angosta de corteza oceánica pacífica al oeste de las fallas de Guayaquil-Dolores-Santa Marta (Cambell, 1968), las cuales representan las trazas de una zona de Benioff antigua, pero que actualmente es una serie de fallas de rumbo dextrales. Estas fallas son el límite entre la corteza pacífica (placa de Nazca, según Molnar y Sykes, 1969) y América del Sur. Este límite continúa a lo largo de las fallas de Boconó-El Pilar en Venezuela noroccidental y nororiental, y es el límite entre las placas del Caribe y América del Sur. Esta interpretación tectónica está apoyada por estudios sísmológicos recientes en Venezuela occidental (Dewey, 1972), el cual concluyó que el límite actual entre las placas del Caribe y América del Sur es la falla de Boconó y que esta falla puede estar conectada a las fallas de Dolores y Guayaquil y la placa de Nazca en el Pacífico oriental.

La curvatura de la faja geosinclinal entre América del Norte y América del Sur, según North (1965), se debe a la extensión y compresión de un fragmento de corteza entre dos mesas continentales en rotación, América del Sur en dirección de las manillas del reloj y el Pacífico norte en dirección contraria a ellas.

El modelo de Stainforth (1969) no concuerda con la idea de una edad predominantemente cretácea para las serpentinitas alrededor de la región del Caribe (Dengo, 1972), porque Stainforth postuló una actividad de esparcimiento hasta mediados del Eoceno. Bell (1972), sin embargo, postuló un esparcimiento hacia el sur de la placa del Caribe hasta finales del Cretáceo.

Las edades K-Ar de aproximadamente 120 m.a. (ver Tabla 6) en intrusivas máficas (gabro, ortoanfibolita, dolorita, diabasa) de la península de Paraguaná,

Los Monjes, Curazao y Los Roques, sugiere que el subcorrimento de la placa del Caribe por debajo de América del Sur data de por lo menos el Cretáceo Temprano. Las edades K-Ar de 63 ± 4 a 76 ± 7 m.a. en andesitas de la península de Paraguaná y Curazao, respectivamente, sugieren más subcorrimento y volcánismo durante el Cretáceo Tardío.

Las edades determinadas en los granitos post-metamórficos de Guaremal (Rb-Sr, 79 ± 5 m.a.; Morgan, 1969) y Matasiete (K-Ar, 72 ± 6 m.a.) poneen un límite superior a la edad del metamorfismo en las Montañas del Caribe. Las edades K-Ar de 76 ± 4 y 77 ± 4 m.a. en dioritas cuarcíferas de Oritapo (CC-105 y CC-106) indican el límite superior del metamorfismo del Grupo Caracas en esa región.

Una determinación K-Ar en biotita de una granodiorita de la Prominencia de Aves (J. Sutter, comun. pers.), arrojó una edad de 65 m.a., o sea Paleoceno Inferior, lo cual sugiere que esa prominencia podría representar el arco de las Antillas Menores inicial, el cual fue abandonado más tarde por migración hacia el este de la zona de Benioff o por esparcimiento detrás del arco desde el Paleoceno Medio. Esto apoya la conclusión de Bunce y otros (1971, p. 382) de que la Prominencia es más antigua que el arco de las Antillas Menores.

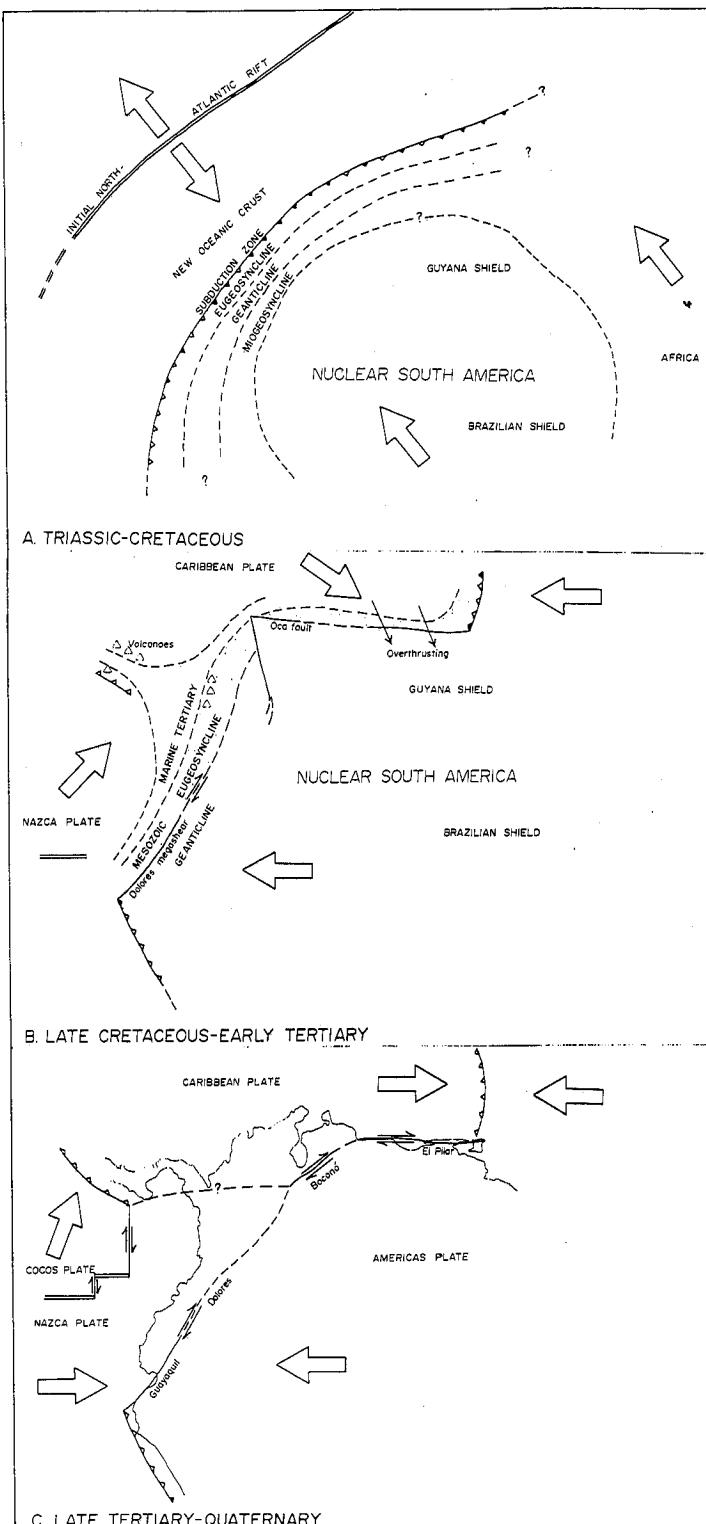
El arco volcánico de las Antillas Menores ha sido delineado desde la isla de Grenada hasta Los Testigos (Meyerhoff y Meyerhoff, 1972). Las edades K-Ar que varían entre 44 ± 5 y 47 ± 6 m.a. en anfíboles separados de rocas metagraníticas de Los Testigos indican que el arco volcánico de las Antillas Menores migró hacia el este durante el Eocene. La región del Caribe alcanzó su configuración actual hacia el Eocene Medio (45 m.a.).

Las determinaciones K-Ar en biotitas de los granitos de Guaremal y Choroni en las Montañas del Caribe arrojaron edades entre 30 ± 2 y 33 ± 2 m.a., similares a la edad K-Ar referida por Morgan (1969), lo cual sugiere que ocurrió un evento tectónico tardío durante el Oligoceno Medio como una consecuencia de la orogénesis eocena tardía a oligocena. Estas edades probablemente representan un levantamiento terciario que produjo un episodio de deslizamiento por gravedad en la secuencia del Cretáceo Superior-Eoceno Inferior de las Montañas del Caribe y las unidades alóctonas (bloque Villa de Cura) dentro de ella. Según Bell (1971), esto causó la configuración estructural actual de las Montañas del Caribe centrales.

Las edades K-Ar de 5 ± 0.5 m.a. para la dacita en el área de Carúpano, en la parte central de la península de Araya-Paria, indican que esta dacita pertenece a la provincia volcánica de las Antillas Menores, apoyando la observación de Gansser (1954, p. 108).

Especialmente, las series plutónicas de las islas meridionales del Caribe tienen un contenido menor de K_2O y mayor de N_2O que los plutones de las Montañas del Caribe. Esto corresponde con el modelo postulado por Dewey y Bird (1970).

En base a los informes relacionados arriba, se deriva la siguiente evolución tectónica hipotética de la región sur del Caribe. Durante el Mesozoico Temprano a Medio (Fig. 13-A), un centro de esparcimiento con rumbo noroeste-suroeste comenzó a separar a América del Norte y América del Sur. Una zona



hacia el sureste. Hacia el Terciario Temprano (Fig. 13B) el esparcimiento se había detenido y se formó la placa del Caribe de los restos de la corteza oceánica al noroeste de América del Sur. La corteza oceánica que se esparcía

Figura 13. Modelo para la evolución tectónica de las regiones noroeste de América del Sur y sur del Caribe derivado de la revisión en el texto A. Triásico-Cretáceo: fracturamiento inicial del Océano Atlántico también formó la región caribe del futuro. Hacia el Jurásico Tardío del fracturamiento habían comenzado a separar a América del Sur y África. Hacia el Cretáceo Tardío, el fracturamiento inicial en el Caribe había dejado de exis- tir y el esparcimiento continuales en la Prominencia Central Atlántica actual. B Cretáceo Tardío-Terciario Temprano: no hay más esparcimiento en el Caribe. Sobre corrimiento hacia el sur de la corteza caribe sobre América del Sur. La placa del Caribe comienza a desplegarse hacia el este. C. Terciario Tardío-Cuaternario: los rasgos tectónicos actuales comienzan a aparecer. El evento principal es el desplazamiento hacia el este de la placa del Caribe y hacia el noreste de la placa de Nazca a lo largo de la megafractura Guayaquil-Dolores-Boconó-El Pilar.

de Benioff localizada a lo largo del borde noroeste y norte de América del Sur marcab la zona de subducción de la corteza oceánica en esparcimiento, la cual formó más adelante parte de la placa del Caribe. Un eugeosinclinal estaba localizado al noroeste de la zona de Benioff y un miogeosinclinal

hacia el este en el Pacífico oriental comenzó a ser subcorrida (subducción) por debajo de lo que hoy día es América Central. Las placas de Nazca y del Caribe probablemente actuaron como una sola placa durante las fases iniciales de movimiento de placa relativo hacia el norte y este. La antigua zona de Benioff se convirtió en una zona de movimiento transcurrente y representaba el límite entre la placa de Nazca-Caribe y América del Sur. El antiguo eugeosinclinal fue empujado hacia el este por delante de la placa del Caribe. Finalmente, durante el Terciario Tardío y el Cuaternario (Fig. 13C), la placa del Caribe continuó desplazándose hacia el este. La placa de Nazca se mueve hacia el noreste y es subcorrida por debajo de Panamá. El borde sur de la placa del Caribe está representada actualmente por la megazona de falla Guayaquil-Dolores-Boconó-El Pilar.

Agradecimientos

El estudio representa parte de una tesis doctoral de Santamaría, la cual fue presentada al Departamento de Geología, Universidad de Rice, Houston, Texas, U.S.A.

Agradecemos a John A. S. Adams y B. C. Burchfiel, de la Universidad de Rice, sus discusiones y sugerencias durante la conducción de este estudio; y a E. Martínez, D. Robledo y J. González E. por algunos de los análisis químicos. C. Martín Bellizzia y R. S. Sifontes del Ministerio de Minas e Hidrocarburos amablemente nos entregaron copias de mapas geológicos de la península de Paraguaná y Carúpano respectivamente. Apoyo económico para el trabajo de campo fue otorgado por la Compañía Shell de Venezuela, y por el Ministerio de Minas e Hidrocarburos en forma de una beca a F. Santamaría.

El trabajo de campo de Schubert fue realizado en 1969 para el Ministerio de Minas e Hidrocarburos.

James E. Case, Carl E. Hedge y Gabriel Dengo leyeron el manuscrito en inglés y ofrecieron numerosas y útiles sugerencias.

R E F E R E N C I A S

Adams, J. A. S., Osmond, J. E. y Rogers, J. J. W., 1959, The geochemistry of thorium and uranium, en Ahrens, L. H. Press, F., Rankama, K. y Runcorn, S. K., eds., Physics and chemistry of the Earth, Vol. 3: London, Pergamon Press, p. 298-348.

Aguerrevere, S. E. y López, V. M., 1938, The geology of the island Gran Roque (Federal Dependencies) and its phosphate deposits: Venezuela, Bol. Geol. y Min., v. 2, N° 2-3-4, p. 155-181.

Alexander, C. S., 1961, The marine terraces of Aruba, Bonaire and Curacao, Netherlands Antilles: Assoc. Am. Geographers Annals, v. 51, p. 102-123.

Alberding, H., 1957, Application of principles of wrenchfault tectonics of Moody and Hill to South America: Geol. Soc. America Bull., v. 68, p. 785-790.

Aldrich, L. T. y Wetherill, G. W., 1958, Geochronology by radioactive decay: Ann. Rev. Nuclear Sci., v. 8, p. 257.

Asuaje, L. A., 1972, Geología de la región de Guatire-Cabo Codera (abs.): Venezuela, Dir. Geol., Bol. Geol., Pub. Esp. 5, v. 3 p. 1289-1290.

Beets, D. J., 1972, Lithology and stratigraphy of the Cretaceous and Danian succession of Curacao: Natuurw. Studiekring Suriname en Nederlandse Antillen Uitgaven, N° 70, p. 153.

Bell, J. S., 1971, Tectonic evolution of the central part of the Venezuelan Coast Ranges: Geol. Soc. America Mem. 130, p. 107-118.

_____, 1972, Geotectonic evolution of the southern Caribbean area: Geol. Soc. America Mem. 132, p. 369-386.

Bellizzia, A., Carmona, C. L. y Graterol, M., 1969, Reconocimiento geológico de las islas Monjes del Sur (Archipiélago de Los Monjes), Venezuela: Venezuela, Dir. Geol., v. 10 mo. 20, p. 225-230.

Bunce, E. T., Phillips, J. D., Chase R. L. y Bowin, C. O., 1971, The Lesser Antilles Arc and the eastern margin of the Caribbean sea, en Maxwell, A. E., ed., The sea, vol. 4, pt. 2: New York, Wiley-Interscience, p. 359-385.

Campbell, C. J., 1968, The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting: Carib. Geol. Conf., 4th, Trans., p. 247-261.

Carey, S. W., 1958, The tectonic approach to continent drift, en Carey, S. W., ed., Continental drift, a symposium: Hobart, Tasmania Univ., Dept. Geology p. 177-355.

Case, J. E., Duran, L. G., López, A. y Moore, W. R., 1971, Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panamá: Geol. Soc. America Bull., v. 82, p. 2685-2712.

Chase, R. L. y Bunce, E. T., 1969, Underthrusting of the eastern margin of the Antilles by the floor of the western Atlantic Ocean, and origin of the Barbados Ridge: Jour. Geophys. Research, v. 74, p. 1413-1420.

de Buissonjé, P. H., 1964, Marine terraces and sub-aeric sediments of the Netherlands Leeward Islands, Curacao, Aruba, and Bonaire, as indicators of Quaternary changes in sea level and climate. Vols. I and II: Koninkl. Nederlands. Akad. Wetensch. Proc., ser B, v. 67, p. 60-79.

_____, 1974, Neocene and Quaternary geology of Aruba, Curacao and Bonaire: Uitgaven "Natuurwetenschappelijke Studiekring voor Suriname en de Nederlandse Antillen", N° 78: Utrecht, p. 293.

Dengo, G., 1953, Geology of the Caracas region, Venezuela: Geol. Soc. America Bull., v. 64, p. 7-40.

_____, 1972, Review of Caribbean serpentinites and their tectonic implications: Geol. Soc. America Mem. 132, p. 303-312.

Dewey, J. W., 1972, Seismicity and tectonics of western Venezuela: Seismol. Soc. America Bull., v. 62, p. 1711-1751.

_____, y Bird, J. M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: Jour. Geophys. Research, v. 75, p. 2625-2647.

Dickinson, W. R., 1970, Relations of andesites, granites, and derivate sandstone to trench tectonics: Rev. Geophysics and Space Physics, v. 8, p. 813-860.

Dietz, R. S. y Holden, J. C., 1970, Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present: Jour. Geophys. Research, v. 75, p. 4939-4956.

Donnelly, T. W., Rogers, J. J. W., Pushkar, P. y Armstrong, T. L., 1971, Chemical evolution of the igneous rocks of the eastern West Indies: An investigation of thorium uranium and potassium distributions, and lead and strontium isotopic ratios. Geol. Soc. America Mem. 130, p. 181-224.

Dusenbury, A. N. y Walcott, P. P., 1949, Rocas metamórficas cretácneas en la Cordillera de la Costa de Venezuela: Asoc. Venezolana Geología, Minería y Petróleo, Bol. Inf. v. 1, N° 1, p. 17-26.

El-Hinnawai, E. E., Pichler, H. y Zeil, W., 1969, Trace element distribution in Chilean ignimbrites: Contr. Mineralogy and Petrology, v. 24, 50-62.

Engel, C. G., Fisher, R. L. y Engel, A. W. J., 1965, Igneous rocks of the Indian Ocean Floor: Science, v. 150, p. 605-610.

Feo-Codecido, G., 1971, Geología y recursos naturales de la península de Paraguaná (Venezuela), in Cologgium on resources of the Caribbean Sea and Adjacent areas: Paris UNESCO, p. 231-240.

Freeland, G. L. y Dietz, R. S., 1971, Plate tectonic evolution of Caribbean-Gulf of Mexico region: Nature, v. 232, p. 20-23.

Ganser, A., 1954, The Guiana Shield (S. America): Eclogae Geol. Helvetiae, v. 47, p. 77-112.

Geological Society of London, 1964, The Phanerozoic timescale: a symposium: The Geol. Soc. London Quart. Jour., v. 120, supp., p. 260-262, for the Miocene through the Cambrian.

Gilluly, J., 1971, Plate tectonics and magmatic evolution: Geol. Soc. America Bull., v. 82, p. 2383-2396.

González de Juana, C., 1947, Elements of diastrophic history of northeastern Venezuela: Geol. Soc. America Bull., v. 58, p. 689-702.

_____, 1968, Guía de la excursión geológica. La parte oriental de la isla de Margarita: Asoc. Venezolana de Geología, Minería y Petróleo Rept., p. 30.

- González de Juana, C. y Vignali, M., 1972, Rocas metamórficas ígneas en la península de Macanao, Margarita, Venezuela: Carib. Geol. Conf., 6th Trans., p. 63-68.
- _____, Muñoz, N. G. y Vignali, M., 1965, Reconocimiento geológico de la parte oriental de Paria: Bol. Inf. Petroleras, v. 8, p. 255-279.
- _____, 1972, Reconocimiento geológico de la península de Paria, Venezuela: Venezuela, Dir. Geol., Bol. Geol., Pub. Esp. 5, v. 3, p. 1549-1588.
- Hamilton, W., 1969, Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle: Geol. Soc. America Bull., v. 80, p. 2409-2430.
- _____, 1970, The Uralides and the Motion of the Russian and Siberian platforms: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 2553-2576.
- Heier, K. S. y Adams, J. A. S., 1963, The geochemistry of the alkali metals, en Ahrens, L. H., Press, F., Rankama, K. and Runcorn, S. K., eds. Physics and chemistry of the Earth, Vol. 5: Oxford, Pergamon Press., p. 253-382.
- Hess, H. H., 1938, Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies: Am Philos. Soc. Proc., v. 79, p. 71-96.
- _____, 1966, Caribbean research project, 1965, and bathymetric chart: Geol. Soc. America Mem. 98, p. 1-10.
- _____, y Maxwell, J. C., 1949, Geological reconnaissance of the island of Margarita, Venezuela: Geol. Soc. America Bull., v. 60, p. 1857-1868.
- Jakes, P., y White, A. J. R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geol. Soc. America Bull., v. 83, p. 29-40.
- Kay, R., Hubbard, N. J. y Gast, P. W., 1970, Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks: Jour. Geophys. Research, v. 75, p. 1585-1613.
- Krause, D. C., 1971, Bathymetry, geomagnetism, and tectonics of the Caribbean Sea north of Colombia: Geol. Soc. America Mem. 130, p. 35-54.
- Lagaay, R. A., 1969, Geophysical investigation of the Netherlands Leeward Antilles: Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch. Verh., Afd. Natuurk., Eerste Reeks, v. 25, N° 2, p. 86.
- Lamphere, M. R. y Dalrymple, G. B., 1967, K/Ar and Rb/Sr measurements on P-207, the U.S. Geological Survey interlaboratory standard muscovite: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 13, p. 1091.
- Larsen, E. P., 1968, Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, southern California: Geol. Soc. America Mem. 29, p. 1-182.

- Le Pichon, X., 1968, Sea-floor spreading and continental drift: Jour. Geophys. Research, v. 73, p. 3661-3697.
- Lockwood, J. P., 1971, Detrital serpentinite from the Goajira Peninsula, Colombia: Geol. Soc. America Mem. 130, p. 55-76.
- Longshore, J. D., 1966, Chemical and mineralogical variations in virgin Islands Batholith and its associated wall rocks (Ph. D. Thesis): Houston, Texas, Rice Univ., 94 p.
- MacDonald, W. D., 1968, Estratigrafía, estructura y metamorfismo de las rocas del Jurásico Superior, península de Paraguaná, Venezuela: Venezuela, Dir. Geol., Bol. Geol. v. 9, N° 18, p. 441-458.
- _____, Doolan, B. L. y Cordani, U. G., 1971, Cretaceous-early Tertiary metamorphic K-Ar age values from the southern Caribbean: Geol. Soc. America Bull., v. 82, p. 1381-1388.
- Malfait, B. T. y Dinkelman, M. G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: Geol. Soc. America Bull., v. 83, p. 251-272.
- Maloney, N. J., 1971, Geología de la isla de La Blanquilla y notas sobre el archipiélago de Los Hermanos, Venezuela Oriental: Acta Cient. Venezolana, v. 22, p. 6-10.
- Maresch, W. V., 1972, Mesozoic high-P Low-T metamorphism on isla Margarita, Venezuela, and its significance in the development of the Venezuela Coast Ranges (abs): Carib. Geol. Conf., 6th Trans., p. 366.
- _____, 1974, Plate-Tectonics origin of the Caribbean Mountain system of northern South America: discussion and proposal: Geol. Soc. America Bull., v. 85, p. 669-682.
- Martín Bellizzia, C., 1968, Edades isotópicas de rocas venezolanas: Venezuela, Dir. Geol. Bol. Geol., v. 10, N° 19, p. 356-380.
- _____, y Arozena, J. M. I. de, 1972, Complejo ultramáfico zona do de Tausabana-El Rodeo, gabro zonado de Siraba-Capuana y complejo sub volcánico estratificado de Santa Ana, Estado Falcón: Carib. Geol. Conf., 6th, Trans., p. 337-356.
- Melson, W. G., Thomson, G. y van Andel, T. H., 1968, Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N Latitude: Jour. Geophys. Research, v. 73, p. 5925.
- Metz, H. L., 1968, Stratigraphic and geologic history of extreme northeastern Serranía del Interior, State of Sucre, Venezuela: Carib. Geol. Conf., 4th, Trans., p. 275-292.
- Meyerhoff, A. A. y Meyerhoff? H. A., 1972, Continental drift IV: The Caribbean plate: Jour. Geology, v. 80, p. 34-60.

- Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 1970, Léxico estratigráfico de Venezuela (2d ed.): Venezuela, Dir. Geol., Bol., Geol., Pub. Esp. 4, 756 p.
- Molnar, P. y Sykes, L. R., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity: Geol. Soc. America Bull., v. 80, p. 1639-1684.
- Morgan, B. A., 1969, Geología de la región de Valencia, Carabobo, Venezuela: Venezuela, Dir. Geol., Bol. Geol., v. 10, N° 20, p. 3-136.
- Motickska, P., 1972, Geología del archipiélago de Los Frailes Carib. Geol. Conf., 6th, Trans., p. 69-73.
- Nier, A. D., 1950, Determination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium: Phys. Rev. v. 77, p. 789-793.
- Nockolds, S. R. y Allen, R., 1953, The geochemistry of some igneous rocks series: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 4, p. 105-142.
- North, F. K., 1965, The curvature of the Antilles: Geologie en Mijnbouw, v. 44, p. 73-86.
- Olmeta, M. A., 1968, Determinación de edades radiométricas en rocas de Venezuela y su procedimiento por el método K-Ar: Venezuela, Dir. Geol., Bol., Geol., v. 10, N° 19, p. 339-344.
- Peter, G., 1972, Geology and geophysics of the Venezuelan continental margin between Blanquilla and Orchila islands: Natl. Oceanic and Atmospheric Adm. Tech. Rept. ERL-226-AOML-6, 82 p.
- Pijpers, P. J., 1933, Geology and paleontology of Bonaire (D.W.I.): Geog. en Geol. Med. Utrecht, Physiog-Geol. Reeks, N° 8, 103 p.
- Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Verschure, R. H., Hebeda, E. H. y Lagaay, R. A., 1966, Isotopic age of the quartz-diorite batholith on the island of Aruba, Netherlands Antilles: Geologie en Mijnbouw, v. 45, p. 188-190.
- Reed, B. L. y Lanphere, M. A., 1969, Age and chemistry of Mesozoic and Tertiary plutonic rocks in south-central Alaska: Geol. Soc. America Bull., v. 80, p. 23-43.
- Rod, E., 1956, Strike-slip faults of northern Venezuela: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 40, p. 457-476.
- Rogers, J. J. W., 1964, Statistical test of the homogeneity of the radioactive components of granitic rocks, en Adams, J. A. S., y Lowder, W. M., eds. The natural radiation environment: Chicago, Ill, Chicago Univ. Press., p. 51-62.
- Rost, M., 1938, Die venezolanischen Inseln Las Aves, Los Roques, La Orchila und die Phosphoritlagerstätte von Gran Roque: Deutsch. Geol. Gesell.

- Zeitschr., v. 90, p. 577-596.
- Rutten, L. M. R., 1931, On rocks from the Venezuelan islands between Bonaire and Trinidad and on some rocks from northwestern Venezuela: Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch. Proc., v. 34, p. 1101-1110.
- _____, 1939, The age of the quartzdioritic and granodiorite rocks of the West Indies: Geologie en Mijnbouw, v. 5, p. 128-133.
- _____, 1940, New data on the smaller island north of Venezuela: Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch. Proc. v. 43, p. 820-827.
- Santamaría, F., 1972, Geochemistry and geochronology of the igneous rocks of the Venezuelan Coast Ranges and southern Caribbean islands and its tectonic evolution (Ph. D. thesis): Houston, Texas, Rice Univ. 112.
- Schubert, C., 1971, Metamorphic rocks of the Araya Peninsula, eastern Venezuela: Geol. Rundschau, v. 60, p. 1571-1600.
- _____, y Motickska, P., 1972, Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el Mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). I: Introducción e islas centrales: Acta Cient. Venezolana, v. 23, N° 6, p. 210-223.
- _____, 1973, Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el Mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). II. Islas orientales y conclusiones: Acta Cient. Venezolana, v. 24, N° 1, p. 19-31.
- _____, y Sifontes, R. S., 1970, Boconó fault, Venezuelan Andes: Evidence of post-glacial movement: Science, v. 170, p. 66-69.
- _____, 1935, Historical geology of the Antillean-Caribbean region: New York, John Wiley & Sons, Inc. 811 p.
- Seijas, F. J., 1972, Geología de la región de Carúpano; Venezuela, Dir. Geol. Bol., Pub. Esp. 5, v 3, p. 1887-1923.
- Siegers, A., Pichler, H. y Zeil, W., 1969, Trace element abundances in the "Andesite" formation of northern Chile Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 33, p. 882-887.
- Sievers, W., 1898, Die Inseln vor der Nordküste von Venezuela: Globus, v. 74, p. 163-165, 291-294, 302-307.
- Sifontes, R. S. y Santamaría, F., 1972, Rocas intrusivas jóvenes en la región de Carúpano: Carib. Geol. Conf. 6th Trans., p. 121-125.
- Stainforth, R. M., 1969, The concept of sea-floor spreading applied to Venezuela: Asoc. Venezolano Geología Minería y Petróleo Bol. Inf., v. 12, p. 257-274.
- Sutter, H. H., 1951-1952, The general and economic geology of Trinidad, B.W. I: Colonial Geol. and Min. Res., v. 2, p. 177217, 271-307; v. 3, p. 3-51.