

EDADES ISOTOPICAS DE ROCAS VENEZOLANAS

por C. MARTIN-BELLIZZIA

INDICE DE MATERIAS

	PAG.
RESUMEN	356
Introducción	356
CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE INTERPRETACION DE EDADES POR LOS METODOS K/Ar Y Rb/Sr	357
ESCUDO DE GUAYANA	359
—Complejo de Imataca	359
—Asociación Carichapo - Pastora - Cuchivero	361
—Formación Roraima	364
—Conclusiones	364
SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE	365
—Fajas tectónico-metamórficas	365
—Consideraciones generales	366
—Análisis de los resultados	367
CORDILLERA DE LOS ANDES Y SIERRA DE PERIJA	370
—Consideraciones generales	370
—Síntesis tectónica	373
Relación y análisis de las edades de los cuerpos graníticos	374
Cuerpos graníticos de Los Andes meridionales	375
Emplazamientos del Paleozoico Inferior	375
Emplazamientos del Paleozoico Medio	376
Emplazamientos del Carbonífero Superior-Triásico	376
BIBLIOGRAFIA	377

RESUMEN

El presente estudio sintetiza los datos acumulados en los últimos años, a partir de publicaciones, informes inéditos y comunicaciones personales, sobre edades radiométricas de rocas venezolanas del Escudo de Guayana, Cordillera de La Costa, Cordillera de Los Andes, Macizo de El Baúl, Sierra de Perijá y Complejo de El Tinaco. Se reseñan los conceptos actuales sobre el comportamiento del Sr, Rb, K y Ar en los minerales y la influencia de los mismos —y de los métodos empleados— en la veracidad de los datos obtenidos. Se resumen las ideas geológico-tectónicas generalmente aceptadas sobre el Escudo de Guayana, Cordillera de La Costa y Cordillera de Los Andes, y se analizan sus relaciones con los datos radiométricos obtenidos hasta el momento.

INTRODUCCION

El presente estudio tiene por objeto el de dar al conocimiento público una síntesis de los datos acumulados en la última década sobre las edades radiométricas de algunas rocas venezolanas pertenecientes al Escudo de Guayana, Cordillera de La Costa, Cordillera de Los Andes, Macizo de El Baúl, Sierra de Perijá y Complejo de El Tinaco. Muchos de estos datos han de tomarse con precaución, porque no han sido verificados por varios métodos. La gran mayoría de ellos ha aparecido en diversas publicaciones nacionales y extranjeras; otros forman parte de informes particulares del Ministerio de Minas e Hidrocarburos y de empresas privadas, y finalmente, otros han sido suministrados en comunicaciones personales con las partes interesadas. Para el momento de la presente redacción, en el Cuadro de Edades Radiométricas, se incluyen las cifras obtenidas por OLMETA (1968, este Boletín), que completan la información integral disponible hasta el momento.

Parte de esta síntesis fue presentada en Montevideo en 1967, durante las sesiones del Simposio sobre Deriva Continental y de la Comisión del Mapa Tectónico de América del Sur, como información de interés para el análisis de la tectónica venezolana, en el intento de esbozar posibles períodos de orogénesis, metamorfismo y emplazamiento de cuerpos intrusivos o asiento de uno o más episodios volcánicos. Con fines a la presente publicación, se ha añadido información gentilmente suministrada por la Compañía Shell de Venezuela, la Creole Petroleum Corporation, la Orinoco Mining Co. y el Ministerio de Minas e Hidrocarburos (OLMETA, *op. cit.*).

Se anexan mapas geológicos generalizados, que incluyen la localización de las muestras analizadas, y tres cuadros sinópticos de todos los datos.

La autora desea expresar su agradecimiento al Director de Geología, Dr. Alberto Vivas R., por el incentivo prestado al delegarle la representación de Venezuela en la discusión del Mapa Tectónico de América del Sur, y por la autorización para publicar el presente artículo; a los colegas X. Picard por su colaboración y estímulo en la elaboración y corrección de los mapas de localización, Juana M. Iturralde de Arozena y Vicente Mendoza, por la ayuda prestada en la compilación de algunos datos; muy especialmente a la Compañía Shell de Venezuela en la persona de G. Feo-Codécido, por haber facilitado la publicación de numerosos datos, primordialmente en la región andina, y de manera muy especial, a R. M. Stainforth de la Creole Petroleum Corporation, por su amable y valiosa contribución en facilitar los datos requeridos. Este agradecimiento es extensivo de manera muy especial a Alirio Bellizzia y a Cecilia Petzall, por la lectura crítica, corrección del manuscrito y el estímulo ejercido para la publicación del estudio.

CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE INTERPRETACION DE EDADES POR LOS METODOS K/Ar y Rb/Sr.

Antes de analizar el conjunto de rocas, se ha creído conveniente reseñar algunas consideraciones, establecidas por investigadores en esa disciplina, sobre el comportamiento de los elementos Sr, Rb, K y Ar en los minerales que los contienen, y los cuales son sometidos a investigación analítica. Las mejores condiciones para la obtención de datos veraces en cuanto a la época de formación de los minerales, es

decir, del episodio termal sufrido por las rocas (minerales), varían según los minerales considerados y los métodos seleccionados.

Los minerales que se emplean generalmente en la determinación de edades radiométricas por los métodos K/Ar y Rb/Sr son los feldespatos, las micas, los anfíboles y la roca total. De acuerdo a los métodos analíticos modernos aplicados en los laboratorios de investigación, el error en la desviación de la media es insignificante (menos de 2%; FAUL, 1966); por lo tanto, la discordancia entre dos edades calculadas por dos o más sistemas donde la reproducibilidad de los datos es excelente, se considera frecuentemente como debida a perturbaciones geológicas en los sistemas empleados, causadas por los episodios termo-tectónicos a que ha sido sometida la región en el pasado geológico.

Según las opiniones de HART y AMIRKANOFF (1961, *vide* FAUL, 1966), la hornablenda es el mineral más resistente a la pérdida de Ar por efectos de su migración, y la biotita el más sensible. La pérdida de Sr es menor que la de Ar en la biotita, aunque la diferencia entre ambos valores es pequeña. El feldespato pierde Ar en mayor porcentaje a la temperatura de ambiente, en tanto que retiene algo a temperaturas elevadas; por esta razón su empleo se considera poco adecuado en determinaciones de edad. Sus edades aparentes pueden ser menores en un 20-30% que la edad verdadera de cualquier evento geológico relacionado con la formación del mineral (CORDANI, comunicación personal). En cambio, la biotita pierde casi todo su Ar a pocas decenas de metros de distancia del contacto intrusivo.

El Sr tiende a migrar de la biotita y del feldespato potásico por difusión, por cuya razón la medición analítica del Sr radiogénico en ambos minerales y en roca total permite determinar la edad probable. Este procedimiento ha sido discutido por FAIRBAIRN *et al.* (1961). Si entre ambos resultados (obtenidos en minerales y roca total) se aprecia discordancia, y si la edad Rb/Sr determinada en roca total es mucho mayor que la determinada en los minerales componentes biotita y feldespato potásico, esto podría interpretarse como la acumulación del Sr radiogénico por efectos de un evento termal, en cuyo caso el dato de la roca total sería la edad más probable. Los autores asumen el caso, considerando que la roca en cuestión representa un sistema cerrado.

Las determinaciones en las micas son adecuadas en los reconocimientos a escala regional, pero en general representan edades mínimas de fenómenos regionales (tectónicos y termales), ocurridos en etapas posteriores a la formación del mineral analizado.

En las rocas meteorizadas, el Rb de las plagioclasas alteradas migra, y es absorbido por los minerales de arcilla u otros componentes minerales. El aumento en 70% de la relación Rb/Sr que se manifiesta en las rocas meteorizadas, comparada con la misma en rocas frescas, representa sólo un 10% en la reducción de su edad verdadera (BOTTINO y FULLAGAR, 1968). Los autores interpretan este hecho como resultado de la pérdida de Sr no-radiogénico en la plagioclasa meteorizada, y la retención por captura del Sr radiogénico en el feldespato potásico y la biotita; de acuerdo con los resultados de sus investigaciones (—10% en la edad), concluyen que una meteorización incipiente de las rocas graníticas no afecta sustancialmente la edad determinada en roca total.

Estos resultados son de sumo interés para las investigaciones de edad en áreas con rocas de composición granítica, especialmente en regiones tropicales y subtropicales, como es el caso de Venezuela, dada la dificultad de obtener muestras frescas en el campo.

En base a estas consideraciones y a los datos suministrados en los Cuadros 1, 2 y 3 que incluyen: tipo de roca analizada y mineral empleado, método empleado en la determinación y edades radiométricas determinadas, el lector dispondrá de suficientes elementos para la interpretación de las aparentes discordancias en los resultados.

ESCUDO DE GUAYANA

La sección del Precámbrico de la Guayana venezolana, hoy cubierta parcialmente por estudios geológicos en mapas a escalas 1:250.000, 1:100.000 y 1:50.000, constituye una faja que se extiende desde el paralelo 6° 30' (límite sur) hasta las márgenes del río Orinoco al norte, y desde la frontera con Guyana al este hasta el Codo del Orinoco (Estado Apure) al oeste. Muchos de los estudios realizados en la región han sido publicados; otros están en proceso de elaboración.

El Escudo de Guayana abarca dos unidades geotectónicas: Complejo de Imataca y Asociación Carichapo-Pastora-Cuchivero. Estas incluyen a su vez tres cubiertas de plataforma, también plegadas y metamorfizadas. En el extremo sur del territorio existe además el macizo tabular de la Formación Roraima, o cubierta de plataforma, en posición sensiblemente horizontal, de unos 3.000 metros de espesor.

COMPLEJO DE IMATACA

La parte más antigua de la secuencia de rocas del Escudo es el COMPLEJO DE IMATACA (Estado Bolívar y Territorio Delta Amacuro), un conjunto estratigráfico y estructural a manera de cinturón, que bordea la margen sur del río Orinoco y se extiende ininterrumpidamente desde la margen derecha del río Caura hasta desaparecer por debajo de los aluviones en el Delta del Orinoco.

El Complejo de Imataca fue descrito originalmente por NEWHOUSE y ZULOAGA (1929) y ZULOAGA y TELLO (1939); con el nombre de Serie de Imataca su descripción fue ampliada posteriormente por MARTIN y BELLIZZIA (1956) y RATTMIROFF (1965); por último, con la designación de Complejo de Imataca, ha sido estudiado por CHASE (1965), KALLIOKOSKI (1965 - a,b) y DOUGAN (1967) y constituye el conjunto más antiguo de la Guayana venezolana. Este conjunto está constituido por gneises máficos y félsicos, metacherts ferríferos, gneises grafitosos, cuerpos graníticos restringidos y en la zona de metamorfismo de grado más bajo, anfíbolitas y migmatitas. Su espesor mínimo es de 4.500 metros. En base a sus relaciones de campo, el conjunto representa una secuencia original alternante de grauvacas (gneises félsicos), flujos basálticos y lutitas calcáreas (rocas máficas), sedimentación química y ferruginosa (yacimientos de hierro) y sedimentos pelíticos (granulitas ácidas y básicas).

Estas rocas fueron metamorfizadas a las condiciones de presión-temperatura de la subfacies de la hornablenda granulítica (facies granulítica). Existe una variación

reflejada por la mineralogía entre las subfacies del piroxeno-granulita (facies granulítica), que se interpreta como causada por una variación en las condiciones de la presión del agua y no en el gradiente de temperatura. Esta variación mineralógica se asocia estrechamente con la presencia de estructuras abiertas o cerradas.

Las estructuras son anticlinoides y sinclinoides en forma de pliegues alargados, paralelos a la dirección principal (N 60° E), con una relación entre longitud y anchura de aproximadamente 4:1. Algunos pliegues están volcados. Además, hacia la porción occidental de la franja de Imataca se desarrollan domos equidimensionales, muchos de ellos orientados en dirección norte-sur.

El Complejo de Imataca está atravesado por tres fallas transcurrentes, cuyo componente original horizontal ha desarrollado zonas miloníticas y de gneis fletcher de hasta 3.000 metros de anchura. La reactivación posterior de estas estructuras ha originado un componente vertical predominante. Algunas de estas fallas se resuelven en un desarrollo de estructuras menores (pliegues). Estas rocas han sufrido rejuvenecimiento y movilización parcial, que ha dado origen al emplazamiento de cuerpos intrusivos de composición latita-cuarcífera (sintectónicos), y al desarrollo de zonas migmatíticas y aureolas de metamorfismo de contacto retrógrado en los bordes de los emplazamientos sintectónicos o sintectónicos tardíos, con un ligero aumento de las facies metamórficas en la roca-caja. Estos cuerpos tienen mayor desarrollo al este del río Caroní.

Las determinaciones de edades radiométricas del Complejo de Imataca se efectuaron en muestras provenientes de uno de estos cuerpos (Granito de La Encrucijada, CHASE, 1965) y en las zonas de movilización parcial de los paragneises de Imataca.

Los primeros datos fueron suministrados por SHORT y STEENKEN (1962) quienes mencionan una determinación de 2.000 ± 45 m. a. (Rb/Sr) en biotita procedente del Granito de La Encrucijada, y de 1.540 ± 60 m. a. (Rb/Sr) en biotita procedente de un pequeño cuerpo granítico al norte de Ciudad Piar. CHASE (1965) suministra una determinación de 800 m. a. en biotita, y otra de 1.070 m. a. (K/Ar) en feldespato procedente de un pequeño cuerpo granítico al norte de Cerro Bolívar.

Unos 35 kilómetros al este de San Pedro de Las Bocas, SHORT y STEENKEN (1962) determinaron 2.340 ± 55 m. a. (Rb/Sr) en biotita algo cloritizada procedente de un gneis de aspecto granítico y composición cuarzo-microclínico-biotítico-epidótica.

En muestras del Granito de La Encrucijada (KALLIOKOSKI, comunicación personal) en investigación realizada por V. POSADAS, se determinaron 2.153 m. a. (Rb/Sr), y 2.900 m. a. (Rb/Sr) en una muestra tomada 7 kilómetros al oeste del borde del plutón.

Con anterioridad, HURLEY (1961, *vide* KALLIOKOSKI, comunicación personal) efectuó una determinación de 2.700 m. a. (Rb/Sr) en un gneis expuesto 50 kilómetros al sur del Granito de La Encrucijada.

En su reciente estudio del Granito de La Encrucijada y del paragneis de Imataca, POSADAS y KALLIOKOSKI (1967) señalan los siguientes resultados por el método Rb/Sr: 2.110 ± 87 m. a. y 2.900 m. a., respectivamente. En muestras recolectadas por la Orinoco Mining Company (comunicación personal, 1968) en las migmatitas

de Imataca en el río Caroní (Muestra 49, Cuadro I), HURLEY obtuvo 3.136 y 3.080 m. a. (Rb/Sr). HURLEY *et al.* (1967) determinaron en Imataca, edades de 3.200 y 2.700 m. a. (Rb/Sr).

Las muestras analizadas por POSADAS y KALLIOKOSKI (1967) proceden de cinco localidades a través del plutón, que representa un gneis granítico porfídico formado por cristales pegmatíticos de microclino y cuarzo, hornablenda, plagioclasa, esfena y apatita, el cual pasa a través del cuerpo a facies menos gnéicas de composición monzonita-cuarcífera, hasta una verdadera textura granítica de composición cuarzo-microclínico-perfídica, con plagioclasa y biotita de color rosado y granularidad media. Una de las muestras representa una fase aplítica del granito cerca del borde del plutón.

La muestra correspondiente al paragneis de Imataca procede del área gnéica entre el plutón de La Encrucijada y La Ceiba, 8 kilómetros al oeste del borde del primero. La roca es un gneis granítico rosado constituido por cuarzo, microclino perfídico, biotita, clorita y circón y se considera como producto anatéctico de los paragneises de Imataca.

La incidencia de lineaciones de minerales, micro-estructuras, etc., unida a los datos isotópicos, ha permitido adjudicar una edad de más de 3.000 m. a. al Complejo de Imataca. En el presente estudio, se designa con el nombre de GURIENSE a la orogenia que causó su primer plegamiento, hace unos 2.900 m. a., con el de TRANS-AMAZONICA al período de rejuvenecimiento de hace 2.000 m. a., y ORINO-QUENSE a la etapa tectónica final o tardía que produjo reactivación y rejuvenecimiento, más desarrollada en la porción occidental y centro-occidental del Escudo de Guayana.

ASOCIACION CARICHAPO - PASTORA - CUCHIVERO

Hacia el sur de lo que pudiera denominarse la Provincia geológica de Imataca, los grupos Carichapo, Pastora y Cuchivero suprayacen al Complejo de Imataca con contacto unas veces de falla y otras con discordancia metamórfica. Estas unidades presentan actitudes diferentes en lo que se refiere al grano tectónico y facies metamórficas. Así, se aprecian pliegues apretados de ángulo alto y declives al oeste de las estructuras dominantes en las unidades de Carichapo, en contraste con el plegamiento más suave, menor grado de metamorfismo, y excelente preservación de las estructuras (almohadillas, pliegues en volutas y diversas estructuras de flujo) en las unidades de Pastora. En el Grupo Cuchivero, el grado de metamorfismo es aún más suave y las características estructurales son diferentes. El conjunto de estos grupos litológicos ha sido afectado por la *Orogénesis Trans-amazónica* y por su fase final *Orinoquense*, en cuyas etapas fueron emplazados los plutones de trondhjemitita, latitas cuarcíferas, granodioritas y granitos. Las edades radiométricas varían entre 2.000 m. a. y 1.200 m. a.

EL GRUPO CARICHAPO abarca las unidades más antiguas de este conjunto. Desarrolla un cinturón de colinas muy alargadas y comprimidas que alternan con zonas de bajo relieve en el borde sur del Complejo de Imataca. Se extiende de este a oeste desde la frontera con Guyana hasta la Serranía de Real Corona, en forma interrumpida pero persistente a través de la región (MARTIN BELLIZZIA, en: MARTIN BELLIZZIA *et al.*, 1968, este Boletín; MARTIN-BELLIZZIA, *en preparación*).

Esta unidad está en contacto, unas veces de falla y otras con discordancia metamórfica, con el Grupo Pastora. El Grupo Carichapo consiste en gneis feldespático, paragneis cuarzo-feldespático-anfibólico, paragneis anfibólico, anfíbolitas (basalto andesítico), cuarcitas y metacherts mangano-ferríferos localmente carbonáticos (acumulaciones locales de manganeso).

En la región Pao-Santa Bárbara-San Francisco, las anfíbolitas se asocian a horizontes intercalados de paraesquistos cuarzo-feldespático-muscovítico (biotítico), cuya génesis es puesta en evidencia por los vestigios de las estructuras sedimentarias originales (MARTIN-BELLIZZIA, *en preparación*). La parte superior de la sección anfíbolítica está cubierta en aparente concordancia estratigráfica por una secuencia metasedimentaria cuarzosa, sericitica y silíceas (chértica), en la cual se desarrollan los horizontes manganesíferos (base del Grupo Pastora) bien expuestos en el río Caroní, región del cerro La Esperanza, región de Guayabal al sur de Tomasote, etc., El conjunto litológico está intrusado por gabros y peridotitas y alcanzó el grado de metamorfismo regional de la facies de la anfíbolita, subfacies de la estauroilita-almándina.

Esta unidad, y los grupos Pastora y Cuchivero suprayacentes fueron intrusados a su vez por rocas ígneas ácidas, emplazamientos que probablemente produjeron una reactivación del modelo tectónico anterior hace 1.300 m. a., la cual modificó la edad original a la edad radiométrica recientemente determinada (MARTIN-BELLIZZIA, *en: MARTIN BELLIZZIA et al., 1968, este Boletín*).

No siendo el objeto del presente trabajo analizar la petrogenia del GRUPO PASTORA, sino el de dar una idea general de la estratigrafía del Escudo de Guayana para la mejor interpretación de la edad, sólo se discuten los rasgos litológicos generales de las unidades. El análisis de la terminología estratigráfica propuesta por MENÉNDEZ (1968, este Boletín) (Supergrupo Pastora, etc.) se hará en fecha posterior (MARTIN-BELLIZZIA, *en preparación*). En la presente oportunidad, la suscrita se acoge en general a la columna estratigráfica de KALLIOKOSKI (1965), ligeramente modificada por la omisión de ciertas relaciones con las cuales no concuerda. El Grupo Pastora consiste de una secuencia predominantemente metasedimentaria en la porción basal, constituida por metagrauvascas, filitas, metacherts mangano-ferríferos, tobas, brechas volcánicas de composición dacítico-andesítica, metalavas basáltico-andesíticas almohadilladas, y nuevamente una secuencia de metasedimentos de grano fino con abundantes estructuras de turbiditas y piroclásticas asociadas. Las unidades del grupo han sido metamorfizadas a la facies del esquistos verde del metamorfismo regional, e intrusadas por rocas graníticas y pórfidos de cuarzo y feldespato. Localmente, en las zonas de contacto con las intrusivas, se desarrollan anfíbolitas y se aprecia un aumento del gradiente metamórfico.

La información sobre la edad de estos dos grupos proviene de determinaciones realizadas en las intrusiones trondhjemiticas en las anfíbolitas de Panamo (sinónimas de Carichapo) de la región de Panamo (CHASE, 1965) que indican edades de 2.040 m. a. (K/Ar); en las anfíbolitas de La Coroba (Grupo Carichapo) (MARTIN-BELLIZZIA, 1968), de 1.900 ± 140 m. a. (K/Ar); en biotita de un gneis clorítico al sur de las unidades del Complejo de Imataca, de 2.340 ± 55 m. a. (Rb/Sr) (SHORT y STEENKEN, 1962); en biotita de la granodiorita biotítica de San Pedro de Las Bocas, de 1.800 ± 90 m. a. (K/Ar) (MARTIN-BELLIZZIA, 1968). La metalava dacítica de la porción basal de Pastora (MARTIN-BELLIZZIA, *en preparación*)

da 1.900 a 1.400 m. a. en roca total (K/Ar). KALLIOKOSKI (1965) menciona 1.260 m. a. (K/Ar) en muscovita de la Cuarcita de Máparez cerca del río Aro, en contacto con las anfíbolitas de la Formación Real Corona. El mismo autor (1965) menciona 1.310 m. a. (K/Ar) en roca total, determinada en la zona de contacto entre la riolita granofírica poco metamorfizada y el Granito de La Paragua ("monzonita cuarcífera" de KALLIOKOSKI, 1965; "gneis microclínico-epidótico-biotítico-ferrohastingsítico con fluorita" de SHORT y STEENKEN, 1962). En el granito alcalino de La Paragua (MARTIN-BELLIZZIA, *en: MARTIN-BELLIZZIA et al., 1968, este Boletín*), intrusivo en la porción basal del Grupo Pastora, se determinó 1.300 ± 70 m. a. en biotita. Estas cifras asignan una edad mínima de 1.300 m. a. a la sección volcánica y pone de manifiesto el desarrollo de un episodio termal tardío (*Orinoquense*) de la *Orogénesis Trans-amazónica*.

Las unidades de Carichapo y Pastora han sido intrusadas por gabros piroxénicos, peridotitas serpentizadas y serpentinitas, los cuales han sido metamorfizados a la facies de la anfíbolita, y cuya orientación incide 23° con la foliación de las rocas que intrusionan.

El GRUPO CUCHIVERO representa el final del evento volcánico en el eugeosinclinal Carichapo-Pastora-Cuchivero. Consiste de una sección de conglomerados oligomixtos en diámetro de guijarros, de hasta 5 centímetros, flujos riolíticos con estructura vacuolar, tobas, ignimbritas, esquistos sericitico-cuarzosos y cuarcitas micáceas. Este conjunto está foliado y exhibe un suave metamorfismo.

En la región Aro-Paragua estas rocas han sufrido metasomatismo por efectos del emplazamiento del granito alcalino de La Paragua, con textura rapakivi, cuya edad es de 1.300 m. a., el cual se considera como equivalente probable del extenso batolito de granito, también de textura rapakivi, denominado Granito de El Parguaza, que forma gran parte del Territorio Amazonas en la parte sur de la Guayana venezolana. La edad de 1.825 y 1.440 m. a. (Rb/Sr) (HURLEY *et al., 1968, (Cuadro I)* permite asociarlo al mismo evento termal *Orinoquense*, aunque la discordancia de los dos datos obligaría a un análisis crítico para decidir la cifra más probable. Sin embargo, el desconocimiento de los minerales empleados lo impide. Este granito sería orogénico tardío, ya que su orientación es sensiblemente paralela a los lineamientos de las estructuras y foliación de las volcánicas ácidas y de la Formación Cinaruco.

El carácter estructural predominante de las unidades de Cuchivero es el cambio abrupto en su orientación con relación a las unidades ya descritas, las cuales se alinean en dirección $N 10^\circ - 20^\circ W$, ajustándose de esta manera a un sistema de fallamiento dominante que continúa hacia el sur en dirección de la región del río Branco, Brasil.

De acuerdo con la edad del granito alcalino de La Paragua, y las edades determinadas en la región Caura-Cuchivero (véase Cuadro 1), el episodio termotectónico dataría de 1.300-1.700 m. a.; por estar mejor representado en unidades próximas al río Orinoco, se ha designado con el nombre ORINOQUENSE (MARTIN-BELLIZZIA, 1968).

Esta zona ha sido rejuvenecida por levantamientos sucesivos, y ha tenido lugar el emplazamiento de un enjambre de diques menores de diabasa, que acusan una edad radiométrica de 400 m. a. (Ordovícico) (WILLIAMS *et al., 1967*).

La Formación Cinaruco (sección de conglomerados y areniscas ferruginosas) se considera como representativa de la cubierta de plataforma que cierra el ciclo geotectónico del gran eugeosinclinal, el cual penetra en territorio venezolano por el borde sureste para desaparecer en la región del Codo del Orinoco hacia el oeste.

FORMACION RORAIMA

En el extremo sur del país, a partir del paralelo $6^{\circ} 30'$, se desarrollan las masas tabulares de la Formación Roraima. Esta representa una plataforma del Proterozoico Inferior, la cual sólo ha sufrido en algunas áreas un grado incipiente de metamorfismo. Su edad se ha determinado en numerosos análisis radiométricos, que arrojan cifras comprendidas entre 1.500 - 1.700 m. a. y 1.700 - 1.900 m. a., obtenidas en diversos sills y lacolitos de diabasas que intrusionan estos macizos tabulares, discordantemente suprayacentes a las volcánicas (AGUERREVERE *et al.*, 1939; BELLIZZIA, 1957).

La edad determinada por MCDUGALL *et al.* (1963) en Guyana, en rocas similares intrusivas en la Formación Roraima, es de 1.600 - 2.100 m. a. (Rb/Sr) en roca total, plagioclasa y piroxeno. SNELLING (1963) también determina en las doleritas de Guayana una edad de 1.700 m. a. (K/Ar) en minerales individuales.

En muestras recolectadas por HARGRAVES en el sill de Ambutuir-Pradá (BELLIZZIA, 1957) de la región de Urimán en la Gran Sabana, MCDUGALL (comunicación personal) determinó una edad de 1.497 m. a. (Rb/Sr) en plagioclasa y 2.073 m. a. (Rb/Sr y K/Ar) en piroxeno. En la quebrada Haicha de la Gran Sabana, el mismo investigador determinó cifras de 1.576 m. a. (K/Ar) en plagioclasa y 1.763 m. a. (Rb/Sr) en piroxeno.

CONCLUSIONES

Los datos radiométricos obtenidos y el análisis de las relaciones estratigráficas, caracteres tectónicos y facies metamórficas deducidos por los estudios geológicos de campo, tanto publicados como en vías de preparación, permiten asumir que en el Precámbrico Inferior los extensos ortogeosinclinales y surcos fueron asiento de una sedimentación de grauvacas y flujos de lavas básicas, acompañadas de precipitación química de sílice, hierro y manganeso. La secuencia fue posteriormente metamorfizada, plegada e intrusionada hace unos 2.705 m. a., bajo condiciones de la facies metamórfica de la anfibolita-granulita durante la *Orogénesis Guriense*, seguida de una sedimentación de surco con acumulación de lavas basálticas, andesitas, lacitas y riolitas, y sus piroclásticas asociadas. Procesos termo-diastróficos subsecuentes permitieron la movilización de los niveles inferiores durante la *Orogénesis Transamazónica* y la invasión a niveles supracorticales de cuerpos graníticos de composición variable hace unos 2.000 m. a. Episodios tardíos de esta orogénesis determinaron un nuevo efecto termal en la porción más joven de la secuencia volcánica durante la fase *Orinoquense* a niveles supracorticales, predominantemente en las porciones centro-occidental, occidental y meridional del Escudo de la Guayana venezolana.

SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

El Sistema Montañoso del Caribe bordea la costa norte de Venezuela en dirección sensiblemente este-oeste y se extiende desde la depresión de Barquisimeto al oeste hasta la península de Paria, continuando hasta Trinidad al este. La depresión o surco de Barquisimeto separa a la Cordillera del Caribe de la Cordillera de Los Andes, y la depresión de Barcelona separa en dos partes al Sistema Montañoso del Caribe.

De norte a sur la depresión topográfica de las cuencas Bajo Tuy, Santa Lucía, Lago de Valencia y depresión de Nirgua separa al Sistema Montañoso del Caribe en la Cordillera de La Costa al norte y la Serranía del Interior al sur. En la porción oriental del Sistema Montañoso, la parte norte (Araya-Paria) está separada de la prolongación de la Serranía del Interior al sur por las depresiones del golfo de Cariaco y extremo occidental del golfo de Paria.

FAJAS TECTONICO-METAMORFICAS

En este esbozo de la estratigrafía del Sistema Montañoso del Caribe se sigue la separación en fajas de unidades de acuerdo a sus facies metamórficas (gradientes metamórficos), expuesta por BELLIZZIA (1968), en la Leyenda y Nota Explicativa del Mapa Geológico de Venezuela, y en fajas tectónicas por MENÉNDEZ (1966) y BELL (1968).

La unidad orográfica de la Cordillera de La Costa representa tectónicamente un tipo alpino de montañas donde están bien representados los gradientes metamórficos, tectónicos y migmáticos.

Las unidades más antiguas son los complejos ígneo-metamórficos de El Tinaco y Sebastopol, de probable edad Paleozoico Inferior o más antiguo (HESS, comunicación personal).

El Complejo de El Tinaco forma la faja tectónico-metamórfica de Cauagua-El Tinaco y consiste de gneises hornabléndicos, biotíticos y cuarzo-feldespáticos, esquistos muscovíticos y cloríticos. La porción basal ha sufrido el emplazamiento de cuerpos trondhjemiticos, con desarrollo de zonas migmáticas y dioritas hornabléndicas emplazadas a niveles superiores. Esta secuencia del basamento ha alcanzado la *FACIES DE LA ANFIBOLITA-ALMANDINA*, con fuerte metamorfismo retrógrado hacia el este.

Una segunda faja tectónico-metamórfica está representada por esquistos cuarzo-micáceo-grafitoso-cloríticos, calizas marmóreas, anfibolitas granatíferas y eclogitas de posible edad Jurásico-Cretáceo en la *FACIES DE LA ANFIBOLITA EPIDOTICA (ALMANDINA)*. La unidad es un gran anticlinorio en cuyos núcleos anticlinales aflora el basamento granítico (Sebastopol). La movilización parcial del basamento a niveles bajos en la corteza ha desarrollado amplias zonas migmáticas durante su emplazamiento, a modo de manchas dispersas a todo lo largo del núcleo de la Cordillera y en la península de Paria, así como en la isla de Margarita.

La tercera faja tectónico-metamórfica es una secuencia metamorfizada a la *FACIES DEL ESQUISTO VERDE*; consiste en esquistos cuarzo-micáceo-grafitoso

cloríticos, filitas grafitosas y esquistos calcáreos, calizas cristalinas, metaconglomerados y meta-areniscas, asociados a metavolcánicas básicas.

La cuarta faja tectónico-metamórfica consiste de rocas metamorfizadas del Cretáceo Superior: filitas grafitosas, filitas calcáreas, metaconglomerados, meta-areniscas y metavolcánicas básicas en baja proporción. La presencia de fósiles diagnósticos indica una edad Cretáceo Inferior para su porción basal (formaciones Los Cristales y Güinimita) y Cretáceo Superior para la sección superior (Formación Paracotos). El grado metamórfico alcanzado es el de la *FACIES DE LAS ZEOLITAS A LA DE PUMPELLYITA-PREHNITA*.

Por último, una quinta faja está representada por el bloque alóctono de Villa de Cura, movido desde el norte a fines del Cretáceo Superior (OXBURGH, 1965; SEIDERS, 1965; MENÉNDEZ, 1966; BELL, 1968). Consiste de esquistos cuarzo-albítico-epidóticos, metalavas porfídicas, metacherts, granulitas, metatobas laminares verdes y negras, metalavas porfídicas y cherts negros en la *FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES Y ESQUISTOS AZULES*. Esta unidad infrayace concordantemente a la Formación Tiara, representada por conglomerados volcánicos, tobas y lavas levemente metamorfizadas a la facies de esquistos verdes en forma muy semejante a la de Villa de Cura (PIBURN, 1968).

CONSIDERACIONES GENERALES

A través de su ciclo geotectónico, el Sistema Montañoso del Caribe pone de manifiesto el importante carácter termal en su historia post-paleozoica: de haber sufrido tectonismo intenso y metamorfismo acompañado de actividad ígnea de tal intensidad, que permitió la invasión del manto a niveles de la corteza. Esto está evidenciado por el re-emplazamiento de cuerpos ultrabásicos (peridotitas, serpentinitas y piroxenitas) durante el Mesozoico Superior.

La movilización parcial a niveles bajos en la corteza siálica determinó el emplazamiento de cuerpos graníticos concordantes y el desarrollo de una amplia zona migmática: Guaremal, Choroní, El Mango, Matasiete y numerosas manchas dispersas a todo lo largo del núcleo de la Cordillera de La Costa, Araya, Paria y Margarita.

El Sistema Montañoso del Caribe se interpreta como una cadena de montañas tipo alpino, continuación del arco estructural de la porción oriental del Caribe. En su evolución tectónica se desarrollaron profundas geofracturas que permitieron el ascenso de materiales del manto (rocas ultrabásicas) y amplia actividad volcánica, seguidas de levantamiento, desarrollo de fallamiento normal, inverso y transcurrente, corrimientos y sobrecorrimientos, tectónica gravitacional, aloctonía y estructuras de klippen, que culminaron en el Eoceno superior-Oligoceno con el paroxismo de la *Orogénesis Andina*.

Con el emplazamiento de las rocas graníticas y dacitas cesó el magmatismo en el Sistema Montañoso del Caribe y con ellos el efecto termal y de deformación, en tanto que los fenómenos de tectonismo por gravedad, epeirogénesis y sobrecorrimientos alcanzaron gran intensidad durante el Terciario. El episodio tectónico continúa hasta nuestros días.

En cuanto a las relaciones de convergencia tectónica del Sistema Montañoso del Caribe con Los Andes venezolanos, el mecanismo podría explicarse mediante

**CUADRO DE EDADES RADIOMETRICAS
EN ROCAS VENEZOLANAS**

ESCUDO DE GUAYANA

Nº I.

Nº	UNIDADES LITO-ESTRATIGRAFICAS	REFERENCIA	METODOS	EDAD RADIOMETRICA (en millones de años)
33	Complejo de Imataca; a 50 Kms S. Encrucijada.	V.G. de Posadas (1967)	Rb - Sr	2.400 2.700
34	Granito de La Encrucijada. Roca total en 6 muestras del plutón.	V. de Posadas. J. Kalliokoski (1967, p.212).	Rb - Sr	2.110 ± 87
35	Paragneis de Imataca; 8 Km. al oeste del borde del plutón de La Encrucijada	V. de Posadas y J. Kalliokoski (1967)	Rb - Sr	2.900
36	Complejo de Imataca; Granito de La Encrucijada (en biotita).	Short y Steenken (1962, <i>ibid.</i> ; Chase, 1965, p. 115).	Rb - Sr	2.000 ± 45
37	Complejo de Imataca; Norte de Ciudad Piar (en biotita)	Short y Steenken (1962, <i>ibid.</i> ; Chase, 1965, p. 115).	Rb - Sr	1.540 ± 60
38	Complejo de Imataca; Granito. Carretera Upata - La Encrucijada (biotita y feldespato)	Chase (1965, p. 115)	K - Ar	800 1.070
39	Asociación Carichapo - Pastora; 35 Km. al este de San Pedro de Las Bocas (en biotita).	Short y Steenken (1962)	Rb - Sr	2.340 ± 55
40	Trondhjemita de Guri, intrusiva en Anfibolita de Panama.	Chase (1962-65, p. 185)	K - Ar	2.000
41	Gneis de Guri-Santa Cruz; carretera Upata - Guasipati (en biotita).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	Rb - Sr	1.870 ± 60
42	Gneis microclínico-epidótico-biotítico-ferrohastingsítico; 30 Km. al oeste de La Paragua. (en microclino).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	Rb - Sr	1.815 ± 80
43	Contacto de Granito de La Paragua y Riolita; 55 Km. al oeste de La Paragua. Roca total (Riolita)	J. Kalliokoski (1965, a,b)	K - Ar	1.310
44	Formación Real Corona. Esquisto cuarzo-muscovítico cerca de La Esperanza (en muscovita).	J. Kalliokoski (1965, a)	K - Ar	1.261
45	Roraima, Ambutuir - Apradó (plagioclasa, piroxeno).	Mc. Dougall (1)	K - Ar Rb - Sr	1.497 2.073
46	Roraima; Quebrada Haicha, Venezuela; (plagioclasa, piroxeno).	Mc. Dougall (1)	K - Ar Rb - Sr	1.576 1.736
47	Complejo Imataca. Este de C. Bolívar cerca de La Ceiba - Gneises Migmatíticos.	Orinoco (1)	Rb - Sr	2.690 2.913
48	Intrusivas graníticas. Carretera Ciudad Bolívar - La Encrucijada, Km. 70 (2 localidades)	Hurley <i>et al.</i> (1968)	Rb - Sr	2.256 2.124
49	Complejo de Imataca. Río Caroní al Norte de Guri. Gneis migmatítico.	Orinoco (1)	Rb - Sr	3.136 3.080
50	Carichapo, al norte de El Manteco, gneis biotítico.	Hurley <i>et al.</i> (1968)	Rb - Sr	1.750
51A	Granito de Parguaza. Al norte de la Confluencia del río.	Hurley <i>et al.</i> (1968)	Rb - Sr	1.825
51B	Granito de Parguaza. Al sur de la Confluencia.	Hurley <i>et al.</i> (1968)	Rb - Sr	1.440
52	Granito biotítico al Sur de Caicara	Hurley <i>et al.</i> (1968)	Rb - Sr	1.690
V-G-214	Guasipati. Diorita cuarcífera.	Olmata (1968)	K - Ar	2.000 ± 100
V-Gr. G. Pto. 1545-I	Caura - Cuchivero. Granito biotítico	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.120 ± 60
V-BO-11079	Caroní - Aro - Paragua. Meta-lava dacítica.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.900 ± 600
V-G-2183	Guasipati. Porfido de granodiorita.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.510 ± 80
V-DC-Pto. 221	Región Caura - Cuchivero. Microgranito.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	890 ± 180
V-BO-11088	Caroní - Aro - Paragua. Meta-lava.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.900 ± 140
V-Gr. G. Pto. 754	Caura - Cuchivero. Granito porfídico.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.700 ± 80
V-BO-11074	Granito de La Paragua. Granito alcalino.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.300 ± 70
V-BO-11089	Caroní - Aro - Paragua - Granodiorita biotítica.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.800 ± 90
V-G-2081	Guasipati. Granodiorita biotítica.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.970 ± 100
V-B-33	Botanamo. Monzonita cuarcífera biotítica.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.530 ± 50
V-BO-11079	Caroní - Aro - Paragua. Meta-lava dacítica.	Olmata (<i>op. cit.</i>)	K - Ar	1.400 ± 700

NOTA: (1) Comunicación personal.

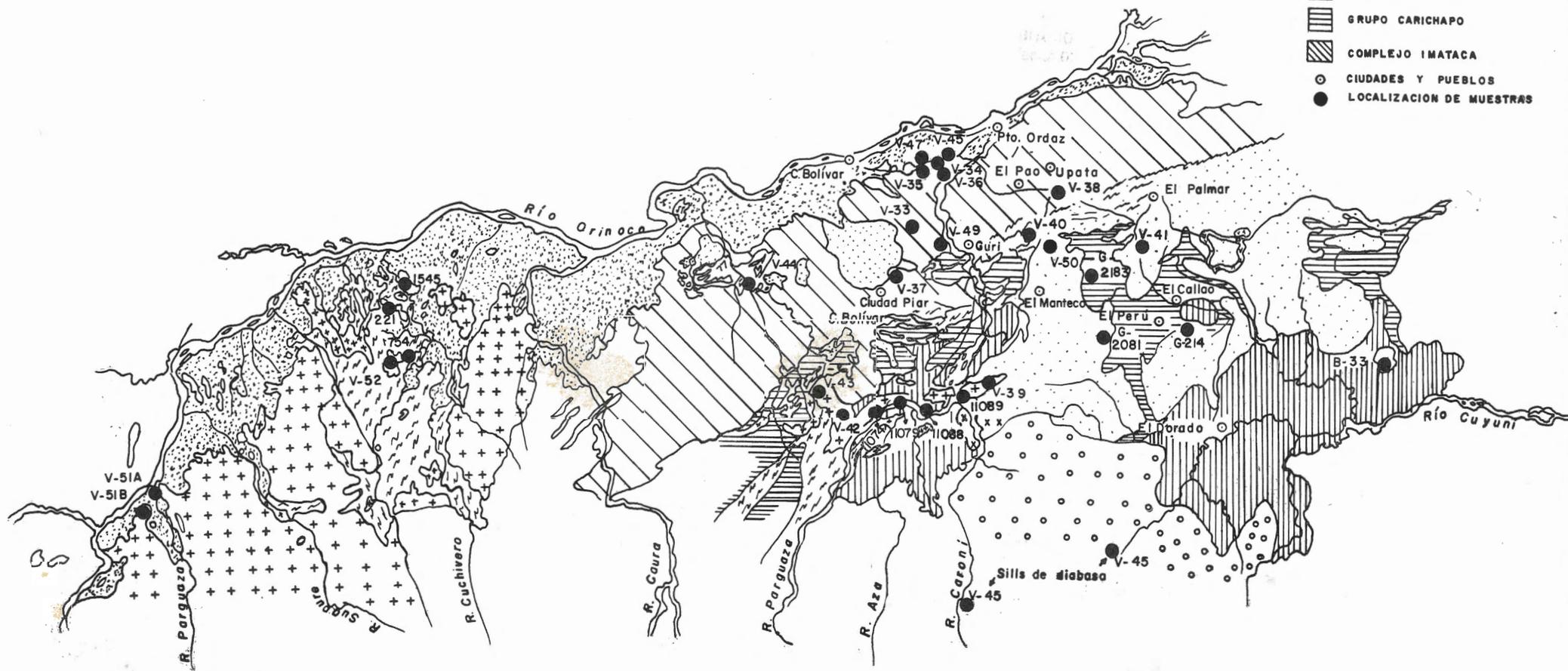
LOCALIZACION DE MUESTRAS CON EDADES RADIOMETRICAS
EN EL ESCUDO DE GUAYANA

1968



LEYENDA

- FORMACION MESA Y ALUVIOM
- DIABASA (SILLS)
- FORMACION RORAIMA
- GRANITOS ALCALINOS
- GRANODIORITAS CUARCIFERAS Y MONZONITAS.
- ROCAS GRANITICAS Y GRANITOS
- GRUPO CUCHIVERO
- GRUPO PASTORA
- GRUPO CARICHAPO
- COMPLEJO IMATACA
- CIUDADES Y PUEBLOS
- LOCALIZACION DE MUESTRAS



el concepto propuesto por HESS (1962) según el cual las corrientes de convección subcorticales durante el Cenozoico pudieron causar la deriva de América del Sur hacia el oeste, y de la parte norte con el Caribe hacia el este.

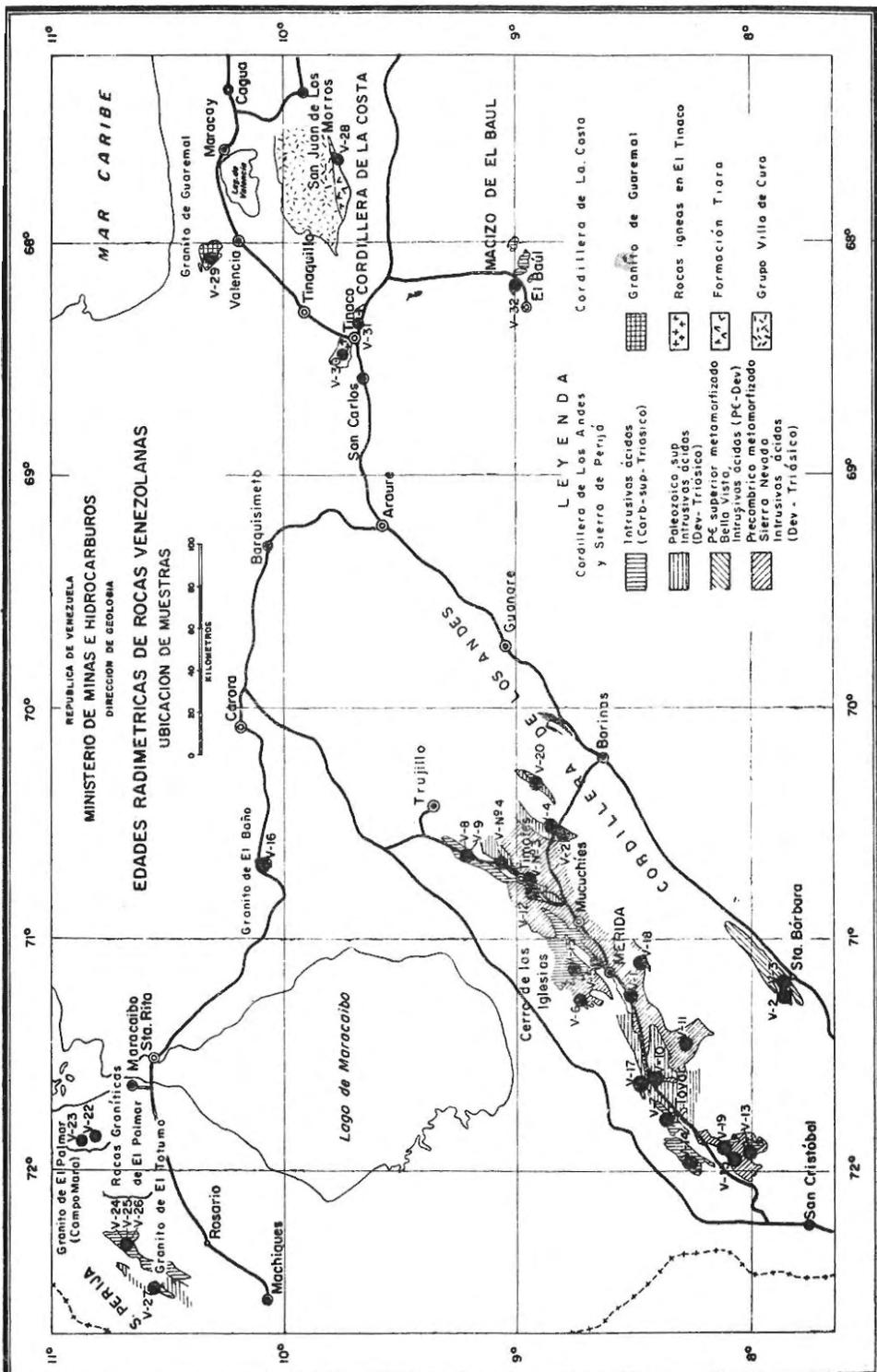
ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS (CUADRO 2)

En el Sistema Montañoso del Caribe se reconocen dos tipos de cuerpos graníticos de acuerdo a sus relaciones estructurales con las rocas en contacto: complejos graníticos del basamento y complejos graníticos concordantes, que ocupan zonas reducidas a lo largo de las cordilleras, formando su núcleo. En este último tipo se desarrollan cuerpos discordantes menores.

En el grupo de los complejos graníticos del basamento se incluye el granito gnésico de Sebastopol (MARTIN-BELLIZZIA, en: MARTIN-BELLIZZIA *et al.*, 1968, este Boletín) (Muestra V-DF. 1203) cuya edad determinada por el método K/Ar es de 41 ± 2 m. a. La discrepancia con la edad pre-Mesozoica asumida en base a sus relaciones estratigráficas con las unidades de la Cordillera de La Costa, se interpreta como causada por efectos térmicos resultantes durante el paroxismo de la *Orogénesis Andina* (final del Eoceno superior). De acuerdo a lo señalado a comienzos del presente estudio, la edad radiométrica en base a las micas indican una edad mínima de formación del mineral o del evento tectónico (cizallamiento, levantamiento) capaz de modificarlo. Por esta razón, es un índice excelente para fijar el último evento regional. (En esa localidad de Sebastopol se presenta una falla próxima al eje del anticlinal).

Los complejos graníticos concordantes desarrollan zonas migmáticas que presentan gran similitud en composición mineralógica con la roca caja, y sugieren la movilización de las rocas del basamento a niveles corticales superiores en la fase de elevación del gradiente térmico (ciclo geotectónico del Sistema Montañoso del Caribe) durante el Cretáceo Superior. En este grupo se incluyen el granito de Guaremal (MORGAN, 1967) cuya edad determinada por Rb/Sr es de 79 ± 5 m. a., y por K/Ar es de $35 \pm$ m. a., (en biotita) y el granito sódico de Matasiete (MARTIN BELLIZZIA, en: MARTIN-BELLIZZIA *et al.*, 1968, este Boletín), cuya edad, determinada por K/Ar en anfíbol es de 71 ± 5 m. a. La edad del emplazamiento es Cretáceo Superior. La discordancia en los resultados del granito de Guaremal se interpreta como resultado de la pérdida de Ar en la biotita, en tanto que el Rb tiende a migrar muy lentamente. Este hecho se corrobora por el dato suministrado mediante el mismo método (K/Ar) en anfíbol del granito de Matasiete. El Ar tiene gran estabilidad en los anfíboles (véase capítulo *Consideraciones generales* en el presente estudio).

Las determinaciones realizadas en rocas del Complejo de El Tinaco (Cuadro 2, N° 30, Gneis de La Aguadita) (HESS, comunicación personal) y en anfibolita del gneis anfibólico expuesto al norte de Táchata (VM. 3582) que hoy se considera como posiblemente equivalente al Gneis de La Aguadita, suministran valores de 117 m. a. (N° 30) y 204 ± 12 m. a. (Triásico). Esta discordancia se interpreta como causada por diferencias en el mineral empleado; la edad Triásico Inferior probablemente representa efectos finales de la orogénesis del Paleozoico Superior. Este dato es fidedigno por haberse determinado en base a anfíbol mediante el método K/Ar y corrobora la edad mínima paleozoica del Complejo de El Tinaco, en caso de comprobarse la identidad del gneis anfibólico de Táchata con aquél.



CUADRO DE EDADES RADIMETRICAS
EN ROCAS VENEZOLANAS

SIERRA DE PERIJA

Nº 2..

Nº	UNIDADES LITO-ESTRATIGRAFICAS	REFERENCIA	METODOS	EDAD RADIMETRICA (en millones de años)
22	Granito - Gneis.D.M-4 Campo de Mara (en muscovita)	Compañía Shell de Venezuela (I)	?	304 ± 80
23	Granito de El Palmar Mara 13 (en biotita)	Mencher. (1963, p. 75)	K - Ar	210
24	Granito biotítico de El Palmar, Caño Rie- cito (en ortoclasa).	Compañía Shell de Venezuela (I)	?	800
25	Granodiorita de El Palmar, cerca del Caño Riecito (en biotita).	Compañía Shell de Venezuela (I)	?	200 ± 40
26	Granito de El Palmar. Caño Emboscada (en biotita claritizada).	Compañía Shell de Venezuela (I)	?	302 ± 42
27	Granito de El Totumo. Río Laja; tributario del Río Palmar. (Ortoclasa y en fracciones minerales diferentes).	Compañía Shell de Venezuela (I)	?	370 ± 20 102 ± 5 320 ± 20 103 ± 5

CORDILLERA DE LA COSTA
PARAGUANA - TINACO - EL BAUL

28	Formación Tiara, miembro inferior. Meta- toba actinolítica (en roca total).	Piburn. (1968, p. 276)	K - Ar	100 ± 10
29	Granito de Guaremal. Hacienda Guaremal Puerto Cabello (en biotita).	Morgan (1967, p.50)	Rb - Sr K - Ar	79 ± 5 33 ± 3
30	Gneis de Aguadita. (Complejo de El Tinaco) Oda. El Fraile al N. de El Tinaco.	Hess (1967) (I)	K - Ar	112 ± 3 117 ± 3
31	Cerro Tiramuto. Gabro al Este de El Ti- naco (en piroxeno y roca total).	Hess (1966) (I)	K - Ar	77 ± 8 642 ± 2,4
32	Granito de El Baúl. Facies Magote - Cerro Magote, carretera Tinaco - El El Baúl. (en ortoclasa y biotita).	Fco Codacido (1963 p.297 Venezuela. Dir. Geol. (1964) Cfa. Shell de Venez. (I)	K - Ar Rb - Sr	270 ± 10 287 ± 10
32-A	Granito de Paraguán. Mesa de Cocodite. (en titanita).	Shell-Fco Codacido (I)	U - Pb	262 265
V-MI 3582	Gneis anfibólico - 2 Kms. al Norte de Tá- cata (en anfibal).	Oimeta (1968)	K - Ar	204 ± 12
V-DF 1203	Gneis de Sebastopol. Sebastopol (en muscovita).	Oimeta (op. cit.)	K - Ar	41 ± 2
V-NE 876	Granito sódico de Matasieta. Margarita (en anfibal).	Oimeta (op. cit.)	K - Ar	71 ± 5

NOTA: (I) Comunicación personal.

Las determinaciones hechas en las rocas volcánicas de Tiramuto (Nº 31) (HESS, comunicación personal) y la Formación Tiara (PIBURN, 1968) por el método K/Ar en roca total, dan edades de 100 ± 10 m. a. (Tiara) y 77 ± 8 m. a. (Tiramuto). La discordancia es apenas apreciable y se considera la primera cifra como más aceptable desde el punto de vista analítico, por tratarse de una roca anfibólica (actinolita) en la cual el Ar presenta mayor estabilidad y difícil pérdida por difusión. Estos últimos resultados permiten apoyar la hipótesis de la contemporaneidad de estos dos eventos volcánicos en el Cretáceo Superior. Otra posibilidad sería la de efectos tectónicos sufridos por el klippe de Tiramuto en tiempos del Cretáceo Superior-Paleoceno.

Los datos radiométricos comparados hasta la fecha, aunque escasos y no verificados aún por otros métodos, constituyen evidencias adicionales para apoyar el concepto de cese del magmatismo en el Sistema Montañoso del Caribe en la fase inicial de la *Orogénesis Andina* a fines del Cretáceo.

CORDILLERA DE LOS ANDES Y SIERRA DE PERIJÁ

Consideraciones generales. Los Andes venezolanos forman el accidente orográfico más importante del país con una culminación topográfico-tectónica cerca de Mérida. El área es de unos 53.920 Km². La secuencia sedimentaria contiene un registro bastante completo de la cronología geológica; aparentemente los únicos períodos no representados corresponden al Cámbrico y Devónico.

La Sierra de Perijá, continuación septentrional de la Cordillera Oriental de Colombia, se une a Los Andes venezolanos en el Nudo de Pamplona y se relaciona estrechamente a ellos en su estratigrafía y tectónica.

El GRUPO IGLESIAS, unidad basal del Precámbrico Superior andino, consiste de gneises bandeados cuarzo-muscovítico-biotíticos, esquistos biotítico-silimanítico-granatíferos, anfibolitas y esquistos y gneises biotítico-feldespático-hornabléndicos en su porción inferior (Formación Sierra Nevada; SHAGAM, 1968; Gneis de La Mitisús; SCHUBERT, 1968). El grado de metamorfismo alcanzado es el de la FACIES DE LA ANFIBOLITA-ALMANDINA.

La porción superior está representada por esquistos micáceos, rocas silíceas densas, cuarcitas y escasas anfibolitas, cuyo grado metamórfico es el de la FACIES DEL ESQUISTO VERDE (Formación Bella Vista; CHRIST, 1927; Esquistos y Cuarcitas de El Alambique; SCHUBERT, 1968). En este conjunto de unidades, expuesto en el flanco meridional, se han emplazado cuerpos graníticos a diferentes niveles en la corteza. Algunos profundos (representados por el gneis migmatítico de Río Cambur) desarrollan estructura concordante y migmatización en las unidades mencionadas, originadas por la movilización a niveles inferiores. Los otros cuerpos graníticos discordantes, dispersos en las partes central y septentrional de la cordillera, corresponden a emplazamientos supracorticales o etapas finales de los procesos térmicos de las orogénesis del Paleozoico Inferior y Permo-Triásico respectivamente. En la porción septentrional, la Sierra de Perijá, prolongación de la Cordillera Central de Colombia a partir del Nudo de Pamplona, muestra una estrecha relación estratigráfica y tectónica con el resto de Los Andes venezolanos. El probable núcleo del

**CUADRO DE EDADES RADIOMETRICAS
EN ROCAS VENEZOLANAS**

CORDILLERA DE LOS ANDES

Nº 3.-

Nº	UNIDADES LITO-ESTRATIGRAFICAS	REFERENCIA	METODOS	EDAD RADIOMETRICA (en millones de años)
1	Granito intrusivo Sierra Nevada; Río Nuestra Señora, a 4½ Kms. de confluencia con Chama (en ortoclasa y muscovita).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	Rb - Sr K - Ar	< 300 < 400 156 ± 6 205 ± 6
2	Granito en Río Cambur; 12½ Kms. al NO de Sta. Bárbara de Barinas (roca total)..	Compañía Shell de Venezuela. (1)	K - Ar	460 ± 15
3	Gneis granítico intrusivo en Bella Vista (?); 10 Km. NO Sta. Bárbara (ortoclasa y roca total).	Cía. Shell y Creole (1964)	Rb - Sr K - Ar	660 ± 30 348 ± 15
4	Granito de Altamira; carretera Santo Domingo-Barinitas (en biotita)..	Compañía Shell de Venezuela. (1)	K - Ar	380 ± 20
5	Granodiorita; Sierra Nevada de Mérida 2 Kms. NE. (en biotita).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	Rb - Sr	200 ± 25
6	Pegmatita La Azulita; Mesa de Los Indios a 12 Kms. de La Azulita (en muscovita).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	Rb - Sr	310 ± 20
7	Granito de Tovar; Zoa, 3 Km. al N. de Tovar (microclino perfitico).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	Rb - Sr	200 ± 60
8	Granito de Valera; Pegmatita carretera Valera - La Quebrada 3 Kms. S Quebrada Quevas. (muscovita)	Compañía Shell de Venezuela. (1)	K - Ar Rb - Sr	220 ± 15 373 ± 10
9	Granito porfídico; Valera-La Quebrada, 5 Km. al S de Valera (ortoclasa, biotita y roca total respectivamente).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	K - Ar Rb - Sr Rb - Sr	210 ± 5 240 ± 5 216 ± 25 245 ± 5 263 ± 30
10	Sierra Nevada; Esquisto micáceo - granatífero 2 Kms. confluencia Río Nuestra Señora. Río Chama (en biotita y muscovita)	Bass y Shagam (1960, p. 377)	Rb - Sr	230 285 ± 35
11	Sierra Nevada; Esquisto micáceo - granatífero a 71° 25' O; 8° 17' N (en biotita y muscovita)	Bass y Shagam (1960, p. 377)	Rb - Sr	277 410 ± 40
12	Granito gneisico de Piñango; Piñango-Páramo de Mucuchíes (en biotita).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	Rb - Sr K - Ar	215 ± 15 195 ± 5
13	Granito Macizo de Tovar; 4½ Km. de Queniquena (en biotita).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	K - Ar Rb - Sr	285 ± 20 285 ± 15
14	Macizo de Tovar; Granito, Qda. San Telmo, 9 Km. NE de La Grita (en biotita)	Compañía Shell de Venezuela (1)	Rb - Sr K - Ar	286 ± 20 273 ± 15
15	Granito pegmatítico; C. Los Consejos, 2 Kms. SO. Portachuelo (biotita y ortoclasa).	Compañía Shell de Venezuela (1)	Rb - Sr K - Ar	232 ± 20 224 ± 15 252 ± 15
16	Granito de El Baño; Carora- Lagunillas (muscovita).	Compañía Shell de Venezuela (1)	(?)	175 ± 25
17	Mucuchachí, filita carbonácea; Contacto Mucuchachí Sierra Nevada, a 71° 40', 8° 26' (roca total).	Bass y Shagam (1960, p. 377)	Rb - Sr	420 ± 105
18	Sierra Nevada; gneis biotítico, 71° 5' W 8° 26' N (biotita)	Bass y Shagam (1960, p. 377)	Rb - Sr	242
19	Granito gneisico de Batallón, carretera a Pregonero, 7 Kms. al sur de la Trandina (biotita).	Compañía Shell de Venezuela. (1)	Rb - Sr K - Ar	61 ± 15 78 ± 10
20	Granito de Cerro Azul; 5 Km. al Norte de Barinas (biotita-hornablenda).	Schubert (1968)	K - Ar	400 ± 7 393 ± 1
21	Granito de La Soledad; carretera Barinitas-Santo Domingo (biotita)	Schubert (1968)	K - Ar	299 ± 2 295 ± 4
V.Nº4	Granito-Piñango; Granito muscovítico-biotítico (en biotita)	Olmata (1968)	K - Ar	200 ± 10
V.Nº3	Granito Timotes; Granito pegmatítico (en biotita)	Olmata (op. cit.)	K - Ar	181 ± 9
V.Nº4	Granito Piñango; Granito muscovítico-biotítico (en biotita)	Olmata (op. cit.)	K - Ar	196 ± 10

NOTA: (1) Comunicación personal.

Precámbrico consiste de esquistos micáceos, esquistos verdes y cuarcitas en la FACIES DEL ESQUISTO VERDE (HEA y WHITMAN, 1960).

Suprayacente a las unidades del Precámbrico se presenta una espesa secuencia de formaciones del Paleozoico que cubre una extensa porción de Los Andes venezolanos y de sus proyecciones en la Sierra de Perijá y el Macizo de El Baúl. No obstante la presencia de horizontes fosilíferos guías, es difícil establecer correlaciones estratigráficas de las diversas unidades a larga distancia. Esto se debe a que los varios períodos de deformación —con diversas fases dentro del mismo episodio— que han sufrido se han traducido en cambios litológicos por efectos de la variación en facies metamórficas, en muchos casos relacionadas a procesos térmicos durante las diferentes etapas de un mismo emplazamiento. Estos hechos han colocado en contacto a rocas aproximadamente contemporáneas, pero cuyas condiciones de sedimentación fueron diferentes.

A fin de esclarecer la historia geológica del Paleozoico andino, los investigadores en esa región, en especial la Compañía Shell de Venezuela —quien amablemente facilitó extensa información a la suscrita (véase Cuadro 3 anexo)— han intentado el desmuestre de cuerpos graníticos, para definir los eventos diastrófico-térmicos y los gradientes metamórficos que tuvieron lugar durante el Precámbrico Superior y el Paleozoico Inferior y Medio.

En las cuencas paleozoicas la sedimentación se extiende desde el Cámbrico Superior, en el Macizo de El Baúl, hasta el Pérmico, extensamente desarrollado en la Cordillera andina y la Sierra de Perijá. El Paleozoico Inferior (Formación Mireles, Cámbrico Superior) está representado por filitas carbonáceas con trilobites, meta-areniscas micáceas y metalimolitas, en la FACIES DE LA ZEOLITA-PUMPELLYITA-PREHNITA, en el Macizo de El Baúl (MARTIN-BELLIZZIA, 1961). En el flanco sur andino y en el Macizo de Colorado, el Paleozoico Inferior está representado por una sección inferior de sedimentos finos: areniscas micáceas, limolitas y lutitas carbonáceas con graptolites del Ordovícico Medio (SHAGAM, 1968; Formación Caparo, CHRIST, 1927). Esta infrayace discordantemente a la sección de grano grueso hasta conglomerática del Silúrico Medio y Superior, descrita por COMPAÑIA SHELL y CREOLE (1964) como parte superior de su Formación Caparo, y separada por ARNOLD (1968, informe inédito; comunicación personal de COMPAÑIA SHELL) con el nombre de Formación El Horno, y a las unidades semejantes y parcialmente equivalentes (Formación Cerro Azul; SCHUBERT, 1968).

De estas unidades, algunas exhiben un leve metamorfismo y han sufrido diastrofismo intenso, con desarrollo de fosas y pilares tectónicos contemporáneos con la sedimentación, y emplazamientos subsiguientes de cuerpos graníticos discordantes a niveles altos de la corteza, que han desarrollado aureolas termales de metamorfismo en la roca-caja.

Dado el carácter variado en cuanto a texturas y composición de los cuerpos graníticos, éstos podrían corresponder a fases diferentes del proceso termo-tectónico de la orogénesis del Paleozoico Inferior (Ordovícico Superior-Silúrico Inferior), equivalente al episodio inicial de la orogénesis del Silúrico Superior-Devónico (*Caledoniana*), representada en Los Andes venezolanos por el hiato Devónico-Carbonífero Inferior.

El ciclo sedimentario del Paleozoico Superior (Carbonífero Superior-Pérmico), con la posible omisión del Devónico-Carbonífero Inferior en Los Andes venezolanos

(SHAGAM, 1968) está representado por pizarras limosas, areniscas, calizas, limolitas, y conglomerados rojos (Formaciones Mucuchachí, Sabaneta, Palmarito) y ocupa extensas zonas en la cordillera. En la Sierra de Perijá el Paleozoico Superior (Devónico-Pérmico) está representado por el Grupo Cachirí, que contiene faunas diagnósticas de briozoarios, moluscos, braquiópodos y trilobites (Devónico Inferior y Medio), tobas y lavas andesíticas en pequeñas proporciones (HEA y WHITMAN, 1960); hacia su parte superior, la secuencia litológica se caracteriza por contener abundantes aportes volcánicos en sus sedimentos: areniscas, tobas líticas, aglomerados y lavas ácidas e intermedias, limolitas y lutitas carbonáceas (graptolíticas) y calizas delgadas. La sedimentación tuvo lugar en fosas tectónicas con desarrollo de extensas zonas de debilidad de dirección N-NE, a lo largo de las cuales se emplazaron granitos del tipo de El Palmar, seguido por vulcanismo ácido (volcánicas de El Totumo). El desarrollo de aureolas termales, efectos metamórficos y estructuras características evidencia un carácter sintectónico y emplazamiento a niveles altos en la corteza durante la orogénesis del Paleozoico Superior.

Estas unidades sufrieron deformación, intenso tectonismo e intrusiones graníticas en el intervalo del Pérmico-Triásico, correspondiente a la orogénesis del Paleozoico Superior (equivalente a la *Orogénesis Herciniana*), antes de la sedimentación de la Formación La Quinta (Triásico-Jurásico).

Los emplazamientos a diferentes niveles supracorticales del tipo de cuerpos discordantes, cuyos rasgos estructurales y de composición evidencian períodos diversos dentro de este lapso, tuvieron lugar principalmente en las porciones septentrional y central de la cordillera.

En la porción norte-central de los llanos venezolanos, en el Macizo de El Bául, tuvo lugar un proceso semejante. Las unidades del Paleozoico Inferior y Medio (Grupo El Barbasco) sufrieron el emplazamiento fisural (NO-SE) del granito alcalino de El Bául (MARTIN-BELLIZZIA, 1961) en el Paleozoico Superior (orogénesis equivalente a la *Herciniana*). El desarrollo de estructuras en el plutón, de xenolitos y de aureolas de metasomatismo termal en las unidades plegadas y metamorfizadas de El Barbasco, definen un emplazamiento a niveles altos en la corteza durante la fase tectónica tardía de la orogénesis del Paleozoico Superior. El climax del magmatismo en Los Andes y Sierra de Perijá corresponde sin duda alguna al cierre del Paleozoico.

En el tope de las estructuras antiguas y superimpuesta a los lineamientos generales, pero ajustándose al marco de fosas y pilares del Paleozoico, se depositó la Formación La Quinta, en condiciones de aguas dulces (continental) a marinas de aguas muy someras, en forma de masas de sedimentos rojos relativamente dispersas en los flancos paleozoicos de Los Andes y Perijá. La Formación La Quinta consiste de conglomerados, areniscas y lodolitas negro-grisáceas fosilíferas, asociados a un vulcanismo dacítico y a corridas de lavas riolíticas y latíticas en la etapa final del diastrofismo.

Al cierre del Paleozoico y durante la sedimentación de La Quinta se produjo la fase final de la orogénesis, durante la cual se emplazaron masas graníticas (véanse Cuadros 2 y 3) en el flanco septentrional de la Cordillera andina y Sierra de Perijá. Con estos eventos volcánicos y el emplazamiento de las masas graníticas se cierra el ciclo termal de Los Andes y se inicia un esquema tectónico en el cual el fallamiento gravitacional ha jugado un papel predominante a partir del Cenozoico.

A comienzos del Cretáceo Inferior se inició la transgresión más importante de la historia geológica de Venezuela, continua durante todo el período y representada por calizas arrecifales, areniscas, lutitas, conglomerados y limolitas. En el Paleogeno (Paleoceno-Eoceno) un cambio significativo en la sedimentación desarrolló intervalos ligníticos y calizas biohermales, indicativos de ambientes paludales y poco profundos, respectivamente. A fines del Eoceno terminó la sedimentación marina, y la región de Los Andes sufrió una de las orogénesis más severas de su historia: la OROGENESIS ANDINA.

En el Neogeno la sedimentación predominante es piemontina en los flancos andinos; durante el Cuaternario hubo glaciación extensa. El elemento estructural más importante en la cadena andina misma fue el desarrollo de una serie de largas fallas normales y paralelas a la directriz estructural de la cordillera. La estructura de pilares y fosas fue consecuencia de movimientos verticales durante el Paleoceno-Eoceno, que culminaron durante el Plioceno. En la Cordillera de Los Andes son escasas las evidencias de orogénesis compresional, especialmente durante el Terciario; la tectónica gravitacional desempeñó un papel muy significativo.

SINTESIS TECTONICA

En general la estructura de Los Andes venezolanos es comparable a la de un gigantesco horst en el cual se desarrollan grandes fosas y pilares tectónicos levantados y corridos a lo largo de planos de buzamiento elevado, en un modelo tectónico de tipo Germano cuyo elemento estructural determinante es el de un sistema de fallas regionales (normales e inversas) en la dirección de la cordillera. De éstas, la más importante es la zona de fallas de Boconó, en la parte central de la cordillera, en la cual el esfuerzo vertical predominante, aunado al arqueamiento de la cordillera, pudo haber originado el desarrollo del fallamiento inverso de los flancos, como ha sido señalado por SCHUBERT (1968) y RAMÍREZ (*en preparación*).

El levantamiento vertical hasta nuestros días ha producido fallamiento regional inverso de corrimientos de ángulo alto y planos cóncavos en los bordes septentrionales y meridionales de la cordillera (RAMÍREZ, *en preparación*) con el consecuente desprendimiento de masas antiguas sobre unidades más jóvenes en estructuras de klippen. BELLIZZIA (1968, *en*: BELLIZZIA y MARTIN-BELLIZZIA, 1968) destaca el predominio de fenómenos de deslizamiento por gravedad en el desarrollo de la tectónica andina; éste se pone de manifiesto en el sistema imbricado de corrimientos de ángulo bajo, donde los mantos de deslizamiento de unidades del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico suprayacen las unidades del Mesozoico y aun del Terciario, hecho corroborado definitivamente por RAMÍREZ (*en preparación*). SCHUBERT (1968) señala la presencia de deslizamientos de este tipo en unidades del Terciario Inferior en el flanco meridional de Los Andes.

SHAGAM (1968) suministra un breve análisis sobre la tectónica andina en la región del Río Caparo, que se caracteriza por corrimientos imbricados, metamorfismo regional, vulcanismo basáltico e intrusiones graníticas. Postula una posible comparación entre esa región de Los Andes y el esquema tectónico del piemonte Apalachano, que según muchos autores representaría el núcleo de la cadena montañosa y la raíz de muchas de las napas y masas desprendidas. En base a estudios más recientes realizados por la Dirección de Geología a través de Los Andes, el esquema tectónico

de deformación andina muestra relaciones más estrechas con el tipo Cordillerano (Germánico) de deformación, que con el Apalachano.

A grandes rasgos, el mecanismo básico de la deformación andina a partir del Mesozoico es de levantamiento e inclinación de bloques (*tilting*) debido principalmente a reacciones mecánicas entre bloques de la corteza, y no a fenómenos profundos en el manto. Es decir, que la deformación de Los Andes tuvo lugar en una gruesa corteza siálica que impidió el ascenso de materiales del manto; esto trajo como consecuencia el que estos levantamientos sucesivos a partir del Mesozoico Superior no estuvieran acompañados por metamorfismo regional ni por actividad ígnea de ninguna naturaleza.

A base de sus investigaciones paleomagnéticas en la Formación La Quinta, HARGRAVES y SHAGAM (1967) concluyen que estos movimientos de bloques corticales han podido resultar en un par de esfuerzos de cizallamiento en dirección NE-SO, como consecuencia de una posible deriva del continente suramericano hacia el oeste. En contraste, la deriva de la región del Caribe durante el Cenozoico hubiera sido hacia el este, de acuerdo al mecanismo propuesto por HESS (1962) de corrientes de convección subcorticales. Estos movimientos de bloques corticales pudieron a su vez originar un par de fuerzas de compresión en dirección NO-SE, orientadas en sentido aproximadamente normal a la orientación tectónica de Los Andes actuales. Los mismos autores consideran que estos campos de fuerza pudieron haber producido una rotación de Los Andes en el sentido de las agujas del reloj, si los esfuerzos operaron durante un período prolongado de tiempo, en lugar de ser una fase corta de deformación intensa.

En su análisis sobre la tectónica andina, ya BUCHER (1952) proponía un esquema de deformación semejante para explicar los principales elementos estructurales de Los Andes; en esa época, este autor señaló que los grabens longitudinales típicos de la tectónica andina se asocian a un sistema de fallamiento en el cual hay tres direcciones dominantes: una longitudinal, paralela a la estructura general de Los Andes y otras dos que cortan a la anterior con un ángulo aproximado de 30°. Estas tres direcciones representan dos sistemas de fracturas de cizallamiento y un sistema de fracturas de tensión.

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Relación y análisis de las edades de los cuerpos graníticos

El presente estudio intenta establecer la relación entre las informaciones obtenidas en las exploraciones geológicas tectónico-estratigráficas, y los resultados de determinaciones geoquímicas mediante métodos radiométricos realizados por el *Houston Research Laboratory*, facilitados por la COMPAÑIA SHELL DE VENEZUELA, además de los datos publicados por BASS y SHAGAM (1960), OLMETA (1968, este Boletín) y MARTIN-BELLIZZIA *et al.* (1968, este Boletín). Por medio de su análisis se trata de establecer la secuencia de los eventos graníticos en terrenos precámbricos y paleozoicos, a base de los caracteres tectónicos de los granitos y de sus relaciones con la roca-caja mencionada, tales como: estructuras concordantes y migmatización en emplazamientos profundos durante la fase de tectonización; estructuras discordantes, aureola termal y apófisis en emplazamientos supracorticales post-tectónicos o tectónicos tardíos.

El análisis agrupa los resultados por eventos magmáticos, sin discusión de cada caso en particular; los Cuadros 2 y 3 contienen los datos requeridos, y el capítulo anterior (*Consideraciones generales*) reseña la información fundamental necesaria para su interpretación. Sólo se destacan aquellos resultados que arrojan fuerte discordancia —dado que los efectos del episodio termo-diastrófico sufrido varía según los minerales considerados y los métodos aplicados.

Cuerpos graníticos de Los Andes meridionales

Rocas del Precámbrico

Muestra 3. Gneis granítico de Río Cambur	$\left\{ \begin{array}{l} 660 \pm 30 \text{ m. a. (Rb/Sr)} \\ 348 \pm 15 \text{ m. a. (K/Ar)} \end{array} \right.$

El análisis de la muestra de gneis granítico deformado tomada en el río Cambur, 10 kilómetros al oeste-noroeste de Santa Bárbara de Barinas (SHELL y CREOLE, 1964) da cifras de 660 ± 30 m. a. (Rb/Sr) en ortoclasas y roca total y de 348 ± 15 m. a. (K/Ar) en ortoclasa; este gneis es intrusivo en unidades de Bella Vista. La discordancia entre ambos valores puede atribuirse a la pérdida de Ar radiogénico en la ortoclasa (K/Ar) durante el metamorfismo, lo cual no afecta apreciablemente la concentración Rb/Sr en el mineral. Por otra parte, es posible que el valor de 660 m. a. represente la edad de la aureola de metamorfismo en las rocas esquistosas de Bella Vista, causada por el emplazamiento de granitos durante el Paleozoico Inferior. La discordancia podría deberse a cualquiera de las dos causas, o a efectos combinados de ambas. Los valores indican que el dato de 348 ± 15 m. a. representa un período de emplazamiento en las rocas de Bella Vista y Sierra Nevada; esto permite deducir que el período de metamorfismo del Grupo Iglesias fue anterior a los 348 m. a., y tal vez a los 600 m. a. (?) e insinúa una edad Precámbrico Superior de los sedimentos de este grupo. No obstante, estos hechos requieren corroboración mediante un mayor número de análisis.

Emplazamientos del Paleozoico Inferior (Ordovícico Medio)

Granito del río Cambur (M-3)	460 ± 15 m. a. (K/Ar)
------------------------------	---------------------------

Este análisis (K/Ar) en roca total indica el límite mínimo de edad (Ordovícico Medio) para este emplazamiento en rocas no metamorizadas del Paleozoico Inferior (Formación Caparo).

BASS y SHAGAM (1960) (M-11) determinaron 277 m. a. (en biotita) y 410 ± 40 m. a. (en muscovita) por Rb/Sr en micaesquistos graníferos y turmaliníferos de la Formación Sierra Nevada. Dada la tendencia del Sr a migrar de la biotita, se considera como más fidedigno el valor de 410 ± 40 m. a. determinado en la muscovita; éste indicaría que, siendo la Formación Sierra Nevada del Precámbrico, la presencia de turmalina pone en evidencia el desarrollo de un metasomatismo, o el efecto de una acción diastrófica en rocas del basamento durante el Paleozoico Inferior.

Granodiorita de Cerro Azul (M-20)	$\left\{ \begin{array}{l} 400 \pm 7 \text{ m. a. (K/Ar)} \\ 393 \end{array} \right.$

La determinación en esta granodiorita indica su probable carácter intrusivo en la Formación Cerro Azul (Paleozoico Inferior?) (SCHUBERT, 1968). La edad mínima de 400 ± 7 m. a., la ubica con mayor probabilidad en el Ordovícico.

Estos hechos, corroborados por el hiatus estratigráfico, evidencian la existencia de un evento termo-diastrófico u orogénesis en el Ordovícico Medio (equivalente a la *Orogénesis Taconica* de la parte norte del continente americano) de ± 350 m. a.

Emplazamientos del Paleozoico Medio

Granito de Altamira (M-4)	380 ± 20 m. a. (K/Ar)
Pegmatita en el Granito (M-8)	220 ± 15 m. a. (K/Ar)
	373 ± 20 m. a. (Rb/Sr)

Estos dos emplazamientos son intrusivos en las filitas de Mucuchachí y Sierra Nevada respectivamente, con desarrollo de aureolas térmicas. El Houston Research Laboratory (COMPAÑIA SHELL DE VENEZUELA, comunicación personal), anota la alteración de la muscovita y posible pérdida de Ar por recalentamiento posterior, y se asume en este caso como más probable la cifra determinada por Rb/Sr.

Estos eventos podrían representar una fase inicial del ciclo orogénico del Paleozoico Superior, iniciado al cierre del Silúrico (probable hiato Devónico-Carbonífero Inferior en Los Andes), equivalente a la *Orogénesis Caledoniana*.

Emplazamientos del Carbonífero Superior-Triásico

Borde septentrional de Los Andes, Perijá, Paraguaná y El Baúl (Ver Cuadros 2 y 3).

A este grupo pertenecen 23 de las muestras analizadas, identificadas en los Cuadros 2 y 3 con los números 1, 5, 6, 7, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 32; V-Nº 4, V-Nº 3 y V-M . 3582.

El grupo incluye los cuerpos alargados y paralelos a la Cordillera en su borde septentrional. Estos son la expresión del magmatismo más joven que afectó a la cordillera, emplazados a niveles supracorticales con desarrollo de zonas metasomáticas en unidades del Precámbrico Superior y del Paleozoico Superior, o la manifestación de un evento térmico posterior (recristalización en las rocas de Sierra Nevada (M-13, 14; Páramo de Batallón. M-6; Macizo de Capaz).

Estos cuerpos se alinean en dirección NE-SO y forman las masas de Batallón, el Macizo de Tovar, el Cerro de Las Iglesias, Mucuchíes-Timotes, y cuerpos menores de El Baño (M-16) cerca de Carora y Granito de La Soledad (flanco meridional). En la Sierra de Perijá (Cuadro 2), el granito de El Palmar y el de El Totumo están emplazados en unidades del Carbonífero-Pérmico; en Cojedes, el de El Baúl en unidades del Paleozoico Medio Superior.

En la península de Paraguaná, se obtuvieron resultados de dos muestras de rocas graníticas tomadas en la Mesa de Cocodite. Estas fueron sometidas a estudio radiométrico por el método U/Pb sobre titanita y dieron edades absolutas de

aproximadamente 262 y 265 m. a. respectivamente, que corresponderían al Pérmico (FEO-CODECIDO, 1968). Estas cifras contradicen la opinión de McDONALD (1968) según la cual la intrusión del granito de Paraguaná (plutón de El Amparo de dicho autor) tuvo lugar entre el Triásico y el Terciario Inferior. Este granito aparentemente tiene relaciones estratigráficas con otras intrusiones graníticas expuestas en el Macizo de El Baúl, la isla de Toas, El Palmar y la península de la Goajira (FEO-CODECIDO, 1953-1954, 1968; HEA y WHITMAN, 1960; MARTIN-BELLIZZIA, 1960).

BIBLIOGRAFIA

- AGUERREVERE, S. E., LOPEZ, V. M., DELGADO, C. y FREEMAN, C. A. (1939) *Exploración de la Gran Sabana*. Rev. Fomento, Caracas, vol. 3, Nº 19, p. 501-729.
- BASS, M. y SHAGAM, R. (1960) *Edades Rb-Sr de las rocas cristalinas de Los Andes meridionales, Venezuela*. Cong. Geol. Venez. III, Caracas, 1959, Mem., t. 1, p. 377-381.
- BELL, J. S. (1968) *Geología del área de Camatagua, Estado Aragua, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, vol. 9, Nº 18, p. 291-440.
- BELLIZZIA, A. (1957) *Consideraciones petrogenéticas de la provincia magmática de Roraima (Guayana venezolana)*. Bol. Geol., Caracas, vol. 4, Nº 9, p. 53-81.
- (1968) *Mapa geológico de la República de Venezuela*. Min. Minas e Hidrocarb., Dir. de Geología.
- y MARTIN-B., C. (1967) *Resumé des principaux traits tectoniques du Venezuela*. En: *Réunion Montevideo 20-23 Octobre 1967*. Commission de la Carte Géologique du Monde, Bull. 7, 106 pp.
- BOTTINO, M. L. y FULLAGAR, P. D. (1968) *The effects of weathering on whole-rock Rb/Sr ages of granitic rocks*. Amer. Jour. Sci., vol. 266, p. 661-670.
- BUCHER, W. H. (1952) *Geologic structure and orogenic history of Venezuela*. Geol. Soc. Amer., Mem. 49, 113 pp.
- CHASE, R. L. (1965) *El Complejo de Imataca, la Anfibolita de Panamo y la Trondhjemitita de Guri: rocas precámbricas del cuadrilátero de Las Adjuntas-Panamo, Estado Bolívar*. Bol. Geol., Caracas, vol. 7, Nº 13, p. 105-215.
- CHRIST, P. (1927) *La coupe géologique le long du chemin de Mucuchachí a Santa Barbara dans les Andes vénézuéliennes*. Ecl. Geol. Helv., vol. 20, Nº 3, p. 397-414.
- COMPAÑIA SHELL DE VENEZUELA y CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1964) *Paleozoic rocks of Merida Andes, Venezuela*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., vol. 48, Nº 1, p. 70-84.
- DOUGAN, T. (1967) *Origin and metamorphism of Imataca and Los Indios gneisses, Precambrian rocks of the Los Indios-El Pilar area, State of Bolívar, Venezuela*. Tesis Doctoral mimeografiada, Univ. de Princeton, Depto. Geol., 283 pp.

- FAIRBAIRN, H. W., HURLEY, P. M. y PINSON, W. H. (1961) *The relation of discordant Rb/Sr mineral and whole-rock ages in an igneous rock to its time of crystallization and to the time of subsequent Sr87/Sr86 metamorphism*. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 23, p. 135-144.
- FAUL, H. (1966) *Ages of rocks, planets, and stars*. Earth and Planetary Science Series, McGraw-Hill Book Co., U.S.A.
- FEO-CODECIDO, G. (1953-1954) *Notas petrológicas sobre formaciones que afloran en la región de El Baúl, Estado Cojedes*. Bol. Geol., Caracas, vol. 3, N° 8, p. 109-121.
- (1963) *Notes to accompany the Venezuelan contribution to the edition of a World Geological Map, scale 1:5.000.000*. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform., vol. 6, N° 10, p. 290-307.
- (1968) *Geología y recursos naturales de la península de Paraguaná, Venezuela*. Presentado ante el Coloquio sobre Investigaciones y Recursos del Mar Caribe y Regiones Adyacentes, Willemstad, Curacao, 18-26 noviembre, 1968.
- HARGRAVES, R. B. y SHAGAM, R. (1967) *A paleomagnetic study of the La Quinta Formation, Venezuela*. Univ. de Princeton, Rock Magnetism Report N° 67-3, 30 pp.
- HEA, J. P. y WHITMAN, A. B. (1960) *Estratigrafía y petrología de los sedimentos de la parte norte-central de la Sierra de Perijá, Estado Zulia, Venezuela*. Cong. Geol. Venez. III, Caracas, 1959, Mem., t. 1, p. 351-376.
- HESS, H. H. (1962) *History of ocean basins*. En: *Petrologic studies: a volume in honor of A. F. Buddington*. Geol. Soc. Amer., 660 pp.
- HURLEY, P. M., ALMEIDA, F. F. M. de, MELCHER, G. C., CORDANI, U. G., RAND, J. R., KAWASHITA, K., VANDOROS, P., PINSON Jr., W. H. y FAIRBAIRN, H. W. (1967) *Test of continental drift by comparison of radiometric ages*. Science, vol. 157, N° 3788, p. 495-500.
- KALLIOKOSKI, J. (1965-a) *Geology of north-central Guayana Shield, Venezuela*. Geol. Soc. Amer., Bull., vol. 76, N° 9, p. 1027-1050.
- (1965-b) *Geología de la parte norte-central del Escudo de Guayana, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, vol. 7, N° 13, p. 29-104.
- MACDONALD, W. (1968) *Estratigrafía, estructura y metamorfismo de las rocas del Jurásico Superior, península de Paraguaná, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, vol. 9, N° 18, p. 441-458.
- MARTIN-BELLIZZIA, C. (1961) *Geología del Macizo de El Baúl, Estado Cojedes*. Cong. Geol. Venez. III, Caracas, 1959, Mem., t. IV, p. 1453-1530.
- (1968) *Tentative legend of the northern part of South America*. En: *Rapport sur l'Assemblée plénière, Prague, Aout, 1968*. Comm. Carte Géol. du Monde, Bull. 8, 125 pp.
- (en preparación). *Geología de la parte central del Estado Bolívar*. Bol. Geol., Caracas.

- y BELLIZZIA, A. (1956) *Imataca, Serie*. En: *Léxico Estratigráfico de Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. N° 1, 728 pp.
- , RAMIREZ, C., MENENDEZ, A., RIOS, J. R. y BENAÏM, N. (1968) *Reseña geológica y descripción de las muestras de rocas venezolanas sometidas a análisis de edades radiométricas*. Bol. Geol., Caracas, vol. 9, N° 19, p.
- MCDUGALL, I., COMPSTON, W. y HAWKES, D. D. (1963) *Leakage of radiogenic argon and strontium minerals in Proterozoic dolerites from British Guiana*. Nature, vol. 198, N° 4880, p. 564-567.
- MENCHER, E. (1963) *Tectonic history of Venezuela*, p. 73-87 en: *Backbone of the Americas, tectonic history from pole to pole*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 2, 320 pp.
- MENENDEZ, A. (1966) *Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, vol. 8, N° 15, p. 116-139.
- (1968) *Revisión de la estratigrafía de la Provincia de Pastora según el estudio de la región de Guasipati, Guayana venezolana*. Bol. Geol., Caracas, vol. 9, N° 19, p.
- MORGAN, B. A. (1967) *Geology of the Valencia area, Carabobo, Venezuela*. Tesis Doctoral mimeografiada, Univ. de Princeton, Dpto. de Geol., 220 pp.
- NEWHOUSE, W. H. y ZULOAGA, G. ((1929) *Gold deposits of the Guayana highlands*. Econ. Geol., vol. 24, N° 8, p. 797-810.
- OLMETA, M. A. (1968) *Determinación de edades radiométricas de rocas de Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, vol. 9, N° 19, p.
- OSBURGH, E. R. (1965) *Geología de la región oriental del Estado Carabobo, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, vol. 6, N° 11, p. 113-208.
- PIBURN, M. D. (1968) *Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura, Venezuela septentrional*. Bol. Geol., Caracas, vol. 9, N° 18, p. 183-290.
- POSADAS, V. y KALLIOKOSKI, J. (1967) *Rb-Sr ages of the Encrucijada granite, intrusive in the Imataca Complex, Venezuela*. Earth Planet. Sci. Letters, N° 2, p. 210-214, North Holland Publ. Corp., Amsterdam.
- RAMIREZ, C. (en preparación) *Geología de la región del Macizo de Tovar, Estado Mérida*. Bol. Geol., Caracas.
- y CAMPOS, B. (en preparación) *Geología de la región de La Grita-San Cristóbal, Estado Táchira*. Bol. Geol., Caracas.
- RATMIROFF, G. (1965) *Origen y metamorfismo del paragneis principal del Complejo precámbrico de Imataca: cuadrilátero de Upata, Estado Bolívar, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, vol. 7, N° 13, p. 217-329.
- SCHUBERT, C. (1968) *Geología de la región de Barinitas-Santo Domingo, Andes venezolanos surorientales*. Bol. Geol., Caracas, vol. 9, N° 19, p.
- SHAGAM, R. (1968) *Commentary on the Caparo area*. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform., vol. 11, N° 6, p. 171-182.