



## CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS DE LA PROVINCIA MAGMÁTICA DE RORAIMA (GUAYANA VENEZOLANA)

Alirio Bellizzia\*

### RESUMEN

Las diabasas de la Provincia Magmática septentrional de la América del Sur, son intrusivas en el Escudo de Guayana y en la Formación Roraima o Kaieteurian de la Guayana Inglesa y representan la fase hipabisal del vulcanismo Triásico - Liásico, que afectó intensamente al continente suramericano. Las diabasas, así como su fase extrusiva, representada por las grandes corridas basálticas de Sierra Geral o derrame de la Cuenca del Paraná, son de composición tholeítica, caracterizada por un exceso de sílice, bajo contenido de hierro, álcalis y la pobreza o ausencia de olivino.

El proceso de diferenciación se efectuó por cristalización fraccionada, siendo el tipo petrológico dominante el de diabasas clino - piroxénicas y el más raro es olivinífero. Los efectos endomórficos y exomórficos fueron poco pronunciados, lo que ha puesto en evidencia la poca movilidad del magma durante la fase inicial de cristalización; la actividad metasomática más prominente fue la silicificación regional de los sedimentos de Roraima, durante la etapa deutérica de segregación magmática.

Las diabasas de la Provincia Magmática de Roraima guardan estrechas afinidades con otras provincias magmáticas del Mesozoico, tales como la de Paraná en América del Sur, Antártica, Palisades en los Estados Unidos de Norte América, Karroo en África del Sur y Tasmania en Oceanía.

Desde el punto de vista correlativo hay que hacer resaltar la semejanza de los caracteres químicos de la Provincia Magmática de Roraima con las de Karroo y Palisades, por su bajo contenido de alúmina, calcio y su riqueza en hierro y titanio, y a las de Tasmania y Antártica por ser pobres en álcalis combinados y fósforo. A semejanza de las provincias citadas, las diabasas son intrusivas en sedimentos no metamorfizados de origen continental considerados de posible edad Triásica?

### GENERALIDADES

El Escudo Guayano - Brasileño, fue afectado por el vulcanismo Triásico - Jurásico, el cual se tradujo en intrusiones hipabisales de gran magnitud y extensas corridas basálticas. Esta actividad magmática fue, casi exclusivamente, de tipo hipabisal en la parte norte de la América del Sur, en cambio en el sur lo fue primordialmente de carácter efusivo. La región septentrional del Escudo fue originalmente denominada por GUIMARÁES "Provincia Magmática de Roraima", e incluye parte del Brasil, Venezuela y las Guayanas coloniales. La región meridional se conoce en la literatura geológica, por la denominación de "Derrame basáltico de Sierra Geral o Derrame de la Cuenca de Paraná.". Estas corridas basálticas, constituyen un elemento geomorfológico de gran importancia en el Brasil meridional, suroeste de Uruguay y noreste de Argentina y el área cubierta abarca una ex-

\*Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología.

tensión aproximada de 1.200.000 kilómetros cuadrados, superficie tan vasta como las combinadas en los derrames basálticos del Deccan en la India y las de los ríos Columbia y Snake en los Estados Unidos de Norte América, consideradas unas de las mas extensas del mundo.

El Escudo de Guayana en su origen fue una continuación del Escudo Brasileño, pero, durante el Paleozoico inferior, se desarrolló una cuenca geosinclinal en la región ocupada hoy por la cuenca inferior del río Amazonas, dando origen a la separación del escudo original en los dos macizos mencionados.

En contraste con el Brasil, las rocas del Precámbrico en el Escudo de Guayana, están cubiertas tan sólo por la espesa secuencia de los sedimentos de Roraima, que afloran en la región sureste del estado Bolívar, gran parte del Territorio Federal Amazonas, una pequeña parte del Brasil septentrional y la región occidental de la Guayana Inglesa. Los depósitos de Roraima (Kaieteurian en la Guayana Inglesa), forman un espeso manto de sedimentos de origen terrestre, en la que hasta el presente no se han encontrado fósiles y que se consideran de probable edad Mesozoico Inferior (Triásico), aunque no se excluye la posibilidad de una edad Paleozoica para la parte inferior de Roraima. Esta unidad está constituida por conglomerados, areniscas feldespáticas, cuarcitas, limolitas, lutitas y lidita, cruzadas por vetas de cuarzo. Del conglomerado basal de Roraima se han derivado los renombrados aluviones diamantíferos de la Gran Sabana y regiones adyacentes.

La secuencia de Roraima, desde el punto de vista geomorfológico, presenta un relieve tabular pronunciado que da origen a mesetas de bordes escarpados, con cumbres disectadas que se elevan hasta los 1.400 metros sobre el nivel medio de la zona circundante. La expresión geomorfológica de esta superficie o "plateau" disectado, esta representada por mesas, mesetas, cuevas, cañones y valles erosionados.

El Precámbrico de la Guayana Venezolana puede considerarse dividido en dos grandes unidades petrológicas: Precámbrico inferior (Grupo Imataca) y Precámbrico superior (Serie Pastora). El Precámbrico inferior alcanza su máximo desarrollo en el Territorio Federal Amazonas y esta representado por mica-esquistos, paragneises, ortogneises y anfibolitas, intrusionados por magmas ácidos que han desarrollado extensas zonas migmáticas. La presencia de rocas arcaicas esta muy restringida en el borde norte del Escudo de Guayana,

donde su edad es aún muy discutida, ya que no se han efectuado estudios de detalles que permitan diferenciar las masas intrusivas de las metamórficas, ni aún los diferentes periodos intrusivos.

El Grupo Imataca, considerado como Algonquiano inferior, cubre la mayor parte de la Guayana Venezolana y está constituido por un complejo de rocas sedimentarias metamorfizadas y migmatizadas por efecto de la inyección de materiales graníticos. En el Grupo Imataca se incluyen los siguientes tipos petrológicos: cuarcitas ferruginosas (itabiritas), gneis feldespático - biotítico, gneis cuarzo - feldespático - biotítico - granatífero, gneis cuarzo - feldespático - piroxénico, esquistos anfibólicos, esquistos anfibólicos - granatífero, mármol dolomítico y los grandes yacimientos de hematita de alto tenor de la Guayana Venezolana.

La Formación Pastora o Serie Volcánica de la Guayana Inglesa, fue descrita originalmente por DUPARC (1922), quien lo designó con el nombre de "Grünsteine" (Rocas Verdes). NEWHOUSE Y ZULOAGA (1929), llamaron Serie Pastora a este conjunto de rocas, que incluye los siguientes tipos: tobas andesíticas, pórfidos ácidos e intermedios, esquistos cuarzo - sericitico, aglomerados y jaspes. La Serie Pastora es de gran importancia económica para el país, por ser en esa secuencia litológica donde se arman las vetas de cuarzo aurífero de la región de El Callao en el estado Bolívar.

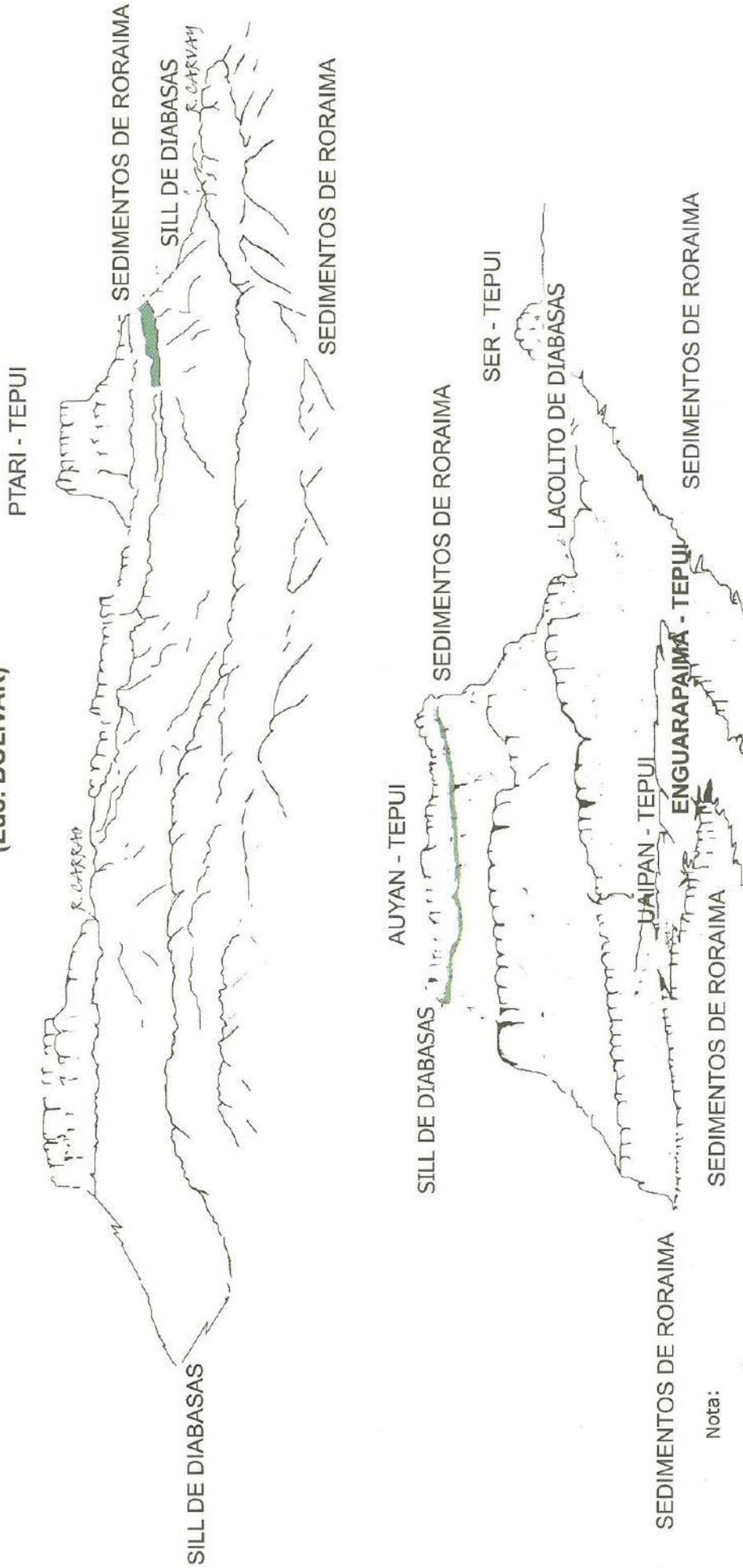
### Objeto del Trabajo

La finalidad de este trabajo es el estudio petrogenético de las intrusivas básicas de la Provincia Magmática de Roraima en la Guayana Venezolana y su correlación con otras provincias magmáticas semejantes. Este trabajo es el fruto de una investigación acumulativa que comenzó en el año de 1950 con la expedición al Cerro Marahuaca y regiones adyacentes (Territorio Amazonas) y que se continuó ininterrumpidamente hasta 1957, con una serie de viajes a diversas regiones del estado Bolívar y los Territorios Federales Amazonas y Delta Amacuro, a través de los cuales fue posible familiarizarse con los caracteres geomorfológicos, petrológicos y estructurales del Escudo de Guayana. Las localidades visitadas fueron entre otras: Puerto Ayacucho - Marahuaca, Duida, Gran Sabana, Altiplanicie de Nuria, Ciudad Bolívar - La Escalera, Alto Caroní, Ciudad Bolívar - La Paragua, Upatá-San Félix y Ciudad Bolívar - Barrancas. En el mapa adjunto generalizado (Fig. 1) de la Guayana Venezolana están indicadas las localidades anotadas.

REPUBLICA DE VENEZUELA  
 MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS  
 DIRECCION DE GEOLOGIA

VISTA GENERAL DE LOS SILLIS DE DIABASA  
 EN LA REGION  
 DEL PTARI-TEPUJ Y DEL AUYAN-TEPUJ

(Edo. BOLIVAR)



Nota:

NOTA TOPOGRÁFICA  
 INFORME DE LA COMISIÓN EXPLORADORA  
 DE LA GRAN SABANA  
 MODIFICADA POR A. BELLIZZIA  
 AÑO 1939

Fig. 1. Vista general de los sillis de diabasa en la región del Pтари-Tepuj y del Auyan-Tepuj

Las rocas que han servido de base para este estudio fueron las recolectadas en la región de Urimán (Gran Sabana) por los geólogos SCHWARCK ANGLADE, S.; EVANOFF J.; DENGÓ, G. Y CARMONA, C. L., del Ministerio de Minas e Hidrocarburos y las coleccionadas por el autor en las localidades antes mencionadas. Como comple-

mento a este estudio y a fin de obtener una visión lo más amplia posible acerca de su petrología y relaciones estratigráficas, fueron estudiadas las colecciones de rocas básicas de la Guayana Venezolana, que reposan en los archivos de la Dirección de Geología del Ministerio de Minas e Hidrocarburos. (Figs. 2 y 3)



Fig. 2. Foto de las capas plegadas y falladas de la formación Roraima. Cerro Duida, Territorio Federal Amazonas.

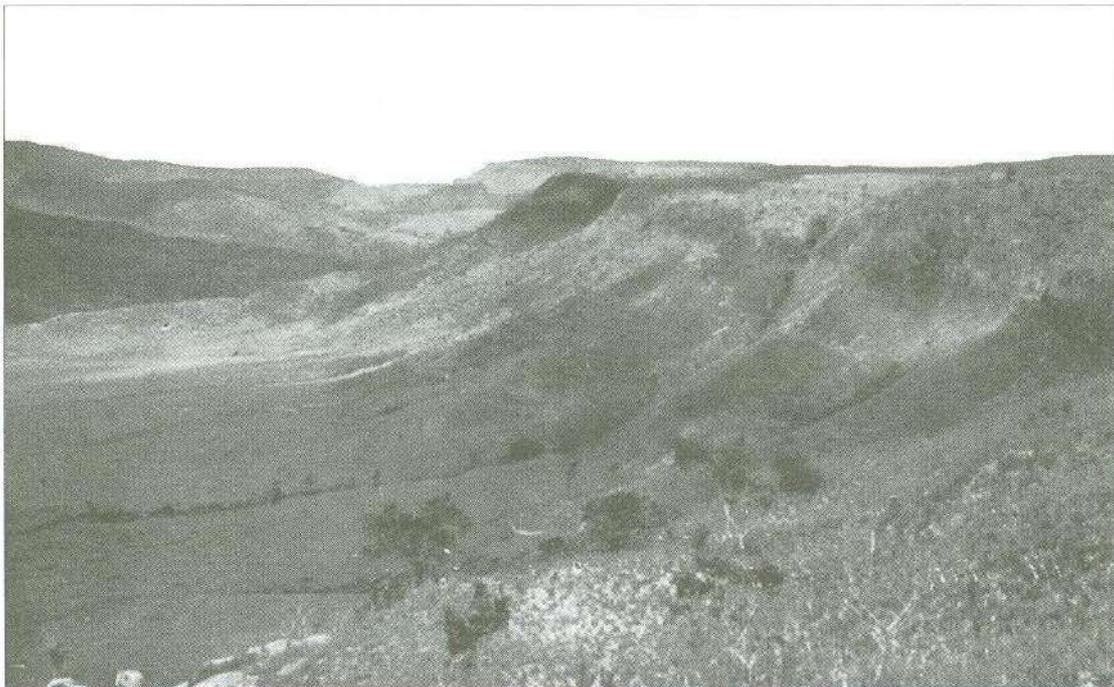


Fig. 3. Foto de la cuesta de suave buzamiento de los estratos de Roraima. Alrededores de Santa Elena, Gran Sabana.

## Trabajos Anteriores

DUPARC, L. (1922), en su excelente estudio de las rocas de la región de El Callao, describe en las minas La Laguna y Columbia, una serie de rocas básicas (diabasas), intrusivas en la serie de rocas verdes (Serie Pastora). Ese estudio, aunque generalizado, ha sido de gran importancia y ha servido de base a investigaciones más recientes.

El primer estudio geológico regional de la Gran Sabana, estado Bolívar, fue efectuado en el año 1939, por la Comisión Exploradora de la Gran Sabana, integrada por los geólogos AGUERREVERE, S. E.; LÓPEZ, V. M.; DELGADO O., C. Y FREEMAN, A, quienes establecieron la secuencia estratigráfica del área y efectuaron un estudio petrográfico cuidadoso de las rocas ígneas. Posteriormente, LÓPEZ, V. M.; MENCHER, E Y BRINEMAN, V. B. (1942), basándose principalmente en los datos de la expedición del año 1939, describen la geología general del sureste de Venezuela haciendo énfasis en la petrografía de las rocas ígneas.

En el Departamento José Antonio Díaz del Territorio Federal Delta Amacuro, LÓPEZ V. M.; DAVEY, J. C.; Y RUBIO, E (1946), citan una serie de rocas intrusivas básicas en la secuencia estratigráfica de Imataca. RUBIO, E Y BELLIZZIA, A (1950), en el estudio petrográfico de las muestras recolectadas por GRENUILLET en la región de Yapacana (Alto Orinoco), describen varios especímenes de rocas básicas. BELLIZZIA, A (1951), en su estudio petrográfico de la colección de rocas de la región Urimán (Gran Sabana), llevo a cabo la descripción detallada de los diferentes tipos de rocas, cuyas conclusiones están incluidas en este trabajo.

MARTÍN BELLIZZIA, C (1953), en su trabajo sobre la Petrogénesis del Alto Orinoco, describe una serie de rocas básicas recolectadas en el Raudal de Guaharibos por los geólogos SELLIER DE CIVRIEUX, J. M Y CARMONA, C. L. miembros de la Expedición Franco - Venezolana que exploró las fuentes del Río Orinoco. De la colección de muestras de la Altiplanicie de Nuria y Alto Caroní (región de Guri) y otras localidades de la Guayana. MARTÍN BELLIZZIA, C Y BELLIZZIA, A (1953, 1957), destacan la presencia de intrusivas básicas en el grupo Imataca y Serie Pastora.

## Agradecimiento

El autor desea expresar su reconocimiento a los geólogos Armando Schwarck Anglade, Enrique Rubio, † Gabriel Dengo, Félix Galavís S. y Leandro Miranda Ruiz, por su valiosa colaboración y revisión del manuscrito; a Cecilia Martín Bellizzia por su estrecha colaboración en este trabajo. Este agradecimiento se hace extensivo al Dr. H. H. Hess, quien tuvo la amabilidad

de revisar algunas de las secciones finas, con el objeto de analizar los fenómenos de intercrecimiento en los piroxenos. Aunque, durante la preparación de este estudio, el autor tuvo la oportunidad de consultar y discutir varios problemas con los citados autores, sólo él es responsable, por las conclusiones y conceptos expresados.

## Caracteres Generales

Las diabasas de la Guayana Venezolana son compactas, duras y de estructura densa, el peso específico varía entre 2,95 y 3,05. El color es generalmente gris oscuro aunque en algunos especímenes fueron observadas tonalidades verdosas. La textura es de grano medio a grueso; en la zona de "schlieren", el grano se hace progresivamente más grueso hasta convertirse en verdaderas pegmatitas y en el borde de enfriamiento (chilled zone) el grano se hace muy fino. Las diabasas de textura gruesa dejan expuestas por meteorización, una superficie exterior muy áspera, ocasionada por la rápida destrucción de los piroxenos, en contraste con los feldespatos calco - sódicos, que son más resistentes a la meteorización. En el cauce de los ríos la erosión fluvial ha esculpido marmitas gigantes, las cuales son muy características en la zona.

En la región de Urimán (Gran Sabana) y áreas adyacentes, fueron localizadas las intrusiones concordantes (sills) de Kusaribará, Embutir - Apradá, Bikini - Merú, Apanará - Tririká, Chirka - Merú y Kuruipá. En los sills de Embutir - Apradá de 400 metros de espesor y en el de Capaure, se efectuó un desmuestre sistemático en secciones transversales a lo largo del curso de los ríos Apradá y Capaure respectivamente, material éste que sirvió de base al estudio del proceso de diferenciación magmática. Las localidades restantes fueron muestreadas irregularmente, aportando tan solo información complementaria acerca de su variabilidad y relaciones petrogenéticas. (Fig 4)

La meteorización superficial de las rocas básicas, bajo condiciones tropicales de temperatura y humedad, altera profundamente la composición original de las rocas. Los procesos de hidratación y oxidación, dan por resultado silicatos hidroaluminicos, hidróxidos de hierro, concentración de cuarzo residual y de otros minerales resistentes. A medida que la meteorización química progresa, se van desarrollando gradualmente concentraciones lateríticas ferruginosas, lateríticas bauxíticas y bauxitas gibsíticas concrecionarias y pisolíticas que recubren como mantos las rocas básicas de la región. (HARRISON, J. B. 1934; PERFETTI ET. AL., 1951; MARTÍN BELLIZZIA 1951; RUBIO; MARTÍN BELLIZZIA et. al., 1952). (Figs 5 y 6)

La secuencia de horizontes en los yacimientos bauxíticos de alto y bajo tenor están constituidos de la

cima a la base por la mena bauxítica, lateritas bauxíticas, lateritas ferruginosas y la diabasa o roca madre. La secuencia esta marcada por una disminución del aluminio y un aumento progresivo del hierro y la sílice en el manto de meteorización. Superpuestos a esos horizontes o directamente sobre las rocas básicas, aparece un sedimento ferruginoso formando una costra de material concrecionario, conocido con el nombre popular de "moco de hierro", que puede considerarse como una laterita ferruginosa formada por materiales aluviados y depositados superficialmente en forma de coloides. Por lo general, este material forma una cubierta resistente a

la erosión y ocupa las partes elevadas de las sabanas onduladas, originando así conjuntamente con las lateritas, un nivel topográfico bien definido.

Los suelos provenientes de la meteorización de las rocas básicas o intermedias, están representados predominantemente por sedimentos residuales arcillo - limo - arenosos y gravo - areno - arcillosos, de colores rojizos con tintes violáceos, amarillentos y parduzcos y de consistencia que varía de blanda a semi - compacta, plástica y localmente concrecionaria.

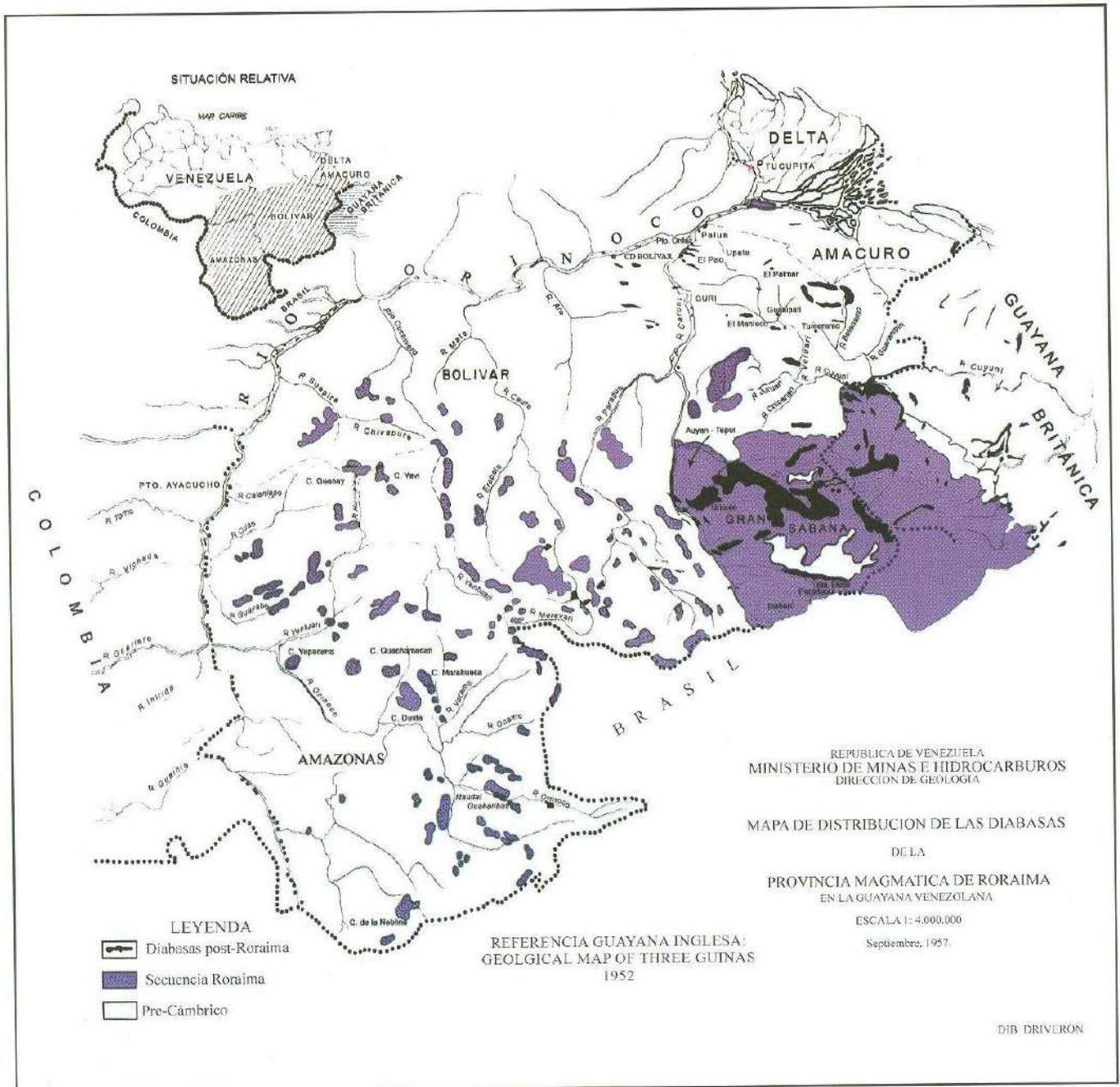


Fig. 4. Mapa de distribución de las diabasas de la provincia magmática de Roraima



Fig. 5. Foto del Cerro Guachamacari. Territorio Federal Amazonas. (Foto Autor)



Fig. 6. Foto de sill de monte de Roraima. Nótese del contraste entre las formas topográficas onduladas de las rocas básicas y las tábulas de Roraima (Foto Comisión Exploradora a la Gran Sabana, 1939)

## Mecanismo de la Intrusión

En la Guayana Venezolana el magma basáltico intrusión las rocas del basamento Precámbrico y la secuencia sedimentaria del Mesozoico inferior. Las rocas del basamento, como ya se dijo anteriormente, son sedimentos plegados, metamorizados y granitizados, los cuales fueron sometidos a intensos períodos de orogénesis alternando con etapas de prolongada y regional peneplanación. Sobre esa extensa superficie erosionada se depositó una secuencia de sedimentos continentales de más de 2.000 metros de espesor, los cuales fueron levantados ligeramente y fallados, probablemente durante la fase intrusiva a lo largo de los planos de estratificación, afectando de esta manera la horizontalidad original de las capas de Roraima y dando origen a la formación de pliegues amplios con flancos de muy suave buzamiento. Como carácter general se ha constatado que, los cuerpos intrusivos concordantes son más frecuentes y de mayor espesor en los niveles inferiores de la secuencia sedimentaria.

Si se observa el mapa geológico de las Guayanas, se notará que en la región de la Gran Sabana y áreas adyacentes de la Guayana Inglesa, los afloramientos de rocas básicas son numerosos y de gran desarrollo, lo que conduce a postular una zona focal de gran magnitud en esa región. La distribución, forma y origen del cuerpo ígneo varía de un sitio a otro, de acuerdo al carácter plegado o no, de la secuencia intrusionada. Cuando el magma intrusiona, rocas plegadas de alto buzamiento originan estructuras de diques y capas concordantes de poco espesor, en cambio cuando intrusionan los sedimentos sensiblemente horizontales de Roraima, las masas intrusivas alcanzan grandes dimensiones, hasta unos 500 metros de espesor (Monte Roraima), desarrollando a veces verdaderos lacolitos o capas intraformacionales a lo largo de la discordancia entre el Complejo de Imataca y la Formación Roraima, siendo paralela a la estratificación de esta última.

A veces, las intrusiones toman forma de capas intrusivas curvadas de suave buzamiento, que desarrollan perfiles cóncavos por efecto de erosión diferencial. Cuando la parte central está cubierta por sedimentos o rocas, los afloramientos básicos exhiben la forma anular. Este carácter geomorfológico fue ya mencionado por AGUERREVERE *et. al.* (1939), en la región de Luepa en la Gran Sabana y observado por el autor en otras localidades de la Guayana. Una interpretación semejante podría darse a la forma caprichosa de la llamada altiplanicie de Nuria, donde los afloramientos anulares de rocas básicas, que constituyen las cúspides de esa unidad geomorfológica, están soportados en sus flancos por masas migmáticas de taludes naturales abruptos.

Las relaciones expuestas ponen de relieve, a semejanza de otras provincias tholeíticas, que la intrusión basáltica fue del tipo fisural penetrando a lo largo de los planos de menor resistencia, tales como los extensos horizontes argiláceos de la secuencia de Roraima, diaclasas, fallas, fisuras, etc. Las intrusiones concordantes, pudieron ser emplazadas por arqueamiento del techo,

combadura del piso o por ambos mecanismos. En cuanto a la secuencia de las intrusiones y a la ausencia de la fase extrusiva en la provincia magmática de Roraima, podría compararse desde un punto de vista especulativo, a la de Karroo con una fase efusiva previa y a la de Tasmania por carecer de ella.

En África, DU TOIT (citado por WALKER AND POLDERVAART, 1949) considera que la inyección en los sedimentos de Karroo tomó lugar en sentido descendente, después de haberse producido la erupción de las lavas basálticas de Stormberg. El gran espesor de las coladas impidió cualquier relevo de presiones y el magma, impedido con gran fuerza, irrumpió contra el casquete de sedimentos metamorizados por las lavas, que soportaban la cubierta basáltica, originando conductos estrechos que permitieron el paso del magma hacia la parte superior de los sedimentos. El enfriamiento de esas masas intrusivas trajo como consecuencia una mayor resistencia de las rocas a la inyección y como resultado final, la invasión progresiva de los niveles inferiores por el magma. DU TOIT hace destacar que la expansión lateral del magma va acompañada por una destilación de los volátiles y del vapor de agua de los sedimentos. Los escapes de vapores a altas presiones dieron origen al resquebrajamiento de los estratos argiláceos, que facilitaron la penetración lateral del magma.

EDWARD (1942), explica la ausencia de la fase efusiva en Tasmania, al considerar que el fracturamiento de la sub - corteza tomó lugar de abajo arriba, sin alcanzar la superficie. Cerca de la superficie la tensión pudo ser compensada por estiramiento y deslizamiento de las capas horizontales y no por fracturamiento. De esta manera, el magma basáltico sometido a violentos empujes como consecuencia de su expansión interna, invadió los niveles superiores por zonas de fracturas que se abrían a su paso, penetrando los planos de estratificación y dando origen a las estructuras intrusivas concordantes. En otros sitios de fracturas sin salida, el magma quedó retenido bajo la forma de diques.

En la Guayana Venezolana el mecanismo de la intrusión ha podido ser semejante al de Tasmania, en el sentido de que el fracturamiento no alcanzara la superficie y el magma, de muy poca movilidad, penetrará por la zona fracturada hasta los sedimentos argiláceos de Roraima. Una vez sellado el paso hacia la superficie, el magma hubo de invadir progresivamente niveles inferiores, ocupando en su descenso los planos de debilidad vertical y lateral, con el consecuente desarrollo de intrusivas concordante y diques.

## PETROGRAFÍA

Las diabasas de la provincia magmática de Roraima han sido agrupadas en cinco tipos, de acuerdo con su composición mineralógica. Existen naturalmente, variaciones dentro de ellos, las cuales serán discutidas separadamente. (Figs. 7, 8, 9 y 10)

*Diabasa Normal.* (Clinopiroxénica). Está caracterizada por labradorita, piroxenos monoclinicos (augita y pi-

geonita), bajo porcentaje de piroxenos ortorrómbicos, ausencia de olivino y mirmekita. El cuarzo, cuando existe está en pequeñas proporciones; la textura es ofítica definida, de granosidad media a gruesa.

*Diabasa Ortopyroxénica.* En este tipo, los piroxenos ortorrómbicos, enstatita, broncita e hipersteno, se presentan en proporción variable del 15 al 30 por ciento. La augita se encuentra generalmente en cantidades iguales o mayores, pero en algunos casos su porcentaje es definitivamente más bajo que el de los orto-piroxenos.



Fig. 7. Foto de la arenisca con gran cantidad de augita, plagioclasas alteradas, biotita, hornablenda y magnética. Probablemente se trata de un xenolito.

Pigeonita y olivino, si existen, son accesorios. El cuarzo y la mirmekita se presentan en pequeñas proporciones. La roca posee una granosidad media a gruesa y textura ofítica definida.

*Diabasa Olivínifera.* Este tipo es raro en la provincia magmática de Roraima. El olivino puede alcanzar hasta el 5 por ciento. Augita es el piroxeno dominante. Pigeonita, cuando existe, es en bajo porcentaje de frecuencia. La textura es ofítica y el grano es mediano a grueso.

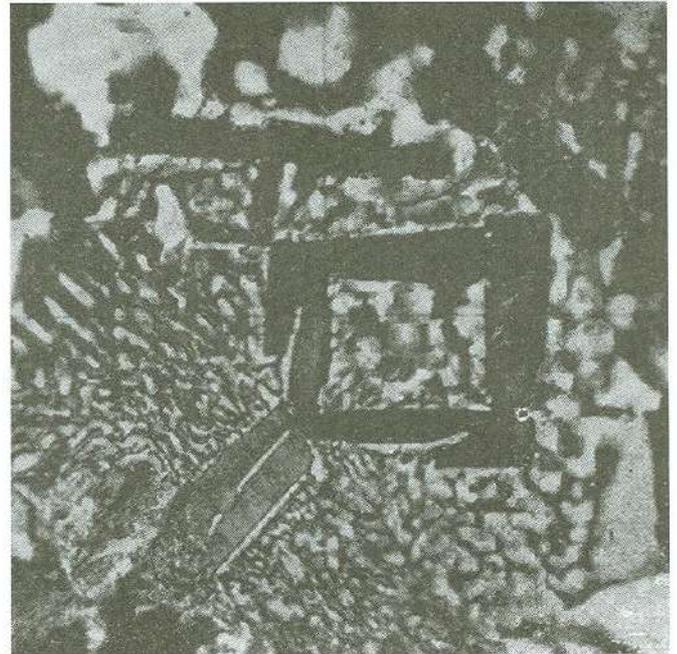


Fig. 8. Foto de granofiro de la zona de pegmatitas.

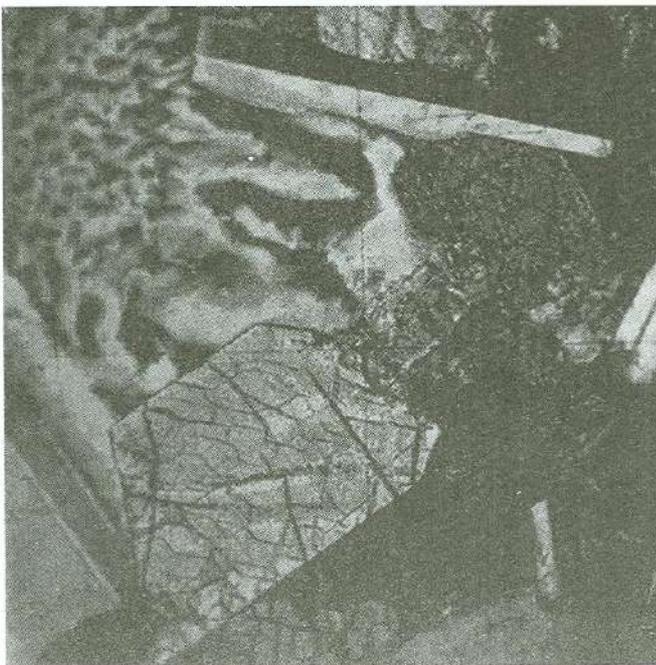


Fig. 9. Foto de la diabasa granofírica, con grandes cristales de augita, mirmekita y plagioclasas

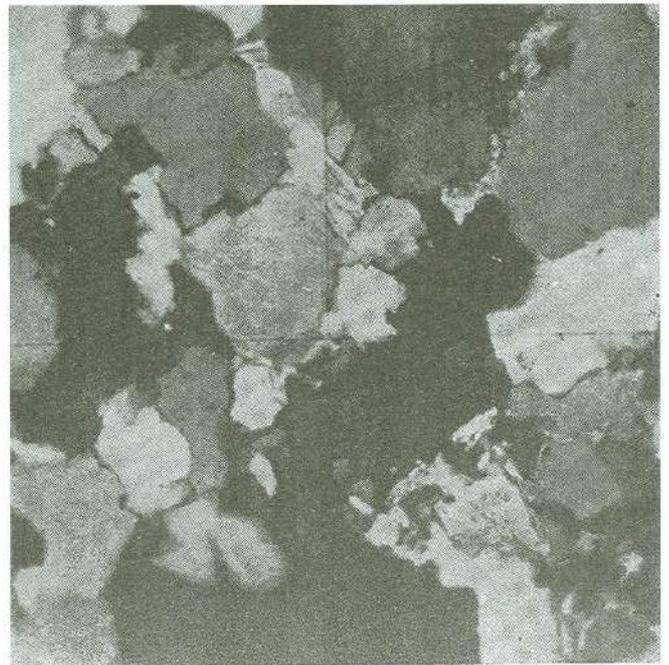


Fig. 10. Foto de arenisca cuarcífera de la Formación Roraima, en la zona de contacto

*Diabasa Pegmatítica.* Este tipo exhibe una textura pórfido - ofítica (sub - ofítica) de grano grueso, caracterizada por piroxenos monoclinicos muy abundantes, ausencia de olivino, escasez de ortopiroxenos y grandes cristales de plagioclasas de formas tabulares. La mirmekita y el cuarzo se presentan abundantes y la biotita, hornablenda, titanita y oxido de hierro son frecuentes. Este tipo de diabasa pasa gradualmente a granofiros con el incremento del cuarzo y la mirmekita.



Fig. 11. Foto de las diabasas hipersténica. Nótese hipersteno, intercrecimiento de hipersteno con laminillas de diópsido (pigeonita invertida) y cristales de plagioclasas.

*Granofiros.* Los granofiros, como las diabasas pegmatíticas, son producidos en la etapa deutérica, cuando el magma se ha enriquecido en volátiles y en  $H_2O$ ,  $K_2O$  y  $FeO$  y ha disminuido su porcentaje en  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  y  $CaO$ . Los granofiros están caracterizados por el alto porcentaje de cuarzo, mirmekita y plagioclasas sódicas. La augita es poco frecuente; en cambio, la biotita y hornablenda son muy abundantes. La textura es media a gruesa; a veces pegmatítica. (Fig. 11, 12, 13 y 14)

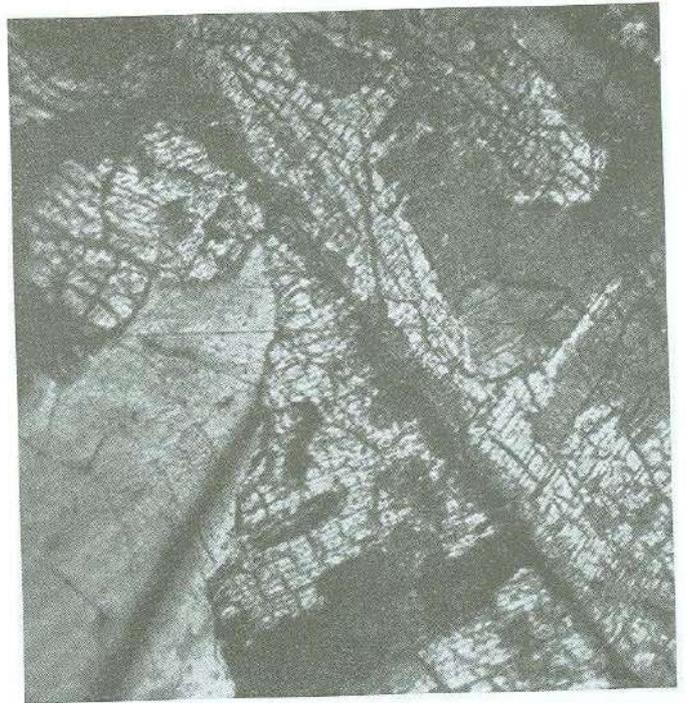


Fig. 12. Foto de las diabasas de grano grueso, exhibe pigeonita, pigeonita invertida a hipersteno, con segregación de laminillas de diópsido paralelas a (001) y grandes cristales de plagioclasas.

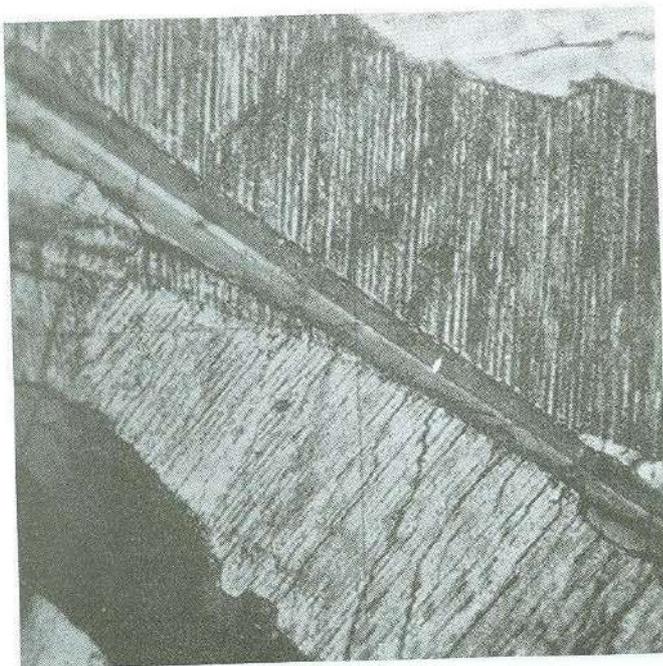


Fig. 13. Foto de las diabasas de grano grueso. Nótese los cristales de augita con laminillas de pigeonita formando la estructura característica de "espinazo de arenque" (Herringbone). Cristales de plagioclasas abundantes.



Fig. 14. Foto de las diabasas de grano grueso, cerca de la zona de "schlieren". Obsérvese los cristales de augita con laminillas de pigeonita y la alteración de los cristales de augita a hornablenda, en los bordes cristalinos.

## Mineralogía

Microscópicamente las rocas están compuestas esencialmente de feldspatos calco - sódicos, piroxenos y cantidades variables de hornablenda, magnetita, cuarzo y mirmekita. Como minerales secundarios, se encuentran en pequeñas proporciones: sericita, caolinita, clorita, uralita, biotita y serpentina. El olivino es un mineral de frecuencia restringida.

*Plagioclasas.* La labradorita constituye el mineral más abundante por volumen; su composición varía de Ab50 - An50 a Ab30 - An70 y se presenta en cristales de hábito prismático, euhédricos y maclados, según la ley de la albita; siendo menos frecuentes las maclas de Carlsbad y periclínica. Su determinación fue efectuada por los métodos comunes de los ángulos de extinción y el tamaño varía de acuerdo con la textura de la roca. Las plagioclasas en la zona de "schlieren" exhiben una zonación muy pronunciada que pone de relieve el aumento de sodio del centro a la periferia. El incremento es muy lento en la parte central, pero muy rápido en los bordes cristalinos, donde llega a alcanzar la composición de Ab70 - An30 a Ab90 - An10.

El profesor CH. HARLOFF (citado por Guimarães, 1930), ha realizado un estudio muy interesante sobre la zonación de las plagioclasas y considera que la formación de zonas y sub - zonas depende de la rapidez de cristalización y que un cuidadoso examen de las plagioclasas zonadas revela zonas calcáreas alternando con zonas sódicas, como si esa alternación fuese debida a un proceso que ocurriese rítmicamente en la vecindad de los crecimientos cristalinos. Cuando la rapidez de la cristalización excede un cierto límite a causa de la diferencia de los índices de solubilidad de los componentes, una parte de la solución que envuelve los cristales se hace más sódica a medida que más calcio es extraído de ella. La velocidad de difusión de la fase líquida puede ser mantenida en equilibrio mediante una rápida cristalización, lo que permite restablecer la concentración original del calcio, con el consecuente crecimiento de zonas más ácidas. Entre tanto, la rapidez de la difusión aumenta a causa de la creciente diferencia de concentración entre el cristal en formación y la fase líquida que lo contiene. Los iones cálcicos por difusión, se agrupan para establecer la concentración primitiva en la parte ácida; esto determina un exceso de calcio en la fase líquida y permite el desarrollo de una nueva sub - zona de composición más básica, que la zona principal de la que ella forma parte. De esta manera se originan subzonas como resultado de la influencia recíproca de la rapidez de cristalización y de difusión, originando la cristalización de zonas alternadas, calcáreas y sódicas.

BOWEN (1928), considera que la zonación es un fenómeno debido a la resorción fraccional durante el enfriamiento de una masa magmática y cualquier cristal formado en la parte superior más fría podría sumergirse en las zonas inferiores más calientes, produciéndose el fenómeno de resorción.

FENNER (citado por Johannsen, 1937) considera la posibilidad de que la zonación sea debido al escape de volátiles durante la etapa deutérica de cristalización, lo que determina un cambio químico de la fase líquida. En la mayoría de las secciones estudiadas, las plagioclasas se presentan bien preservadas, a excepción de la zona de "schlieren", donde la actividad hidrotermal es muy acentuada y ha dado lugar a la formación de Sausurita, como producto de alteración.

La circunstancia de haber cristalizado la plagioclasa primero que el piroxeno, es la determinante para que ésta exhiba relaciones ópticas con respecto al piroxeno. La prioridad de cristalización de las plagioclasas, está indicada por el automorfismo de los cristales de plagioclasa, por el xenomorfismo de los piroxenos y por el hecho de que pequeños cristales de augita rellenan en muchos casos las fisuras de las plagioclasas. El carácter ácido de las plagioclasas aumenta de la parte central del sill, donde el elemento calcio es predominante; hacia el borde superior, donde la composición cambia a Ab70 - An30 (Sill de Ambutuir - Apradá). El porcentaje de las plagioclasas en las diabasas normales, ortopiroxénicas y oliviníferas varía desde un 55 a un 30 por ciento hasta llegar en la zona granofirica a un 20 por ciento.

*Piroxenos.* Estos minerales se encuentran en forma de cristales prismáticos, xenomórficos y alotriomórficos, encerrando los cristales de plagioclasas o rellorando los espacios intersticiales. Los piroxenos llegan a ocupar en volumen desde un 15 a un 55 por ciento del material, con excepción de algunas concentraciones locales, donde puede alcanzar mayor porcentaje de frecuencia. Los piroxenos ortorrómbicos se encuentran en proporciones menores que los clino - piroxenos, a excepción de las diabasas orto - piroxénicas, en las que el porcentaje iguala o sobrepasa al de los monoclinicos. Algunas variedades de piroxenos ortorrómbicos son incoloras y débilmente pleocroicas; otras, marrón rojiza y fuertemente pleocroicas, lo que ha puesto de manifiesto la variabilidad en composición de la serie enstatita - hipersteno. Generalmente los cristales muestran extinción desigual debido a intercrecimientos microscópicos de orto y clino - piroxenos, lo cual determina las estructuras de laminillas y parches extremadamente finos e irregularmente espaciados y agrupaciones de cristalitos, originando una estructura plumosa de extinción diferente al ortopiroxeno en el cual están embebidos. Esta estructura peculiar ha sido denominada por LEWIS (citado por WALKER Y PALDERVAART, 1949) "intercrecimiento gráfico". Posteriormente HESS Y PHILLIPS (1938), por estudios del fenómeno, distinguieron un segundo tipo de estructura semejante a la anterior, donde las laminillas presentan un diámetro mayor y un espaciamiento más regular, a la cual los autores designaron con el nombre de "intercrecimiento lamelar". HESS Y PHILLIPS y posteriormente HESS (1941), explican este fenómeno asumiendo que el clino - piroxeno pigeonita cristalizó primero y por un enfriamiento lento se invierte a ortopiroxeno, con la segregación de diópsido en la forma de intercrecimiento. Los mismos autores proponen otra alternativa para explicar el fenómeno asumiendo que el ortopiroxeno se se-

paró cuando fue capaz de retener en solución el  $\text{CaSiO}_3$ , hasta una proporción de nueve por ciento, solución esta incomparable a temperaturas más bajas. El porcentaje de  $\text{CaSiO}_3$  contenido en solución, parece depender más bien de la rata de cristalización que de la composición del magma. WALKER AND PALDERVAARK (1949), consideran que pequeñas cantidades de calcio disuelto en el ortopiroxeno podrían producir, bajo un enfriamiento lento, una serie de esfuerzos en su estructura cristalina, dando origen a estructuras, tales como:

- Maclación lamelar, por un lento y moderado enfriamiento;
- Extinción ondulada e intercrecimiento lamelar

y gráfico como fenómeno de exudación durante el enfriamiento posterior y por último, por un enfriamiento sumamente lento, el  $\text{CaSiO}_3$  podría pasar a formar augita o plagioclasas cálcicas.

Dos excepciones han sido notadas por los autores antes citados bajo las cuales la pigeonita no se invierte a orto - piroxenos:

- Bajo los efectos de un rápido enfriamiento, la pigeonita es conservada como fase meta - estable;
- En la presencia de una alta concentración de volátiles la pigeonita no se altera a ortopiroxenos, aún bajo la influencia de un enfriamiento lento.(Fig. 15)

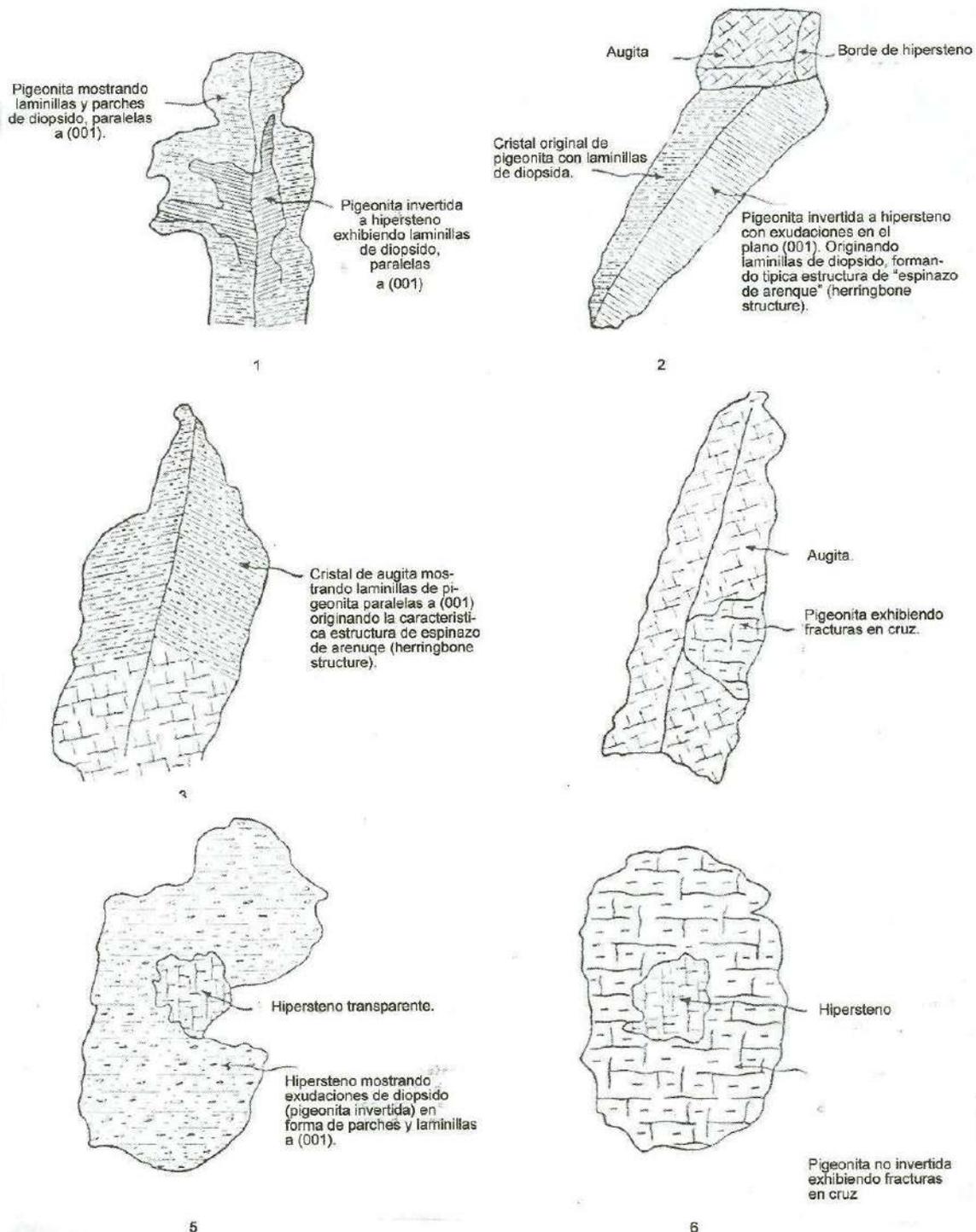


Fig. 15. Relaciones entre la pigeonita, orto-piroxenos y clino-piroxenos de alto ángulo axial

El intercrecimiento gráfico o lamelar de los clino y orto - piroxenos, según GUIMARÃES (1930), revela el esfuerzo de la molécula de hipersteno para construir su estructura cristalina dentro del espacio predeterminado de una lamela del diópsido - magnesiano original o pigeonita. La evolución del diópsido o hipersteno se efectuó bajo la presencia del metasilicato de magnesio, originando al comienzo una solución sólida de clinostatita y diópsido. El aumento progresivo de metasilicato de magnesio, originó pigeonita en zonas próximas a la clino - enstatita. Esta última, en presencia del metasilicato de hierro, se transformó en hipersteno, de donde se observa que la hiperstinización se debió directamente al diópsido magnesiano original, presentando sus formas prismáticas, pero desarrollando la tendencia a formar lamelas paralelas.

La augita es el clino - piroxeno dominante; se presenta en grandes cristales prismáticos incoloros o débilmente coloreados, de bordes alotriomórficos y xenomórficos exhibiendo una textura ofítica marcada, la cual es oscurecida en muchos casos debido a la profusión de microlitos de plagioclasas en los bordes cristalinos del piroxeno. La augita esta maclada en dos formas: (100) la más común y (001) menos frecuente; la combinación de estos dos tipos originan la estructura conocida de "espina de arenque" (herringbone).

El clino - piroxeno pigeonita sigue a la augita en importancia; es semejante a ella por el color, textura y ausencia de pleocroísmo. Está caracterizado por pobreza de clivaje, ángulo 2V muy pequeño, próximo a cero; fracturas transversales y estructura de "salita" (separación basal 001). Al igual que la augita, los cristales de pigeonita están generalmente maclados. El criterio seguido para su distinción con la augita se basó en el ángulo de 2V y las fracturas transversales en los cristales de pigeonita. Se encuentra generalmente en forma de intercrecimiento con los piroxenos o formando núcleos rodeados de augita y orto - piroxenos, o a la inversa.

*Olivino.* Es un mineral de frecuencia muy restringida en las diabasas de Roraima. Se presenta bajo la forma de cristales bien desarrollados, caracterizados por su alto índice de refracción, fuerte birrefringencia, altos colores de polarización y extinción paralela a las caras cristalinas o trazas de clivaje. Generalmente, existe magnetita secundaria y serpentina, rellenando las fracturas. El olivino parece haber sido el primer constituyente en cristalizar, con caras idiomórficas, excepto cuando se presenta corroído. Algunas veces los cristales de olivino se encuentran rodeados por pequeños agregados de piroxenos. Posiblemente, una parte del olivino pasó a formar orto - piroxenos o pigeonita durante la etapa magmática, o se convirtió durante la fase hidrotermal, bajo la influencia de volátiles, en serpentina y clorita.

*Cuarzo y Micropegmatita.* El intercrecimiento gráfico del cuarzo y el feldespato alcalino fue encontrado en todos los niveles en los sills, exceptuando los bordes de contacto y las diabasas oliviníferas, donde los porcentajes de frecuencia son inferiores al uno por ciento. En las diabasas normales la proporción de micropegmatita es muy pequeña, aumentando hacia arriba hasta alcanzar un 35 por ciento en la zona de "schlieren" o zona de pegmatita. En los granofiros el porcentaje de cuarzo y de mirmekita sobrepasa el 50 por ciento y la micropegmatita asume una forma plumosa característica, dando lugar a la estructura de mirmekita. Además de esta forma, el cuarzo se encuentra como cristales aislados o en agrupaciones con textura de mosaico. El carácter intersticial de la micropegmatita y el cuarzo indican que el proceso de cristalización se efectuó en la etapa final de diferenciación magmática.

*Minerales Accesorios.* La hornablenda se halla como mineral accesorio, presentándose como mineral de origen primario o secundario. El tipo primario o lamprobolita, de color marrón amarillento, ocurre en la zona de "schlieren" como producto de alteración hidrotermal de los piroxenos, en la etapa final de cristalización del magma, donde el carácter ácido es prominente. La hornablenda secundaria o uralita se presenta como producto de alteración en las zonas de clivajes, fracturas y bordes de los piroxenos. La biotita es un mineral poco común, de color marrón claro y débilmente pleocróica. Este mineral puede ser primario o secundario, semejante en origen y hábito a los tipos de hornablenda ya descritos. La magnetita titanífera se presenta como accesorio en todas las secciones, aumentando su proporción en la zona de "schlieren", en donde los cristales alcanzan mayores dimensiones, mostrando muchos de ellos alteración a leucoxeno. Se encuentra en mayor abundancia como mineral secundario, rellenando grietas en piroxenos, anfíboles y olivino. La serpentina y clorita son comunes como minerales secundarios, encontrándose como productos de descomposición del olivino y piroxenos. Escasos prismas y microlitos de apatito y cristales romboédricos de titanita se hallan diseminados en las secciones.

De lo expuesto anteriormente se deduce que la mineralogía de las diabasas de Roraima es sencilla, ya que sus componentes principales son plagioclasas y piroxenos y no presentan dificultad en la interpretación de sus relaciones mutuas; en cambio, los piroxenos muestran mayor complejidad. Estudios posteriores de detalles, con ayuda de mayor número de análisis químicos y un acopio de muestras más representativas, permitirán una interpretación más exacta de la paragénesis de los piroxenos monoclinos y sus mutuas relaciones con los orto - piroxenos. (Figs. 16, 17, 18 y 19)



Fig. 16. Foto de diabasa olivinifera de grano grueso. Nótese alteración del olivino a magnetita y clorita, en las zonas de fractura y bordes cristalinos.



Fig. 17. Foto de la diabasa de grano medio; obsérvese cristales de augita y plagioclasas con textura ofítica definida.



Fig. 18. Foto de la diabasa de grano medio exhibiendo cristales de augita y plagioclasas



Fig. 19. Foto de la diabasa de grano fino del borde de enfriamiento. Nótese la tendencia de los cristales de plagioclasas a orientarse en dirección del eje C. La augita, exhibe exudaciones en forma de laminillas de diópsido.

## ANÁLISIS QUÍMICOS - NORMAS

Los análisis químicos demuestran, una vez más, las características tholeíticas del magma de Roraima indicadas por un exceso de sílice y una baja proporción de álcalis combinados y magnesio. En la composición química - mineralógica se observa la persistencia del cuarzo y la ausencia de olivino, aún en las normas de los análisis números 8 y 9, que corresponden a los especímenes más básicos analizados. La presencia de olivino en algunas diabasas de la región de Urimán y Monte Roraima (Fig. 6), en la Gran Sabana, debe considerarse como concentraciones esporádicas de olivino magnesiano, que no han jugado papel de importancia en el proceso de diferenciación magmática, como lo pone de manifiesto la ausencia de él,

en la mayoría de las intrusivas estudiadas. Esta omisión se explica por el carácter saturado del magma, que causa que las pequeñas cantidades de olivino, que se hubieran podido formar en las etapas tempranas del proceso de diferenciación magmática, sean invertidas a orto - piroxenos o pigeonita en las etapas sucesivas del proceso.

El porcentaje normativo de ortoclasa es escaso y la proporción de anortita muy superior al de la albita, hecho éste que guarda armonía con la plagioclasa identificada que corresponde a una composición variable de Ab50 - An50 a Ab30 - An70. La escasa fracción de ortosa y la preponderancia de la plagioclasa cálcica se debe a la pobreza de álcalis combinados del magma en comparación al porcentaje de calcio. (Tablas 1 y 2)

**Tabla 1. Composición química de las diabasas de La Gran Sabana (En el Laboratorio W. H. Herdsman Glasgow - Escocia)**

|                                | 1            | 2            | 3             | 4            | 5             | 6            | 7            | 8            | 9             | 10           | 11           |
|--------------------------------|--------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 51,13        | 54,06        | 52,32         | 52,28        | 51,98         | 51,94        | 51,88        | 53,87        | 52,30         | 52,97        | 52,47        |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,72         | 0,79         | 1,44          | 0,73         | 0,73          | 0,74         | 0,58         | 1,47         | 0,72          | 0,72         | 1,06         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,81        | 15,12        | 15,46         | 14,72        | 14,89         | 15,56        | 16,57        | 16,89        | 11,18         | 8,48         | 14,16        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,54         | 1,18         | 1,42          | 0,62         | 0,34          | 2,01         | 1,06         | 0,81         | 0,81          | 0,74         | 1,15         |
| FeO                            | 12,10        | 10,34        | 10,78         | 10,17        | 9,11          | 8,67         | 7,78         | 9,55         | 10,08         | 10,97        | 10,05        |
| MnO                            | 0,11         | 0,26         | 0,26          | 0,09         | 0,14          | 0,09         | 0,12         | 0,16         | 0,19          | 0,14         | 0,15         |
| MgO                            | 4,12         | 5,69         | 5,12          | 8,13         | 9,54          | 5,48         | 7,22         | 3,73         | 14,26         | 15,88        | 7,91         |
| CaO                            | 7,48         | 8,99         | 9,66          | 10,72        | 11,12         | 8,74         | 11,83        | 9,48         | 8,52          | 8,30         | 9,48         |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,58         | 1,80         | 2,02          | 1,44         | 1,59          | 2,12         | 1,86         | 2,19         | 1,03          | 1,06         | 1,76         |
| K <sub>2</sub> O               | 1,09         | 0,82         | 0,63          | 0,39         | 0,37          | 1,16         | 0,48         | 1,11         | 0,21          | 0,12         | 0,63         |
| H <sub>2</sub> O +             | 2,75         | 0,45         | 0,58          | 0,28         | 0,36          | 2,98         | 0,32         | 0,38         | 0,36          | 0,14         | 0,86         |
| H <sub>2</sub> O -             | 0,35         | 0,24         | 0,08          |              |               | 0,30         | 0,08         | 0,15         | 0,17          | 0,12         | 0,13         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,07         | 0,06         | 0,13          | 0,11         | tr.           | 0,08         | 0,09         | 0,12         | tr.           | tr.          | 0,06         |
| CO <sub>2</sub>                |              |              | 0,14          | 0,12         | tr.           | tr.          | tr.          | tr.          | 0,28          | 0,35         | 0,06         |
| <b>TOTAL</b>                   | <b>99,85</b> | <b>99,80</b> | <b>100,04</b> | <b>99,80</b> | <b>100,17</b> | <b>99,87</b> | <b>99,87</b> | <b>99,81</b> | <b>100,11</b> | <b>99,99</b> | <b>99,93</b> |

### Explicación de la tabla 1

Nº 1. Gabro cuarcífero de un sill cerca de Kamarata. (AGUERREVERE, S. E. et. al. (1939), Cuadro de análisis químico de las rocas básicas de la Gran Sabana (p. 312).

Nº 2. Gabro cuarcífero de un sill cerca de Kamarata (Ibid. p. 312).

Nº 3. Gabro cuarcífero de un sill en el camino entre Kamarata y Luepa. (Ibid. p. 312).

Nº 4. Gabro cuarcífero de grano fino de un lacolito cerca de Maparuta (Luepa). (Ibid. p. 312).

Nº 5. Gabro de un lacolito cerca de Luepa. (Ibid., p. 312).

Nº 6. Gabro cuarcífero de un sill al norte del Monte Roraima. (Ibid., p. 312).

Nº 7. Diabasa de un lacolito del Monte Roraima. (Ibid., p. 312).

Nº 8. Gabro cuarcífero del sill de Kanaimé, al sur de Santa Elena de Uairén. (Ibid., p. 312).

Nº 9. Gabro cuarcífero del sill de Kanaimé, al sur de Santa Elena de Uairén. (Ibid., p. 312).

Nº 10. Gabro del sill de Kanaimé, al sur de Santa Elena de Uairén. (Ibid., p. 312.)

Nº 11. Promedio de las rocas básicas de la región de la Gran Sabana. (Ibid., p. 312).

**Tabla 2. Normas (para localización de las muestras, véase tabla 1)**

| Nº ANALISIS |     | 2       | 5     | 7     | 9       | 10      | 11      |
|-------------|-----|---------|-------|-------|---------|---------|---------|
|             |     | NORMA   |       |       |         |         |         |
| Cu.         |     | 8,1     | 6,9   | 2,2   | 2,0     | 1,3     | 4,7     |
| Or.         |     | 5,0     | 2,2   | 2,8   | 1,1     | 0,6     | 3,4     |
| Ab.         |     | 15,2    | 13,6  | 16,2  | 8,3     | 9,4     | 14,7    |
| An.         |     | 30,6    | 35,0  | 35,3  | 25,6    | 17,6    | 28,2    |
| Di.         | Wo. | 5,9     | 9,6   | 9,7   | 6,9     | 9,7     | 7,2     |
|             | En. | 2,7     | 4,8   | 5,5   | 4,4     | 6,2     | 3,8     |
|             | Fs. | 3,2     | 4,6   | 3,8   | 2,1     | 2,9     | 3,2     |
| Hi.         | En. | 11,4    | 11,1  | 12,5  | 31,2    | 33,5    | 15,9    |
|             | Fs. | 13,5    | 10,8  | 8,6   | 14,9    | 15,7    | 12,8    |
| Mg.         |     | 1,8     | 0,5   | 1,6   | 1,2     | 0,9     | 1,9     |
| Ti.         |     | 1,5     | 1,4   | 1,2   | 1,4     | 1,4     | 2,1     |
| Ap.         |     | 1,3     |       | 0,4   |         |         | 0,4     |
| PARAMETROS  |     | III     | III   | III   | IV      | IV      | III     |
| C.I.P.W.    |     | 5.4-5.4 | 5.5.4 | 5.5.4 | 1(1)1.2 | 1(1)1.2 | 5.4-5.4 |

El hipersteno normativo es por término medio doble que el diópsido, característica que tiene su explicación por la circunstancia de ser los porcentajes combinados de FeO y MgO muy superiores al del CaO, lo que a su vez explica la composición del piroxeno modal, que corresponde a la serie enstatita - augita.

La baja proporción del calcio en relación con la del hierro y magnesio, es la determinante química para la abundancia de pigeonita y del alto grado de hipersintización de los piroxenos monoclinos en las etapas avanzadas de la cristalización. Durante esas fases el magma se ha enriquecido progresivamente en FeSiO<sub>3</sub>, una vez agotadas las reservas de CaO en la formación de las moléculas de albita y diópsido. Así, pues, en un sentido general, se puede decir que los orto - piroxenos dominan en la sección inferior de las intrusivas básicas y los clino - piroxenos en los niveles superiores.

El porcentaje de frecuencia de los minerales accesorios: magnetita, ilmenita y apatito, sigue las líneas generales para este tipo de magma, con algunas peculiaridades, tales como la riqueza en TiO y la exigua cantidad de fósforo del magma de Roraima.

## DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA

La provincia magmática de Roraima es típicamente tholeítica, caracterizada por su bajo contenido de hierro, álcalis, ausencia o escasez de olivino, alto porcentaje de sílice y predominio de piroxenos pigeoníticos, especialmente en la sección granular gruesa, en comparación con los magmas basálticos oliviníferos.

En el trabajo de KENNEDY (citado por TURNER AND VERGOOHN, 1951), el magma tholeítico es considerado como uno de los dos magmas originales en la corteza terrestre. El substratum inferior de la corteza, estaría constituido por basalto olivinífero, diferenciado hacia su parte superior a la capa tholeítica en las regiones continentales. Fusiones periódicas de una de estas capas, darían lugar al desarrollo de magmas basáltico - oliviníferos en las cuencas oceánicas y magmas tholeíticos en las regiones continentales.

DALY (1933), sugiere un origen común para los magmas tholeítico y olivinífero en las áreas continentales y olivinífero en las cuencas oceánicas, al asumir un substratum basáltico a modo de capa que envuelve al globo, la cual es discontinua en las cuencas oceánicas y hace notar una diferencia química del substratum considerado más férrico en las áreas oceánicas que en las continentales. Geofracturas de la corteza terrestre durante procesos orogénicos, darían lugar a erupciones de magmas basálticos oliviníferos en las regiones continentales. En cambio, en las cuencas oceánicas las erupciones basálticas serían ricas en olivino, debido a la procedencia del magma de niveles inferiores del substratum. Los magmas tholeíticos de plateau, serían el resultado de erupciones fisurales en las áreas continentales no relacionada a procesos orogénicos.

MAC DONALD (1949), no está de acuerdo con la exclusión que hacen DALY Y KENNEDY de la presencia del magma tholeítico en las áreas oceánicas, ya que en las erupciones del Kilawea y Mauna Loa ha sido constatada la presencia del magma tholeítico. BOWEN (1915-1928), favorece la hipótesis de que el magma primario fue ori-

ginalmente un magma tholeítico. Tal interpretación fue aplicada a la asociación de los magmas basáltico - olivinífero (tipo plateau) y tholeítico (magma central no porfídico) de Mull, provincia de Ártico - Británica. Un removimiento efectivo del olivino y separación de su exceso, durante las etapas tempranas de la cristalización del magma original, pudo dar origen al desarrollo del magma tholeítico con exceso de sílice.

El proceso de diferenciación del magma de Roraima comenzó, posiblemente, antes del emplazamiento del magma en los sedimentos de Roraima, lo que fue

puesto en evidencia por la presencia de cristales de piroxeno y feldespatos bien desarrollados y ausencia de olivino y cuarzo en el borde de enfriamiento. Las diabasas del borde de contacto son de grano fino, mostrando algunas de ellas textura fluidal, en la que las plagioclasas se encuentran orientadas a lo largo del eje C. En contraste con las doleritas de Karrao y las de la Guayana Inglesa, donde el borde de contacto esta demarcado por taquilitas, en la Gran Sabana esta zona no presenta matriz vidriosa, lo que pone en evidencia el lento enfriamiento del magma con relación a las localidades ya citadas. (Fig. 20)

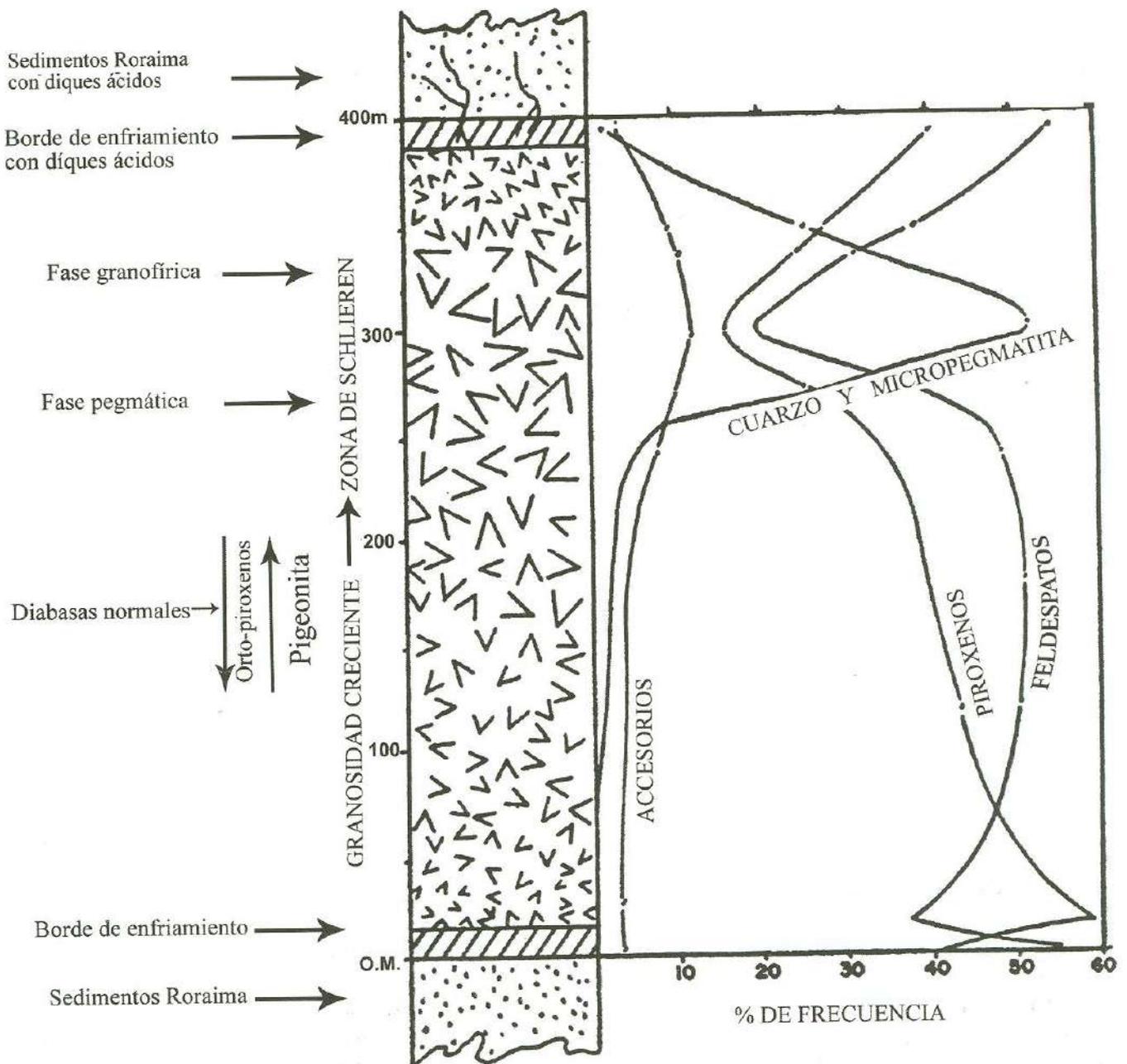


Fig. 20. Diagrama generalizado del proceso de diferenciación magmática de un sill de la región de la Gran Sabana.

La importancia del borde de enfriamiento se basa en el hecho de formar una capa protectora, que impide al magma de reaccionar con la roca encajante, además de facilitar la diferenciación lenta del magma subyacente, dando, por lo tanto, una información detallada de su composición química al momento de efectuarse la intrusión.

El proceso de diferenciación del magma de Roraima se efectuó primordialmente por diferenciación gravitacional y en menor escala, por metasomatismo hidrotermal y procesos de asimilación de los sedimentos de Roraima. La diferenciación magmática por cristalización fraccionada comenzó por segregación del olivino y de los ortopiroxenos ricos en MgO, depositándose por acción gravitacional en la parte superior del borde de contacto inferior. Esta diferenciación primaria origina la disminución brusca del contenido de MgO y el aumento del hierro, álcalis y sílice. En la segunda etapa continuó el mismo proceso, aunque más lentamente, permitiendo el desarrollo de piroxenos más férricos. A medida que continuaba la diferenciación, tuvo lugar un incremento del contenido sódico, dando origen a un aumento en la proporción de plagioclasas sódicas hasta alcanzar la fase de "schlieren", en la que el contenido de sílice se hace dominante.

En la etapa deutérica, la parte superior del sill permaneció aún en estado líquido, debido a la alta concentración de volátiles. En esta fase, la viscosidad del magma fue reducida, dando lugar al desarrollo de grandes cristales. Las plagioclasas comenzaron a sufrir procesos de albitización y tomó lugar la formación de biotita y anfíboles, por reacción de los volátiles con los piroxenos y óxidos de hierro, formándose conjuntamente abundancia de cuarzo y micropegmatita. Debido a la acción oxidante de esta zona, el hierro pasó a las formas de ilmenita y magnetita, inhibiendo parcialmente la formación de piroxenos. Finalizada esta etapa, el magma residual quedó casi exento de potasio y magnesio y consecuentemente, enriquecido en sodio y sílice, dando lugar a diques ácidos (microgranitos, aplitas, granofiros, vetas de cuarzo y albita, etc.), que constituyen la fase final en el proceso de diferenciación magmática.

## EFFECTOS METASOMÁTICOS EN LA FORMACIÓN RORAIMA

En contraste con otras provincias magmáticas similares, las diabasas de Roraima muestran efecto de metamorfismo poco pronunciado, lo que pone de manifiesto, una vez más, la escasa movilidad del magma a través de los sedimentos de Roraima. En la región de Urimán la zona de alteración es de espesor reducido; en la zona de contacto las areniscas han sido convertidas a cuarcitas, hecho que pudo ser constatado en los sills de Capaure - Merú y Arbutuir - Apradá.

El proceso de silicificación regional sufrida por la Formación Roraima está íntimamente asociado con el proceso de diferenciación del magma basáltico. Durante la fase hidrotermal, soluciones calientes, conteniendo agua y sílice, se infiltraron a través del borde de contacto y penetraron en los sedimentos por zonas de fracturas, diaclasas y planos de clivaje, dando origen a vetas de cuarzo y silicificación progresiva de los sedimentos. A este fenómeno se debe primordialmente la compactación de las areniscas y la presencia de cuarcitas en la Formación Roraima, así como también la presencia de liditas o "hornstein" (comúnmente denominados jaspes en la región), los cuales han sido originados por una silicificación progresiva de los sedimentos limo - arcillosos. En relación con los fenómenos endomórficos, su acción fue muy restringida o casi nula, posiblemente se redujo al suministro de vapor de agua. Esta relativa inactividad del magma hacia la roca encajante y la escasez de efectos endomórficos, permitió relacionar más estrechamente el magma de Roraima con el de Palisades, en donde los efectos de síntesis estuvieron prácticamente excluidos.

En la Guayana Inglesa, HARRISON (1908) y CONOLLY (1923), al describir los efectos producidos por el magma diabásico sobre los sedimentos de Kaieteurian, observan que, en los contactos de las areniscas con las diabasas, las primeras fueron transformadas a cuarcitas, presentándose algo oscurecido los caracteres sedimentarios.

En la cuenca de Paraná (Brasil), las areniscas y lutitas triásicas fueron intensamente compactadas como consecuencia del metamorfismo oftálico, producido por las grandes intrusiones de diabasas durante el diastrofismo Paranense, lo que dió por resultado la transformación de esos sedimentos a capas de silex (OLIVEIRA Y LEONARDOS, 1943).

En la Provincia Magmática de Kartoo (WALKER AND POLDERVAART, 1949), hacen notar los efectos del metamorfismo oftálico en los sedimentos marginales, en donde las lutitas fueron transformadas en liditas, rocas muy resistentes con fractura concoidea; los tipos más arenáceos se transformaron en hornfels o cornubianitas y las limolitas en cuarcitas, llegando en algunos casos, los asperones feldespáticos de grano grueso a transformarse, bajo los efectos de un metamorfismo termal pronunciado en rocas semejantes a granitos en textura y composición.

En el sill de Palisades, LEWIS (citado por R. CHAPMAN, 1950) concluye que las lutitas, de la Serie de Newark en New Jersey, han sido transformadas en hornfels de color negro, de varios metros de espesor; en cambio, los efectos sobre las areniscas arcóscicas son menos pronunciados y a pocos metros del contacto, sus efectos son imperceptibles.

## CARACTERES GENERALES DEL VULCANISMO MESOZOICO

El magma tholeítico de la Gran Sabana, presenta grandes afinidades con otras provincias magmáticas triásicas - jurásicas, como se pone de manifiesto por la semejanza de su composición química.

La composición química de las diabasas de la Guayana Inglesa es casi idéntica a las de la Gran Sabana, esto, naturalmente, es de esperarse, ya que pertenecen a la misma provincia magmática del norte de la América del Sur. Como puede apreciarse por los análisis químicos, el magma de la Guayana Inglesa es ligeramente más alto en hierro y álcalis, mientras que el de la Gran Sabana lo es en titanio.

Las diabasas y gabros de la Guayana Inglesa son intrusivos en la Formación Kaieteurian (Formación Roraima) y están ampliamente distribuidos, principalmente en la parte oeste y centro de la Colonia, formando sierras y colinas. La dirección general de los sills y diques de nor-este - suroeste y el espesor de los sills varía desde pocos metros hasta unos 500. La petrografía de estas rocas fue

estudiada detalladamente por SIR J. B. HARRISON (1908), quien describió los siguientes tipos: diabasas enstatíticas, cuarcíferas, augíticas, basálticas (tholeíticas), granofiricas, oliviníferas (escasa) y taquilitas.

Una comparación de las diabasas de la Gran Sabana con las del Brasil septentrional, incluidas por GUIMARÃES (1930), en la "Provincia Magmática de Roraima", señala ciertas discrepancias; el magma del norte del Brasil es menos siálico que el de la Gran Sabana, pero, a su vez, es más rico en hierro, álcalis y fósforo. Las diabasas y gabros están ampliamente distribuidos en el norte del Brasil, siendo intrusivas también en los sedimentos de Roraima. Los principales tipos de rocas descritos son: diabasas hipersténicas, cuarcíferas, porfídicas, oliviníferas (muy escasas) y gabros cuarcíferos hipersténicos. (Figs. 11, 12, 13 y 14).

La provincia magmática del Brasil Meridional o Provincia de la Cuenca del Paraná es más rica en hierro, álcalis, titanio y fósforo; pero, a su vez, menos siálica que la de Venezuela. Los tipos petrológicos más importantes son: basálticos, tholeítos, diabasas, meláfiro y espilitos (GUIMARÃES, 1931). (Tabla 3).

**Tabla 3. Composición química de varias provincias basálticas tholeíticas Triásicas - Jurásicas**

| MUESTRAS                       | 1     | 2      | 3     | 4     | 5    | 6      | 7      | 8      | 9    | 10     |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|------|--------|--------|--------|------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 52,41 | 52,43  | 50,99 | 51,96 | 51,6 | 54,16  | 51,91  | 52,5   | 52,2 | 52,65  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,06  | 0,64   | 0,64  | 0,78  | 2,0  | 0,70   | 1,25   | 1,10   | 1,0  | 0,58   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,16 | 14,76  | 15,54 | 14,82 | 13,5 | 15,08  | 15,31  | 15,4   | 15,6 | 16,23  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,15  | 3,10   | 1,49  | 1,91  | 5,3  | 0,79   | 0,98   | 1,2    | 2,7  | 0,51   |
| FeO                            | 10,05 | 9,4    | 8,24  | 9,11  | 7,7  | 8,08   | 9,31   | 9,3    | 7,9  | 8,21   |
| MnO                            | 0,15  | 0,23   | 0,10  | 0,16  | 0,2  | 0,14   | 0,08   | 0,2    | 0,2  | 0,15   |
| MgO                            | 7,91  | 6,52   | 8,94  | 7,79  | 6,3  | 7,14   | 7,52   | 7,1    | 7,2  | 6,64   |
| CaO                            | 9,48  | 9,63   | 10,73 | 9,95  | 9,8  | 10,57  | 9,71   | 10,3   | 10,1 | 11,34  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,76  | 2,38   | 1,84  | 1,99  | 2,4  | 1,60   | 2,30   | 2,1    | 2,1  | 1,58   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,63  | 0,58   | 0,78  | 0,66  | 1,0  | 1,0    | 0,79   | 0,8    | 0,9  | 0,90   |
| H <sub>2</sub> O +             | 0,86  | 0,53   | 0,23  | 0,54  |      | 0,36   | 0,93   |        |      | 0,48   |
| H <sub>2</sub> O -             | 0,13  | Nulo   | 0,10  | 0,12  |      | 0,20   | 0,15   |        |      | 0,85   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,06  | 0,07   | 0,20  | 0,11  | 0,2  | Trazas | 0,18   | 0,1    | 0,2  | 0,01   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,08  | 0,05   |       | 0,06  |      | Trazas |        |        |      |        |
| OTROS                          |       | 0,46   | 0,10  | 0,28  |      |        |        |        |      |        |
| TOTAL                          | 99,95 | 100,15 | 99,82 | 99,97 | 100  | 99,93  | 100,42 | 100,00 | 100  | 100,13 |

### Explicación de la tabla 3

- 1) Promedio de las rocas básicas de la región de la Gran Sabana (AGUERREVERE, et. al., 1939, p. 312).
- 2) Promedio de las diabasas de la Guayana Inglesa (HARRISON, J. B. 1908, p. 95).
- 3) Promedio de las rocas básicas del Alto Río Branco, Amazonas (GUIMARÃES, D. 1930, p. 19).
- 4) Promedio de las diabasas de Roraima (Guayanas y Brasil Septentrional).
- 5) Promedio de basaltos de América del Sur (Paraná), (WALKER AND POLDERVAART, 1949, Tabla Nº 17, p. 649).
- 6) Doleritas del Sur de Tierra Victoria, Antártica (EDWARDS, 1942, p. 465, Tabla 3).
- 7) Promedio de las diabasas sin diferenciar del sill de Palisades, tomado de WALKER (1940); (EDWARDS, 1942, p. 465, Tabla 3).
- 8) Promedio de las doleritas de Karroo (WALKER AND POLDERVAART, 1949, p. 649).
- 9) Promedio de las lavas de Stormberg, fase extrusiva del magma de Karroo (ibid. Tabla 17, p. 649).
- 10) Promedio de las doleritas sin diferenciar de Tasmania (EDWARDS, 1942, p. 465, Tabla 3).

El derrame basáltico de Sierra Geral o derrame de la Cuenca de Paraná, constituye un elemento fisiográfico y morfológico de gran importancia en Brasil Meridional, noroeste del Uruguay y noreste de la Argentina. El área total de la corrida basáltica abarca una extensión de 1.200.000 kilómetros aproximadamente. La fase hipabisal de esta actividad magmática intrusión los sedimentos de Sao Bento, muy semejante en composición y origen a los sedimentos de Roraima. Litológicamente consiste en conglomerados, lutitas y areniscas en los cuales predominan las tonalidades rojizas. Estos sedimentos de origen terrestre están considerados en el Brasil como probables equivalentes de los sedimentos rojizos del Karroo superior o Serie de Stormberg, de edad triásico (BAKER, 1923; OPPENHEIM, 1934).

BAKER(1923) y DU TOIT (1927), correlacionan estas rocas con las intrusivas de la parte norte del Brasil, Venezuela y la Guayana Inglesa, dejando entrever la posibilidad de que los sedimentos rojizos de Sao Bento fuesen equivalentes a las capas rojizas de Roraima o Kaieteurian.

La composición química y mineralógica del magma de Roraima en la Gran Sabana muestra afinidades con el de Karroo, en África del Sur, el cual es ligeramente más rico en álcalis combinados y fósforo; esta analogía en composición química se hace también efectiva a la fase extrusiva que forman las lavas de Drakensberg. Las doleritas se encuentran principalmente como diques, sills y otras intrusiones concordantes; el magma fue extremadamente activo en los sedimentos, produciendo fenómenos reomórficos y sintéxicos.

Los principales tipos de rocas descritos incluye: doleritas hipersténicas, broncíticas granofíricas, tholeíticas, oliviníferas, pegmatíticas y picritas (WALKER AND POLDERVAART, 1949).

Las doleritas de Karroo son intrusivas en el Sistema de Karroo, el cual se extiende desde el Carbonífero hasta el Triásico. La parte superior del sistema o serie de Stormberg presenta grandes afinidades con los sedimentos de Roraima, en cuanto a composición y origen se refiere. La actividad magmática de Karroo terminó a fines del Triásico - Liásico con la emisión de las grandes corridas de lavas de Drakensberg.

DU TOIT (1939, Correlation Table, p. 319), correlaciona las lavas de Drakensberg con las de Paraná y los sedimentos terrestres del Triásico del Brasil y Uruguay con la Serie de Stormberg, de África del Sur.

Las doleritas de Tasmania, en comparación con las diabasas de Roraima, son más ricas en calcio y alúmina y más pobres en sodio, titanio, hierro y fósforo y son intrusivas en sedimentos horizontales del Sistema de Gondwana de edad Carbonífero superior a Jurásico.

En la Antártica, ADIE (1952, p. 393), cita en el sur de la Tierra Victoria, un gran espesor de sedimentos no diferenciados de Gondwana intruídas por doleritas cuarcíferas.

El sill de Palisades de New Jersey U.S.A (WALKER, 1940), presenta también gran similitud con las diabasas de Roraima, siendo este último ligeramente más rico en hierro, pero más pobre en álcalis combinados y fósforo. Los principales tipos de rocas descritos son: diabasas augíticas, hipersténicas, oliviníferas, cuarcíferas, granofíricas, pegmatíticas, tholeíticas y felsíticas. El magma de Palisades es intrusivo en la serie de Newark, de origen terrestre y presenta grandes afinidades con los otros sedimentos triásicos ya descritos.

En resumen, las provincias magmáticas Triásico - Jurásicas se pueden agrupar en dos variantes principales de acuerdo a la riqueza, pobreza o escasez de los óxidos principales: alúmina, calcio, álcalis combinados, hierro, titanio y fósforo.

Las diabasas de Karroo y Palisades, se caracterizan por poseer un bajo contenido de alúmina y calcio y ser ricas en hierro, titanio, álcalis combinados y fósforo. En contraste con ellas, las doleritas de Tasmania y Antártica son ricas en alúmina y calcio, pobres en álcalis combinados y bajos en titanio, hierro y fósforo.

Las diabasas de Roraima son químicamente intermedias entre los dos grupos antes mencionados, aunque muestran una mayor afinidad con las de Karroo

y Palisades, cuyas analogías están dadas por la riqueza de hierro y titanio y la pobreza de alúmina y calcio. La semejanza con las diabasas de Tasmania y Antártica es la pobreza en álcalis combinados y fósforo. La provincia de Paraná no guarda relaciones con las descritas, por ser la más rica en hierro y álcalis combinados.

En conclusión, se puede decir que el vulcanismo post - Roraima de las Guayanas y Brasil septentrional ha permitido especular acerca de la edad incierta de la secuencia sedimentaria de Roraima, ya que, al aceptar la contemporaneidad de las intrusiones mesozoicas de Sur América septentrional y meridional, han quedado provisionalmente correlacionados los depósitos continentales de indiscutible edad Triásica del Brasil con los sedimentos de Roraima. Con la actividad magmática de Roraima, termina por decirlo así, la vieja historia geológica y se cierra la sucesión de rocas duras del Escudo Guayanés.

El vulcanismo Mesozoico de carácter continental, que afectó intensamente al Sistema de Gondwana en Tasmania, África del Sur, Antártica, Argentina, Uruguay, Brasil y posiblemente en las Guayanas, unidos a la glaciación y a las analogías paleoestratigráficas, han sido los hechos resaltantes para la postulación de la hipótesis de Gondwana.

## BIBLIOGRAFÍA

- ADIE, R. J. (1952). Representatives of the Gondwana System in Antártica. Symposium sur les Serie de Gondwana, XIX Congres Géologique International (Alger).
- AGUERREVERE, S. E.; LÓPEZ, V. M.; DELGADOO, C.; FREEMAN, C. A. (1939) Exploración de la Gran Sabana. Departamento de Minería y Geología, *Revista de Fomento*, MF. Caracas, 3(19): 501-729.
- BAKER, CH. L. (1928) The Lava Field of the Paraná Basin South America. *Jour. Geol.*, 31(1): 501-729.
- BELLIZZIA, A.; MARC DE CIVRIEUX (1951) Reconocimiento Geológico del Alto Cunucunuma, cerros Duida y Marahuaca. Territorio Federal Amazonas. Dirección de Minería y Geología, MMH, *Informe, Inédito*, Caracas.
- BELLIZZIA, A. (1951) Estudio petrográfico de las rocas de la región de Urimán (estado Bolívar). Dirección de Geología, MMH, *Informe Inédito*, Caracas.
- BELLIZZIA, A. (1951) Petrografía de las rocas recolectadas por la expedición Phelps en los Cerros Guanay, Cumaní (Alto Ventuari). Territorio Federal Amazonas, Dirección de Geología, MMH, *Informe Inédito*, Caracas.
- BOWEN, N. L. (1915) The Later Stages of the Evolutions of the Igneas Rocks. *Jour. Geol.*, 33(8): 1-19.
- BOWEN, N. L. (1928). The Evolution of the Igneas Rocks. *Princeton University Press*, Princeton N. Y.
- CONOLLY, H. C. (1925). Preliminary Survey of the Mazaruni and Puruni Diamond Fields, British Guiana." *Economic Geological Survey*, Department, Part. 1, pp. 68 p.
- CONOLLY, H. C. (1947). Magmas. *Geol. Soc. Amer.*, Vol. 58, pp. 263-280.
- CHAPMAN, R. W. (1950). Contact - Metamorphic Effects of the Triassic Diabase of Safe Harbor, Pennsylvania. *Geol. Soc. Amer.* Vol. 61, pp. 191-220.
- CHATTERJEE, K. (1982). Igneas Rocks from the west Gir Forest, Kathiawar India, *Jour. Geol.* 30(2): 154-163.
- DALY, R. A. (1933). Igneous Rocks and the Depths of the Earth. McGraw - Hill Book Company, Inc. New York and London.
- DUPARC, L. (1922). Les roches vertes et les filons de quartz aurifères du Callao au Venezuela. *Schweizer. Min. u Petr. Mitt (Ginebra)*, Vol. 2, p. 68.
- DU TOIT, A. L. (1927). Comparison of South American with South Africa. (Versión al portugués (1952) por K. E. Caster y J. Camargo Mendes, Servicio Gráfico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estadística. Rio de Janeiro (1952).
- DU TOIT, A. (1939) Geology of South Africa. Oliver and Boyd. London, 98 Great Russel Street; W. C.
- GANSSER, H. (1955) The Guiana Shield (Sur America), *Eclog. Geol. Helv.* 47(1): 77-112.
- GUIMARÁES, D. (1980). Provincia Magmática de Roraima, Brasil Septentrional. Serviço Geologico e Mineralogico do Brazil. *Boletín*, 45, 57 p.
- GUIMARÁES, D. (1931) Magma Basáltico do Brazil Meridional. *Annaes da Academia Brasileira de Ciencias*, Vol. 3, pp. 13-27.
- HARRISON, J. B. (1908) The Geology of the Golfield of British Guiana. Dulan Co., 37 Soho Square, N. W. London.
- HESS, H. H. (1941) Piroxenes of Common Mafic Magmas, *Am. Mineral* Vol. 26, pp. 515-535 , 573-594.
- , (1949). Chemical Composition and Optical Properties of Common Clinopiroxenes. *Am. Mineral*, 84(1): 621-666.

- ; PHILLIPS, A. H. (1938). Ortopiroxenes of Bushveld Type. *Am. Mineral*, Vol. 23, pp. 450-456.
- JOHANNSEN, A. (1937). A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. *The University of Chicago Press*, Chicago, Illinois, Vol. 1.
- LÓPEZ, V. M.; MENCHER, E.; BRINEMAN, J. H. (1942) Geology of south - eastern Venezuela, *Geol. Soc. Amer.* Vol. 53, pp. 848-872.
- LÓPEZ, V. M.; JHON C., DAVEY; RUBIO, E. (1946). Informe Preliminar de la Región Antonio Díaz, Territorio Federal Delta Amacuro. Departamento de Minería y Geología, *Revista de Fomento*, MF, Caracas, N° 64, pp. 61-126.
- MARTIN B., C. (1953) Petrogénesis de las Rocas del Alto Orinoco. Dirección de Geología, MMH, *Informe Inédito*, Caracas.
- MARTIN B., C.; BELLIZZIA, A. (1955) Clasificación Petrográfica de muestras procedentes de la Altiplanicie de Nuria. Dirección de Geología, MMH, *Informe Inédito*, Caracas.
- (1957). Estudio Petrográfico de muestras procedentes del Río Caroní. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología, *Informe Inédito*, Caracas.
- MCDONALD, G. A. (1949) Petrography of the Island of Hawaii. *Geol. Soc. Prof. Paper* 214-D.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDO, O. H. (1943). Geologia do Brazil, 2ª Edição (Brazil).
- OPPENHEIM, V. (1934) "Rochas Gondwanicas e Geologia do Petróleo do Brazil Meridional." Departamento Nacional da Produção Mineral (Mins. Da Agricultura) *Boletín*, N° 45 (Brazil).
- RODE, K. P. (1953) The Gondwana Formation of India and the Nature of Gondwana Land. Memoir of the Rejputana University Department of Geology. N° 2. Udaipur (India).
- RUBIO, E., C. MARTIN B., C. et. al (1952) Geología, paragénesis y reservas de los yacimientos de hierro de Imataca, en: Simposium sur les gisements du fer du monde, XIX Congres Geologique International (Alger), Vol. 1, pp. 477-498, (Reimpreso en 1953, *Boletín de Geología*, MMH. Caracas, 3(7):1-38.
- TATE, G. H. H. (1930) Notes on the Mount Roraima region. *Geogr. Rev.* 20(1): 53-68.
- TATE, G. H. H.; HITCHCOCK, C. B. (1930). The Cerro Duida Region of Venezuela. *Geogr. Rev.* 20(1): 31-52.
- TURNER, F. J. AND J. VERHOOGEN (1951) *Igneous and Metamorphic Petrology* McGraw-Hill Co. Inc. New York, First Edition.
- TYRRELL, C. U. (1932) The Basalt of Patagonia. *Jour. Geol.* Vol. N° 40, pp. 374-383.
- WALKER, F. (1940) Differentiation of the Palisades Diabase, New Jersey. *Geol. Soc. Amer. Vol.* 51, pp. 1059-1106.
- WALKER, F. AND A. POLDERVAART (1949) Karroo Dolerites of the Union of South Africa, *Geol. Soc. Amer. Vol.* 60, pp. 591-706.
- WASHINGTON, H. S. (1921) Deccan Trapps and other Plateaux Basalt. *Jour. Soc. Amer.* Vol. 33, pp. 766-804.
- ZULOAGA, G. (1980) Geología general de la Guayana venezolana. *Colegio Ingenieros Venez., Revista.*, 6(69-74): 466-475.
- ZULOAGA, G.; TELLO, M. (1939) Exploración preliminar de la Sierra de Imataca. Departamento de Minería y Geología, *Revista de Fomento*, MF, Caracas, 3(19): 397-430.