

PETROLOGIA DE LAS ROCAS INTRUSIVAS NEOGENAS DE COSTA RICA

Siegfried Kussmaul

Escuela Centroamericana de Geología, 2060 Universidad de Costa Rica, Apartado 35, Costa Rica, América Central

ABSTRACT

The purpose of this paper is to present a synthesis of the petrology of the Neogene plutonic rocks of Costa Rica. Two series are distinguished: an alkaline one of Miocene/Pliocene age, restricted to a small area and a calc-alkaline series of Miocene and Pliocene age and with a wide areal extension.

The plutonic bodies are generally small and have been emplaced during various intrusive stages near to the surface. The mineralogical composition of the calc-alkaline rocks is very uniform. There are, however, great variations in their modal composition and texture, not only from one intrusive unit to another but also between the different intrusive bodies of the same unit.

Chemically there exists a difference between the calc-alkaline plutonic rocks of the Cordillera de Talamanca and those of the Cordillera de Tilarán, specially with regard to the alkali content and the iron enrichment, which might be due to crustal thickening during the Upper Miocene.

The origin of these calc-alkaline plutonic rocks is explained in terms of a two stage model. The first stage comprises the formation of tholeiitic and calc-alkaline melts which are underplated. The second stage yields intermediate to acid magmas by partial melting of the increased crust.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es presentar un compendio de la petrología de las rocas plutónicas neógenas de Costa Rica. Se distinguen dos series: una alcalina de edad Mioceno Superior/Plioceno Inferior, volumétricamente muy reducida y otra calco-alcalina que se encuentra ampliamente distribuída y cuya edad varía entre el Mioceno Superior hasta el Plioceno Superior.

Se trata de cuerpos intrusivos pequeños, a menudo hipoabisales, que se emplazaron en varias fases cerca de la superficie. La composición mineralógica de las rocas calco-alcalinas es bastante

uniforme, sin embargo, existen diferencias petrográficas entre los diversos cuerpos de una misma unidad intrusiva y entre las diferentes formaciones.

Por su composición química se distinguen claramente las rocas plutónicas calco-alcalinas de la Cordillera de Talamanca de las de la Cordillera de Tilarán, sobre todo con respecto a los contenidos de álcalis y al enriquecimiento en hierro, lo cual se debe a un aumento en el espesor de la corteza en el Mioceno Superior.

Se propone un modelo genético con dos etapas de fusión parcial: primero en la placa subducida y posteriormente en las raíces de la corteza terrestre.

## INTRODUCCION

La existencia de rocas plutónicas en Costa Rica se conoce a partir de los trabajos de GABB (1974; en WEYL, 1957) e HILL (1898; en TOURNON, 1984). Sin embargo, no se han realizado estudios concretos sobre este tipo de rocas hasta hace 30 años. La primera y más completa investigación sobre las rocas plutónicas en la Cordillera de Talamanca la realizó WEYL (1957), de la parte central del país OBANDO (1983 y 1985). Recién en 1974 CHAVES & SAENZ reconocieron las plutonitas en la Cordillera de Tilarán y parece ser que debajo de la Cordillera de Guanacaste también existen intrusiones plutónicas, ya que MONTERO (comunicación verbal, 1986) encontró dentro de una brecha volcánica cerca del Volcán Miravalles numerosos bloques de granodioritas.

Los objetivos del presente trabajo son: 1) recopilar todos los datos petrográficos y químicos de las rocas plutónicas neógenas de Costa Rica, ampliándolos con análisis personales no publicados, 2) uniformar los datos petrográficos existentes, aplicando la clasificación de STRECKEISEN (1967), 3) comparar los datos petrográficos y químicos de las diferentes formaciones intrusivas y 4) establecer un posible modelo de la génesis de los magmas. El último objetivo tiene que ser preliminar porque hasta la fecha existen muy pocos análisis de elementos traza y ninguna determinación de isótopos.

## MARCO GEOLOGICO

## FORMACION GABRO DE PUERTO NUEVO

En una región de aproximadamente 250 km<sup>2</sup> al NE de Palmar Norte afloran pequeños stocks, diques y sills con espesores que varían entre menos de un metro hasta un máximo de unos 20 metros (Fig. 1). Intruyen a las rocas de la Formación Térraba (Oligoceno Inferior hasta Mioceno Inferior; MORA, 1979) pero no a las rocas de la Formación Curré de edad Mioceno Medio. Los stocks gabrobróicos a menudo están cortados por vetillas de aptitas y basaltos de pocos centímetros de espesor. Los diques y sills presentan generalmente bordes de grano muy fino, mientras que en el centro muestran una textura granular. El metamorfismo de contacto es bastante débil, lo cual se puede atribuir al tamaño reducido de las intrusiones y también a su composición básica; muy cerca del contacto los sedimentos sufrieron un ligero endurecimiento. Estas rocas intrusivas fueron reconocidas por HENNINGSSEN (1966); MORA (1979) las designó como "Formación Puerto Nuevo". Aplicando las normas compiladas por HEDBERG (1976) se propone el nombre de Formación Gabro de Puerto Nuevo.

## GRUPO GRANITO-GABRO DE TALAMANCA

A lo largo de la Cordillera de Talamanca afloran muchos cuerpos plutónicos de tamaño muy variable que intruyeron a las series sedimentarias, lavas y tobas del Eoceno hasta el Mioceno Inferior (WEYL, 1957). Se trata generalmente de cuerpos intrusivos pequeños que llegaron cerca a la superficie. Algunos de los stocks están relacionados con mineralizaciones del tipo cobre porfídico (Río Nari, Sukut) o con vetas de cobre (Boruca, Pueblo Nuevo; ANONIMO, 1978).

Las intrusiones provocaron en las rocas caja diferentes tipos de alteraciones y metamorfismo. Cerca de los contactos las rocas sedimentarias han sido transformadas en cornubianitas. Muestras

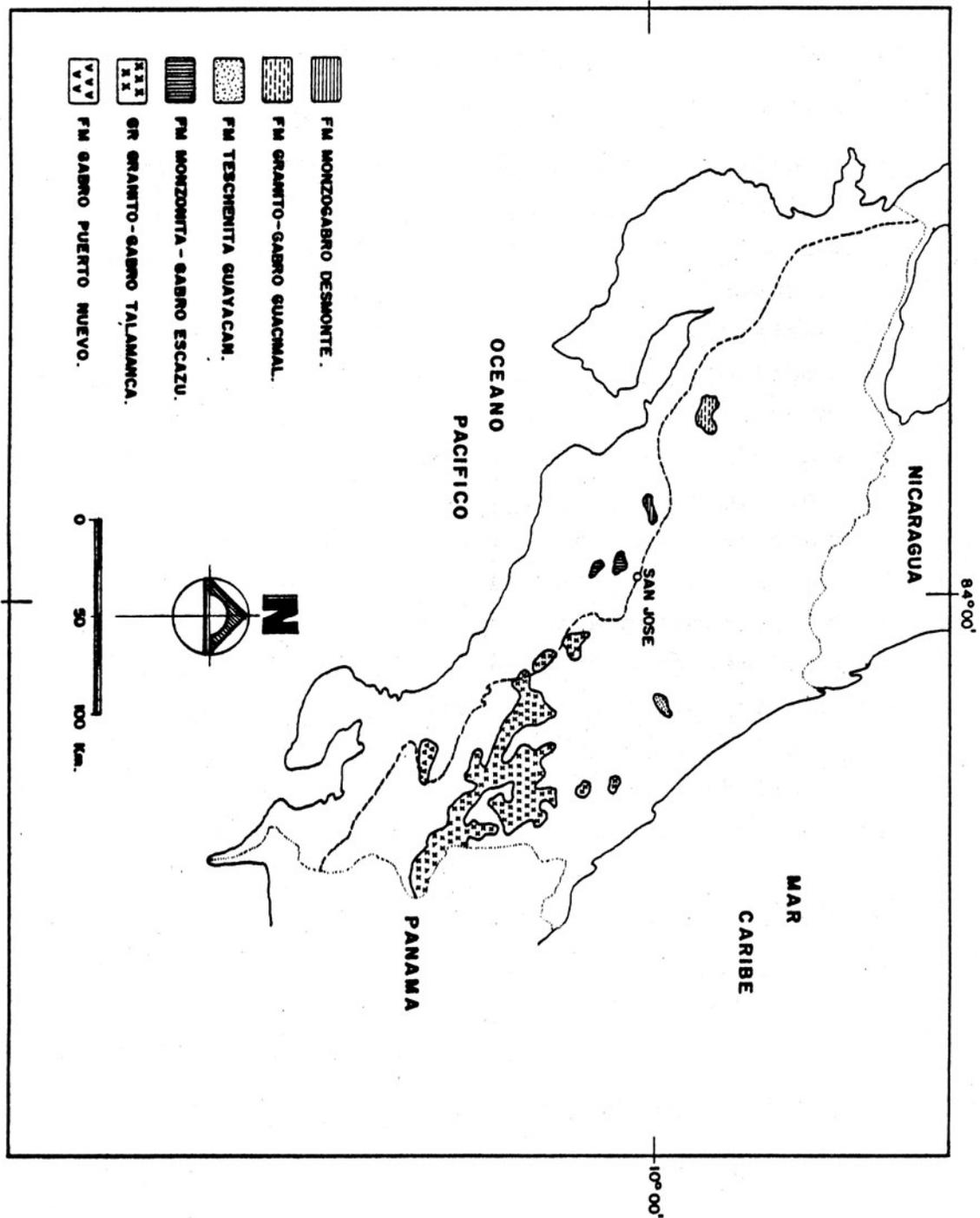


FIGURA 1: Mapa de ubicación de las diferentes unidades intrusivas de Costa Rica

de estas se encuentran a lo largo de la Carretera Interamericana Sur, desde Siberia hasta Chanchera, donde la carretera corta diferentes niveles de la zona de contacto, pero también en muchos otros lugares de la cordillera.

WEYL (1957) describe una epidotización de las lavas y tobas: frecuentemente se encuentra una transformación parcial de los minerales primarios a epidota, pero también se observan vetillas de epidota y cuarzo o hasta una epidotización total, como en el tajo km 121 de la Carretera Interamericana Sur o en las faldas del Cerro Chirripó. Otros tipos de alteración hidrotermal son la piritización (ejemplo Cañón del Guarco y km 92.5), sericitización (Tajo Fuentes), alteración potásica a biotita y feldespatos potásicos secundarios y por último unas aureolas muy anchas de una alteración propilitica con epidota, cuarzo, calcita y clorita.

GABB (1874; en WEYL, 1957) fue el primero en reconocer esta serie de cuerpos intrusivos pero no fue sino hasta el año 1957 cuando WEYL realizó el primer estudio geológico-petrográfico a lo largo de la recién construída Carretera Interamericana Sur y el mismo autor presentó también los primeros análisis químicos (WEYL, 1961). ROMANES (1912; en WEYL, 1957) reconoció las rocas intrusivas de Candelaria y DONDOLI (1940; en WEYL, 1957) las de Aserrí y Tapantí.

DENGO (1962) agrupa las rocas intrusivas de la Cordillera de Talamanca bajo el nombre de "Serie comagmática de Talamanca", BERRANGE & WHITTAKER (1977) introdujeron el nombre de "Grupo comagmático (intrusivo) de Talamanca". Aplicando las normas presentadas por HEDBERG (1976) se propone el nombre de Grupo Granito-Gabro de Talamanca.

Han sido publicadas nueve dataciones radiométricas de las rocas plutónicas provenientes de los alrededores de la División, Tapantí y Santa María de Dota (BALLMANN, 1976; BERRANGE & WHITTAKER,

1977; BELLON & TOURNON, 1978 y BERGOEING, 1982). Las edades varían entre 11.5 y 8.5 ma. En la hoja de Tapantí BERRANGE & WHITTAKER (1977) encontraron que las rocas gabroicas son un poco más antiguas y ocupan menos volumen que las variedades intermedias y ácidas.

#### FORMACION MONZONITA-GABRO DE ESCAZU

Las rocas intrusivas se encuentran encajadas en los sedimentos de la Formación Pacacua del Mioceno Medio (RIVIER, 1979). OBANDO (1983 y 1985) distingue dos facies principales: una facies marginal de composición gabroica que compone el borde el intrusivo y otra central de composición monzonítica que forma el núcleo. Además, menciona pequeños stocks, diques y numerosas inclusiones. Las alteraciones hidrotermales y el metamorfismo de contacto en las rocas caja son muy similares a las de la Cordillera de Talamanca.

Las rocas intrusivas al Sur de Escazú fueron reconocidas por LOHMANN & BRINKMANN (1931; en WEYL, 1957) y descritas por primera vez por WEYL (1957). CASTILLO (1969) les asignó el nombre de "Intrusivo de Escazú", KUSSMAUL & SPRECHMANN (1982) Formación Monzonita-Gabro de Escazú. Dataciones radiométricas publicadas por BERGOEING (1982) señalan una edad de 5.33 ma para el Cerro de la Cruz y 2.2 ma para el Cerro de la Carpintera.

#### FORMACION TESCHENITA DE GUAYACAN

En una zona de aproximadamente 100 km<sup>2</sup> entre Turrialba y Siquirres (Fig. 1) AZAMBRE & TOURNON (1977) describen rocas hipoabisales alcalinas que se presentan en forma de diques y sills, generalmente con unos 30 metros de espesor, dentro de una serie de lutitas y margas del Mioceno Inferior (RIVIER, 1972; en TOURNON, 1984).

Al final del siglo 19, durante la construcción de la línea férrea San José-Limón HILL (1898; en TOURNON, 1984) estudió el trayecto a lo largo del Río Reventazón y encontró las intrusiones alcalinas que fueron clasificadas por WOLFF (1986; en TOURNON, 1984) como teralitas. TOURNON (1984) les asigna una edad posterior al Mioceno Inferior. Es probable que tengan alguna relación genética con los basaltos alcalinos que afloran en la misma zona y que han sido datados en 4.6 hasta 5.2 ma (BELLON & TOURNON, 1978; TOURNON, 1984). Siguiendo las recomendaciones de HEDBERG (1976) se sugiere el nombre formal de Formación Teschenita de Guayacán.

#### FORMACION GRANITO-GABRO DE GUACIMAL

A pesar de que la extensión de las rocas plutónicas en la Cordillera de Tilarán es alrededor de 200 km<sup>2</sup> (Fig. 1), su existencia fue mencionada por primera vez por CHAVES & SAENZ (1974). Los primeros análisis químicos fueron presentados por CIGOLINI & CHAVES (1986). Las rocas plutónicas intruyeron a las lavas, brechas y tobas del Grupo Aguacate y provocaron una alteración hidrotermal del tipo propilítico y sericítico, además de una silicificación, pero nada de metamorfismo de contacto debido a la naturaleza de las rocas caja. Algunos diques intrusivos están probablemente relacionados con una mineralización de oro en vetas (ejemplo La Unión).

KUSSMAUL & SPRECHMANN (1982) les asignaron el nombre de Formación Granito-Gabro de Guacimal. Una monzodiorita de Bajo Caliente ha sido datada en 3.9 (para la biotita) y 5.0 (para el feldespato potásico; SCHULZ et al., 1987).

#### FORMACION MONZOGABRO DE DESMONTE

Un monzogabro proveniente de la carretera entre Alto del Monte y Desmonte fue datado en 2.1 ma (BELLON & TOURNON, 1978). In

truyó en las andesitas y brechas del Grupo Aguacate, donde provocó una alteración hidrotermal del mismo tipo como en la Cordillera de Tilarán. La extensión de estas rocas plutónicas es bastante restringida; se les asigna el nombre de Formación Monzogabro de Desmonte.

#### PETROGRAFIA

En el presente trabajo se clasifican las rocas plutónicas según la sistemática de STRECKEISEN (1967), utilizando la nomenclatura en Castellano de TERUGGI (1980). A excepción de las rocas de la Formación Teschenita de Guayacán, todas las rocas intrusivas calco-alcalinas se ubican en el doble triángulo de STRECKEISEN en una franja ancha que va desde los gabros (campo 10) hasta los granitos alcalifespáticos (campo 2; Fig. 2).

Muchos datos petrográficos de las rocas del grupo Granito-Gabro de Talamanca se encuentran en las publicaciones de WEYL (1957) y ANONIMO (1975); de la Formación Gabro de Puerto Nuevo en HENNINGSEN (1966) y MORA (1979); de la Formación Monzonita-Gabro de Escazú en OBANDO (1983 y 1985) y de la Formación Teschenita de Guayacán en TOURNON (1984).

Las características mineralógicas y texturales de todas las rocas plutónicas calcoalcalinas son muy similares, por lo que a continuación sólo se describe a la Formación Granito-Gabro de Guacimal.

#### FORMACION GRANITO-GABRO DE GUACIMAL

Existen tres tipos de rocas bien definidas con algunos subtipos en los que existen diferencias mineralógicas y texturales. Petrográficamente se distinguen:

1. Granitos: son rocas de color gris claro hasta gris verdoso con tamaño de grano muy variable. Se componen de cuarzo, orto-

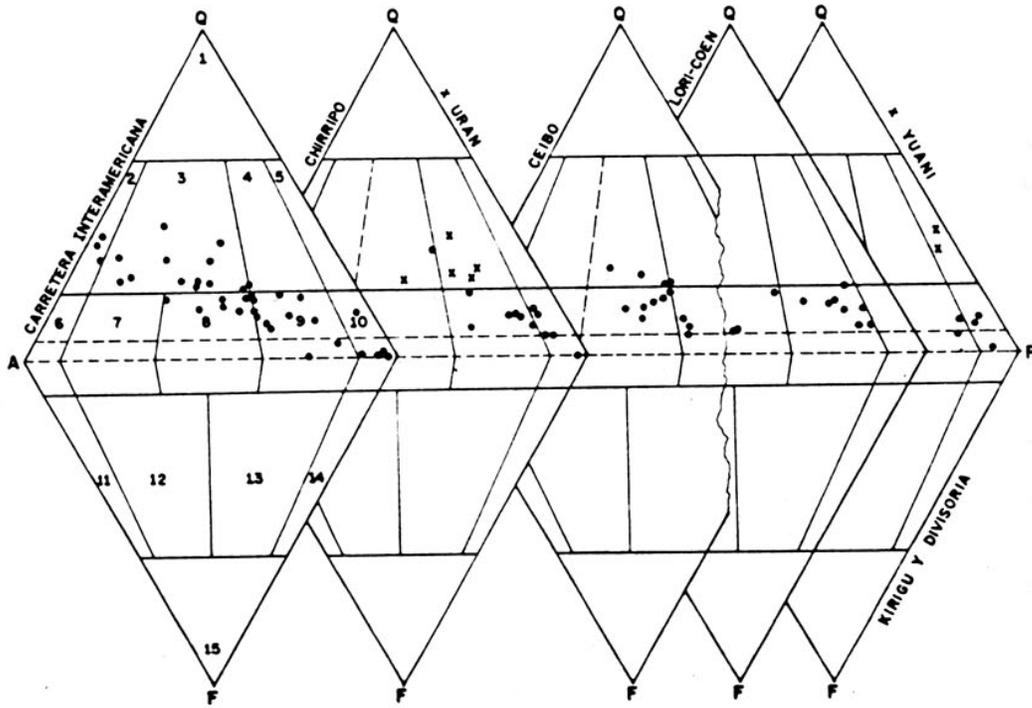


FIGURA 2a: Diagrama QAPF (STRECKEISEN, 1967) para la clasificación de las rocas plutónicas de la Cordillera de Talamanca

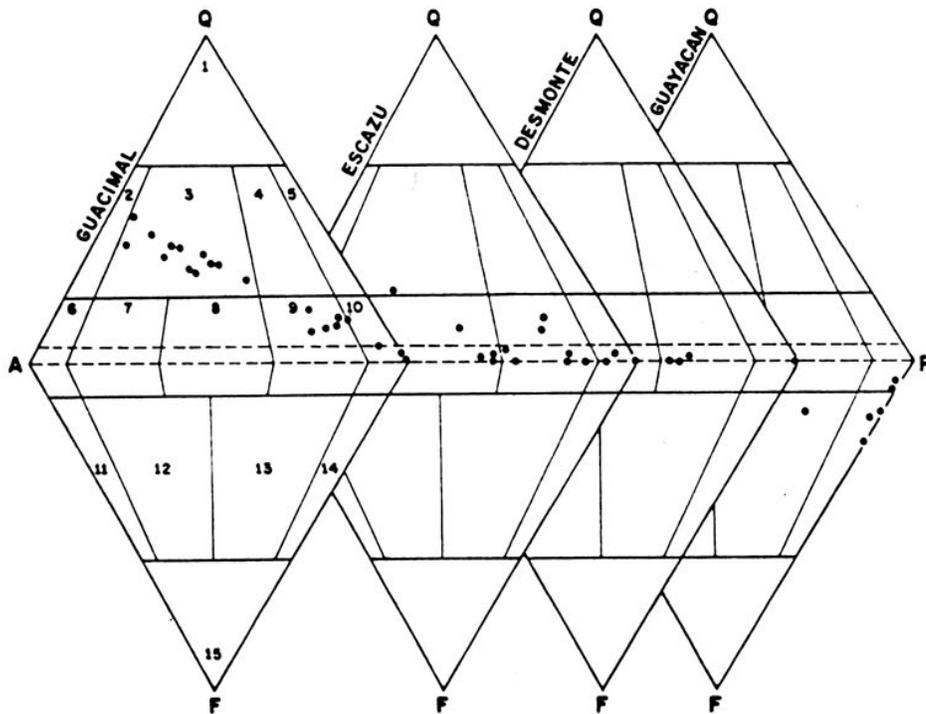


FIGURA 2b: Diagrama QAPF (STRECKEISEN, 1967) para la clasificación de las rocas plutónicas de la parte central de Costa Rica

sa y plagioclasa principalmente; sólo tres de los 12 granitos analizados cuantitativamente contienen más del 5% de minerales máficos por lo cual la mayoría se clasifica como leucogranitos.

Según la textura se los puede subdividir en:

a. Leucogranitos: poseen una textura granular de grano fino (0.2 - 0.6 mm), sólo excepcionalmente se encuentran fenocristales de plagioclasa hasta de 2.0 x 1.0 mm. El contenido de minerales máficos es muy bajo (menos del 3.5 %). Magnetita y biotita están presentes en todas las muestras; hornblenda se presenta esporádicamente (Fig. 3).

Minerales accesorios son turmalina, apatito, circón y titanita. Minerales de alteración son la sericita, formada a partir de las plagioclasas, clorita a partir de las biotitas y epidota reemplazando a las plagioclasas. Frecuentemente parte del cuarzo y de la ortosa se encuentran en forma de intercrecimiento micrográfico.

b. Granitos porfiríticos y microgranitos: la textura es marcadamente porfirítica con fenocristales de plagioclasa (3 x 1.5 mm) y hornblenda (1 x 0.5 mm) en una matriz granular de grano fino (0.2 - 0.5 mm), compuesta por los mismos minerales anteriores, pero además por cuarzo, ortosa (ambos a veces con textura micrográfica) y accesorios. el mineral ferromagnésico predominante es la hornblenda que alcanza hasta el 5.2% del volumen; la biotita es escasa. El contenido de los minerales ferromagnésicos varía entre 4.6 y 11.0% del volumen.

c. Granitos granofídicos: son rocas de color gris rojizo hasta gris claro. Microscópicamente se caracterizan por presentar textura micrográfica y por la tendencia ligeramente porfirítica debido a la presencia de plagioclasa con un tamaño hasta de 2 x 0.8 mm. El intercrecimiento íntimo entre cuarzo y ortosa constituye del 37 hasta el 68% de la roca, formando una matriz en la cual yacen los fenocristales de plagioclasa y los pocos minera

les máficos. El índice de color es menos del 4%, siendo la biotita el mineral accesorio principal. Una muestra es muy rica en turmalina, la cual se encuentra dispersada por toda la roca en forma de agregados en abanico y además, en forma de vetillas con un centímetro de espesor, donde se la encuentra junto con pirita y calcopirita.

2. Monzodioritas/Monzogabros cuarzosos: son rocas de color gris oscuro verdoso. La plagioclasa (50-60% del volumen) es el mineral más abundante, seguido por hornblenda (4-22%), ortosa (6-16%), cuarzo (7-12%) y magnetita (2-6%). Biotita (0-7%) y augita (0-8%) se presentan en algunas muestras. El índice de color varía entre 20 y 31. Minerales accesorios son apatito, turmalina y titanita; minerales de alteración son epidota, arcillas y sericita.

Las plagioclasas son del tipo andesina y labradorita (An 27-57); a menudo se observa un delgado anillo de feldespato alcalino que rodea en continuidad óptica a la plagioclasa. El color de las hornblendas es variable: se presentan tipos sin pleocroismo notable, otros con un pleocroismo desde X = amarillo-verdoso a Z = verde parduzco pálido. Muchos cristales están cloritizados y algunos muestran una oxidación a lo largo de los planos de exfoliación. El ángulo de extinción  $n/c$  varía de  $15^\circ$  a  $19^\circ$ , por lo que se trata probablemente de la variedad hastingsita.

Respecto a su textura se distinguen variedades normales con textura hipidiomórfica-granular, otras porfiríticas con fenocristales de plagioclasa (1.5 x 1.3 mm) y hornblenda (4 x 0.6 mm) y unas pocas muestras con textura ligeramente ofítica, donde láminas de plagioclasa (0.5 x 0.1 mm) yacen sin ninguna orientación dentro de fenocristales de hornblenda con un tamaño hasta de 1.8 x 0.6 mm.

3. Gabros: macroscópicamente son rocas de color gris oscuro hasta verdoso. La plagioclasa (labradorita a bitownita con An entre 58 y 74) es el mineral más frecuente (61-66 % del volumen), seguida por hornblenda (13-28 %), augita (2-10 %), está a menudo con bordes de uralita, y magnetita (3-8 %). El cuarzo y la ortosa se encuentran a veces en forma intersticial y al aumentar su porcentaje las rocas pasan a los monzogabros. Minerales accesorios son biotita, broncita y apatito; minerales de alteración calcita, clorita y sericita.

La textura es variable; generalmente son rocas porfiríticas con fenocristales de plagioclasa (hasta 2.7 x 1.8 mm), augita (2.3 x 1.6 mm) y hornblenda (1.6 x 0.6 mm). El tamaño de los cristales que forman la matriz varía mucho, siendo 0.5 x 0.2 mm el tamaño promedio. Sin embargo, se encuentran también tipos con tendencia granular y otros con textura de microgabros.

#### CARACTERISTICAS COMUNES Y DIFERENCIAS

Las rocas plutónicas calco-alcálicas de Costa Rica se caracterizan por una mineralogía simple, donde predominan los minerales plagioclasa, ortosa, cuarzo, hornblenda y augita (Cuadro 1). Como muestran los análisis modales (Fig. 3) las diferencias entre los tipos de roca se deben principalmente a proporciones variables de los minerales y sólo en segundo término a diferencias en la composición de algún determinado mineral (p. ej. augita en los miembros básicos). Muscovita y microclina faltan por completo, la hornblenda se formó a menudo por uralitización de las augitas y la biotita primaria se presenta generalmente como un mineral accesorio. Una excepción respecto al contenido de biotita son las rocas de la Formación Monzonita-Gabro de Escazú (OBANDO, 1983) y algunos cantos rodados en la Cordillera de Talamanca (p. ej. en el Río Nari).

Cuadro 1: Variación de la composición mineralógica modal en las formaciones intrusivas neógenas de Costa Rica.

	Puerto Nuevo 7	Talamanca 59	Guacimal 21	Escazú 17
Plagioclasa	60-75%	3-82%	9-66%	18-78%
An	(52-64)	(10-87)	(20-75)	(45-60)
Ortosa	0- 5%	1-61%	0-53%	5-64%
Cuarzo	0- 5%	0-40%	0-39%	0-20%
Hornblenda	tr.	0-19%	0-22%	0-20%
Biotita	tr.	0- 9%	0- 3%	0-15%
Augita	6-20%	0-34%	0-10%	0-17%
Broncita	0	0- 9%	tr.	0
Olivino	0- 2%	0- 9%	0	0
Opacos	2- 5%	0- 7%	0- 8%	0- 3%
Accesorios	apatito	apatito titanita circón turmalina	apatito titanita circón turmalina	apatito titanita circón
	Guayacán 8			
Plagioclasa	39-70%			
An	(40-68)			
Ortosa	0-15%			
Analcima	4-12%			
Hauyna	0- 2%			
Nefelina	0- 3%			
Hornblenda	0- 5%			
Augita	6-40%			
Biotita	1- 5%			
Olivino	0-14%			
Opacos	0- 6%			
Accesorios	apatito titanita canerinita			

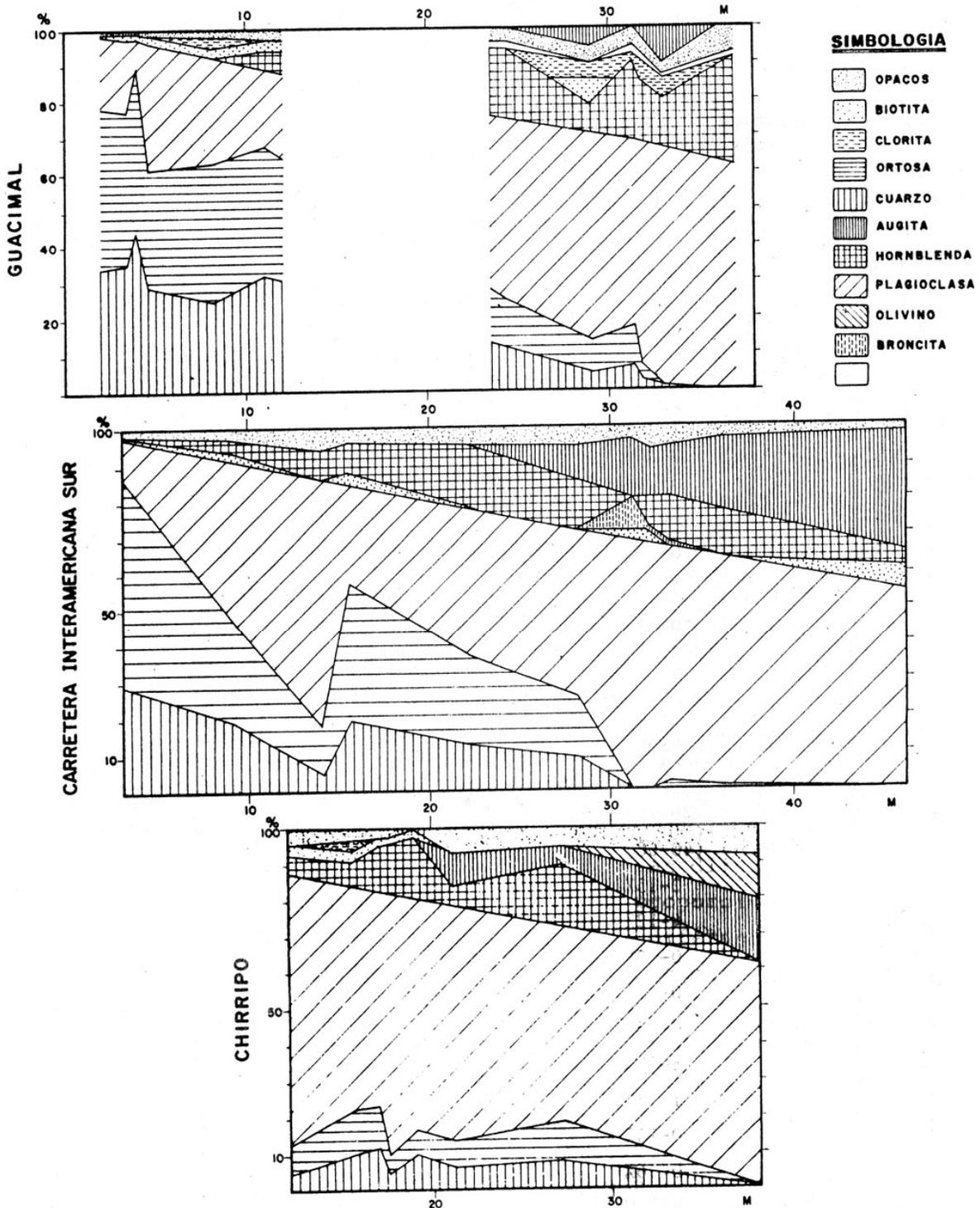


FIGURA 3: Análisis modales vs. índice de color de la Formación Granito-Gabro de Guacimal y de dos regiones de la Cordillera de Talamanca

La frecuencia de los diferentes tipos de roca en los diagramas de STRECKEISEN (Fig. 2) no guarda ninguna relación con la distribución volumétrica de las rocas, sino más bien indica las variaciones en cada formación. En la Cordillera de Talamanca y la Cordillera de Tilarán las rocas intermedias (monzonitas cuarzosas y monzodioritas cuarzosas, campos 8 y 9, respectivamente) son las más abundantes, mientras que los miembros básicos y principalmente los ácidos se presentan generalmente en forma de filones, atravesando la roca intermedia.

Los cuerpos intrusivos calco-alcalinos tienen generalmente la forma de pequeños stocks con una composición petrográfica uniforme pero que varía entre diferentes cuerpos. En la Fig. 2a las rocas intrusivas que afloran a ambos lados de la Carretera Interamericana Sur se extienden a lo largo de una faja en el triángulo superior del diagrama de STRECKEISEN, debido a que se incluyeron plutonitas que pertenecen a intrusiones muy diferentes. Al contrario, las rocas de la Fila Urán (WEYL, 1957) se concentran en el campo de las granodioritas (campo 4), mientras que las del Cerro Chirripó ocupan el campo de los gabros y monzogabros (-monzodioritas) cuarzosas, principalmente (Fig. 2a). La muestra que se clasifica como granito (campo 3) proviene de un filón con un espesor de pocos centímetros dentro de cornubianitas (WEYL, 1957) y la monzodiorita cerca del campo de las granodioritas proviene de San Gerardo al pie del Cerro Chirripó y pertenece posiblemente a otro cuerpo intrusivo. También el cartografiado detallado de una franja entre Buenos Aires y Amubri (a lo largo de los ríos Ceibo, Coén, Lori a Lari) permitió la diferenciación de varios cuerpos intrusivos (Fig. 2a) que se distinguen petrográficamente (ANONIMO 1975).

Una situación parecida se encuentra en el noroeste del país. En el intrusivo de Guacimal no se realizó todavía ningún mapeo detallado de las rocas plutónicas. Estos se concentran en el dia-

grama de STRECKEISEN (Fig. 2b) en dos grupos: uno tiene la composición de granitos (campo 3), otro de monzodioritas cuarzosas (campo 9) en transición a gabros (campo 10). Los dos grupos están claramente separados entre sí, lo cual se observa también en la Fig. 3, donde existe una brecha en el índice de color entre 11 y 24. En la Cordillera de Tilarán se pueden distinguir por lo menos cuatro diferentes fases de intrusión. Parece que la masa principal del intrusivo está compuesta por monzodioritas cuarzosas, las cuales están cortadas por granitos, después por diques de granófiros y finalmente por gabros.

Las formaciones Monzonita-Gabro de Escazú y Monzogabro de Desmonte se distinguen del resto de las rocas calcoalcalinas de Costa Rica por su bajo contenido en cuarzo y la Formación Escazú además por sus altos contenidos en biotita (Cuadro 1).

#### PETROQUIMICA

Hasta la fecha sólo han sido publicados 29 análisis químicos de las rocas intrusivas neógenas de Costa Rica. Además, existen tres análisis parciales en BALLMANN (1976). La distribución de los análisis es la siguiente:

-Formación Gabro de Puerto Nuevo: 4 análisis en HENNINGSEN (1966); los diferentes óxidos presentan muy poca variación (Cuadro 2).

-Grupo Granito-Gabro de Talamanca: en total 12 análisis en WEYL (1961), WILLIAMS & MCBIRNEY (1969), BERGOEING (1982) y TOURNON (1984). Todas las rocas analizadas provienen de los alrededores de la Carretera Interamericana Sur, de manera que las rocas intrusivas de la parte sureste de la cordillera no están representadas. Los diferentes óxidos, especialmente el  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}$  varían ampliamente (Cuadro 2).

-Formación Monzonita-Gabro de Escazú: sólo existen dos análisis químicos en BERGOEING (1982), los cuales incluyen algunos ele-

Cuadro 2: Composición química promedio y rango de variación en las formaciones intrusivas neógenas de Costa Rica.

	Puerto Nuevo 4	Talamanca 12	Guacimal 6
SiO <sub>2</sub>	49.0 (47.9-49.9)	56.5 (45.2-72.5)	66.8 (58.7-75.4)
TiO <sub>2</sub>	1.0 ( 0.9- 1.1)	0.7 ( 0.2- 1.3)	0.5 ( 0.2- 0.8)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.3 (16.3-19.2)	17.4 (14.3-21.0)	14.0 (13.8-14.2)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.1 ( 3.9- 6.3)	4.7 ( 1.8- 6.5)	2.4 ( 0.3- 4.8)
FeO	5.4 ( 4.7- 5.9)	3.5 ( 0.1- 6.2)	2.3 ( 1.3- 3.1)
MnO	0.3 ( 0.0- 0.4)	0.1 ( 0.0- 0.4)	0.2 ( 0.0- 0.4)
MgO	4.5 ( 3.5- 5.1)	2.6 ( 0.1- 5.2)	2.9 ( 0.5- 5.4)
CaO	10.7 ( 9.3-12.2)	7.8 ( 0.2-12.8)	4.3 ( 1.3- 7.2)
Na <sub>2</sub> O	2.7 ( 2.5- 2.9)	3.2 ( 2.4- 5.0)	3.2 ( 3.0- 3.5)
K <sub>2</sub> O	1.5 ( 1.3- 1.7)	2.5 ( 0.4- 6.2)	2.7 ( 1.4- 4.0)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2 ( 0.0- 0.3)	- ( 0.0- 0.2)	0.1 ( 0.1- 0.2)
H <sub>2</sub> O	2.0 ( 1.3- 2.5)	0.9 ( 0.1- 1.8)	0.1 ( 0.1- 0.2)
	Escazú 2	Desmonte 1	Guayacán 4
SiO <sub>2</sub>	44.7-53.1	50.2	45.2 (42.4-51.8)
TiO <sub>2</sub>	1.2- 1.1	0.8	1.9 ( 1.4- 2.4)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.1-17.6	20.3	15.6 (13.7-18.5)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.6- 8.2	3.1	5.6 ( 3.6- 6.6)
FeO	-	4.3	3.8 ( 2.7- 4.5)
MnO	0.1- 0.2	0.1	0.2 ( 0.1- 0.2)
MgO	5.8- 3.0	7.4	7.0 ( 1.5-11.0)
CaO	10.5- 6.5	5.1	11.0 ( 4.7-13.8)
Na <sub>2</sub> O	2.1- 4.1	2.8	4.0 ( 2.7- 6.8)
K <sub>2</sub> O	1.9- 3.9	2.6	2.0 ( 1.2- 4.1)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.4- 0.5	0.1	0.7 ( 0.2- 0.9)
H <sub>2</sub> O	1.0	2.1	3.5 ( 2.7- 4.6)

mentos traza.

-Formación Teschenita de Guayacán: cuatro análisis en AZAMBRE & TOURNON ( 1977).

-Formación Granito-Gabro de Guacimal: seis análisis en CIGOLINI & CHAVES (1986), inclusive algunos elementos traza. Químicamente se distinguen dos grupos: uno con un promedio de 59.7% de  $\text{SiO}_2$ , otro con 74%. A excepción en el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  esta subdivisión se nota también en los demás óxidos.

-Formación Monzogabro de Desmonte: un análisis en TOURNON (1984).

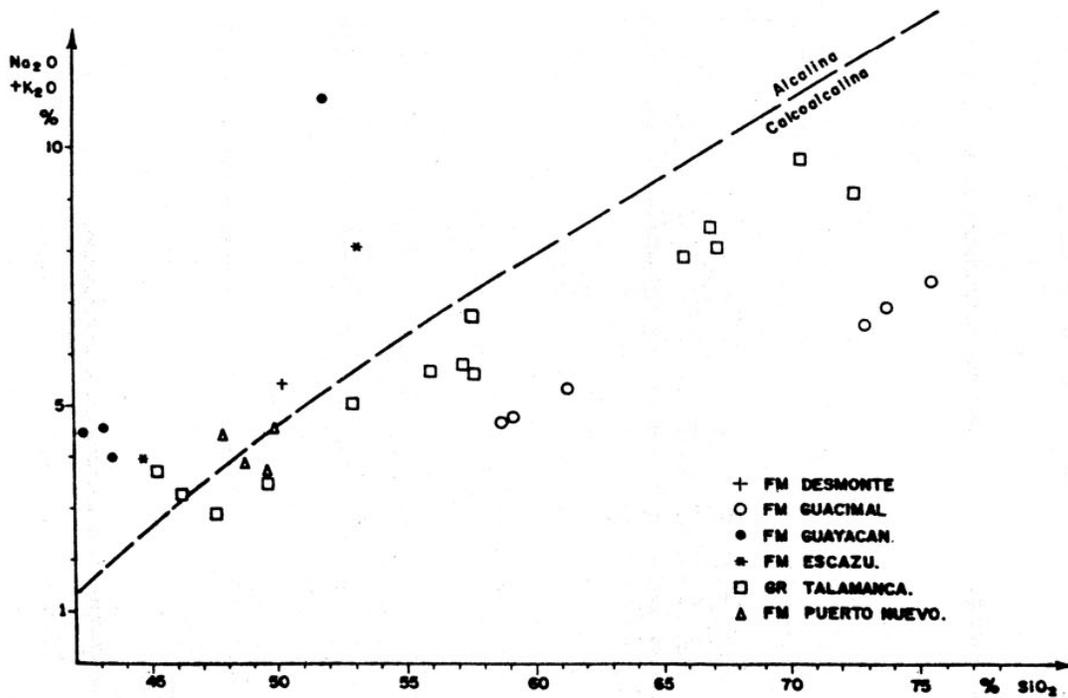


FIGURA 4: Diagrama álcalis vs. sílice con la curva divisoria de IRVINE & BARAGAR (1971)

WEYL (1961) mencionó el carácter ligeramente alcalino de las rocas plutónicas de Talamanca. En la Fig. 4 se nota esta tendencia alcalina especialmente en los miembros básicos. También las rocas de la Formación Gabro de Puerto Nuevo se encuentran en el límite entre el campo alcalino y calco-alcalino y se acomodan perfectamente sobre la tendencia que forma el Grupo Talamanca. Las rocas de la Formación Granito-Gabro de Guacimal, al contrario, son típicamente calco-alcalinas con un contenido de álcalis más bajo. A pesar de que existen muy pocos análisis químicos de la Formación Monzogabro de Desmonte y la Formación Monzonita-Gabro de Escazú, se observa una tendencia alcalina de estas rocas.

También en el diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Fig. 5) se observa una clara diferencia entre la Formación Granito-Gabro de Guacimal y el Grupo Granito-Gabro de Talamanca (incluyendo a la Formación Gabro de Puerto Nuevo). A un mismo contenido de sílice en el Grupo Talamanca el potasio es aproximadamente 1.5% más alto que en Guacimal. En ambas unidades existe una estrecha correlación entre el potasio y el sílice (el coeficiente de correlación es +0.99 y +0.96, respectivamente). Sin embargo, las dos formaciones no se distinguen respecto al contenido de sodio, pero si en la correlación  $Na_2O-SiO_2$ : el coeficiente de correlación Na-Si del Grupo Talamanca es de +0.70, mientras que en la Formación Guacimal es de -0.27. Una tendencia parecida se observa también en relación al contenido de  $Al_2O_3$ , el cual, al aumentar el sílice, es constante en las rocas de la Formación Guacimal, pero disminuye en las del Grupo Talamanca (fig. 5).

Las rocas de la Formación Guacimal muestran en casi todos los diagramas de Harker un coeficiente de correlación mayor de +0.96 (a excepción del  $Al_2O_3$  y  $Na_2O$ ). Además en muchos diagramas de variación se observan diferentes tendencias en las formaciones mencionadas anteriormente (a excepción en  $FeO_{total}-SiO_2$ ,  $CaO-SiO_2$  y  $TiO_2-SiO_2$ ).

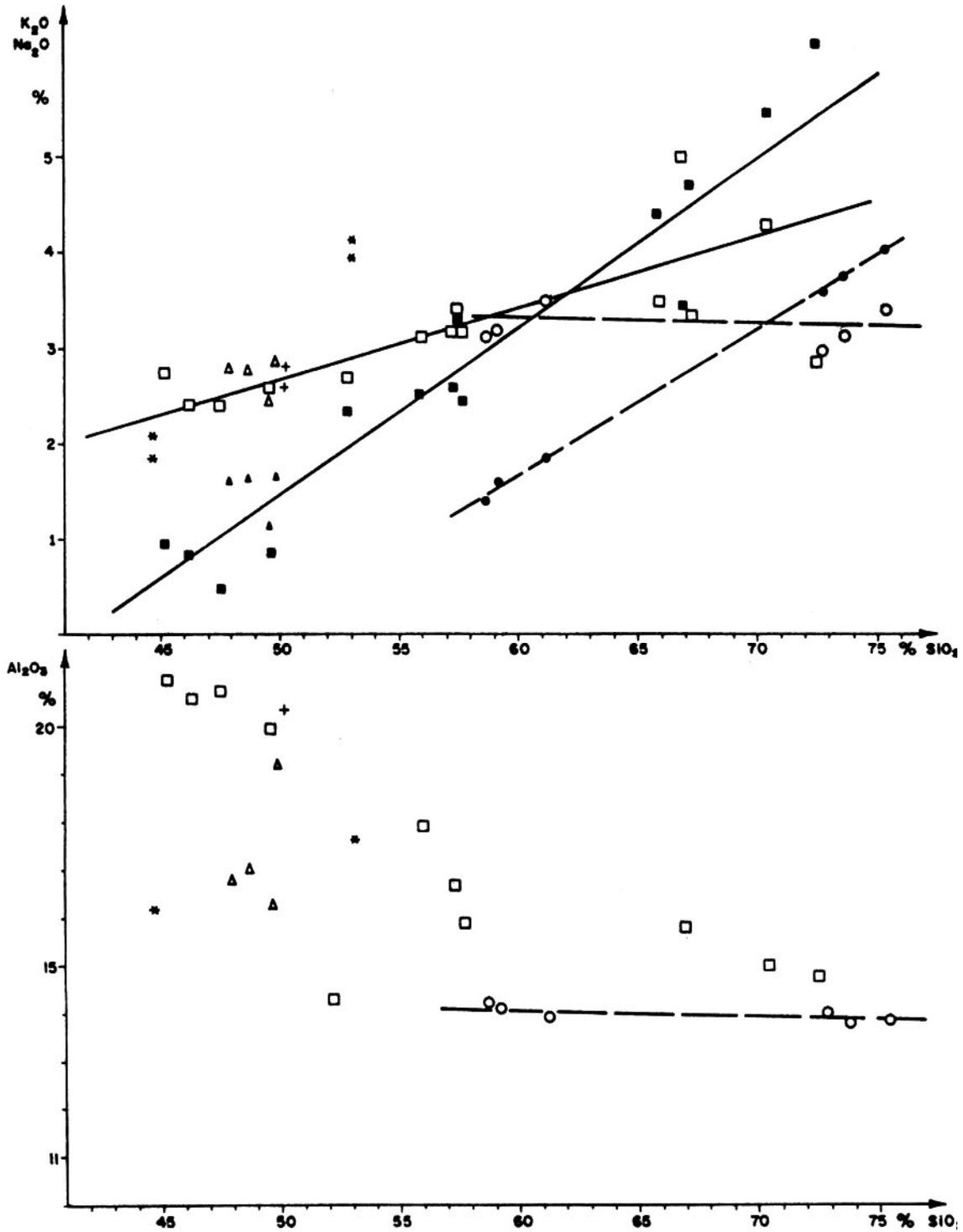


FIGURA 5: Diagramas  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. sílice. Simbología igual que en la Fig. 4. Símbolos rellenos =  $\text{K}_2\text{O}$ ; símbolos abiertos =  $\text{Na}_2\text{O}$

A pesar de que la posición geológica de las intrusiones de la Formación Granito-Gabro de Guacimal y la Formación Monzogabro de Desmonte es igual, la muestra de Desmonte, en casi todos los diagramas de variación se diferencia bien de las de la Formación Guacimal.

La Formación Granito-Gabro de Guacimal y el Grupo Granito-Gabro de Talamanca se diferencian muy bien en el diagrama AFM (Fig. 6). Las rocas de Guacimal no muestran ningún enriquecimiento en hierro. La curva que forman coincide exactamente con la tendencia que tienen los magmas calco-alcalinos de los arcos de islas maduros y los bordes continentales, como por ejemplo, los de las Cascadas y del Norte de Chile (BROWN, 1982). Las rocas del Grupo Granito-Gabro de Talamanca, al contrario, presentan un ligero enriquecimiento en hierro, pero se ubican por debajo de la curva de los magmas de los arcos de islas primitivos. Las plutonitas de Talamanca se distribuyen en un campo bastante ancho que coincide bien con las rocas volcánicas pre-intrusivas de la cordillera. Las dacitas post-intrusivas del Río Nari (BALLMANN, 1976), al igual que una andesita hornbléndica pliocénica de San Vito (TOURNON, 1984), al contrario, están cerca y por debajo de la curva de los arcos de islas maduros.

En el diagrama AFM se nota una estrecha relación entre el enriquecimiento en hierro y la edad de las rocas. Así, las rocas ígneas de Talamanca con una edad Mioceno Medio/Superior tienen un ligero enriquecimiento en hierro y se encuentran separadas de las rocas intrusivas de Guacimal y Desmonte con una edad Pliocena. Entre estos dos campos se ubican las rocas de la Formación Monzonita-Gabro de Escazú, que tienen una edad Mioceno Superior hasta Plioceno.

CHAPPELL & WHITE (1974) definieron dos grupos de granitoides: los tipos-I, originados por la fusión parcial de rocas ígneas y los tipos-S, que se formaron por la fusión de material sedimenta-

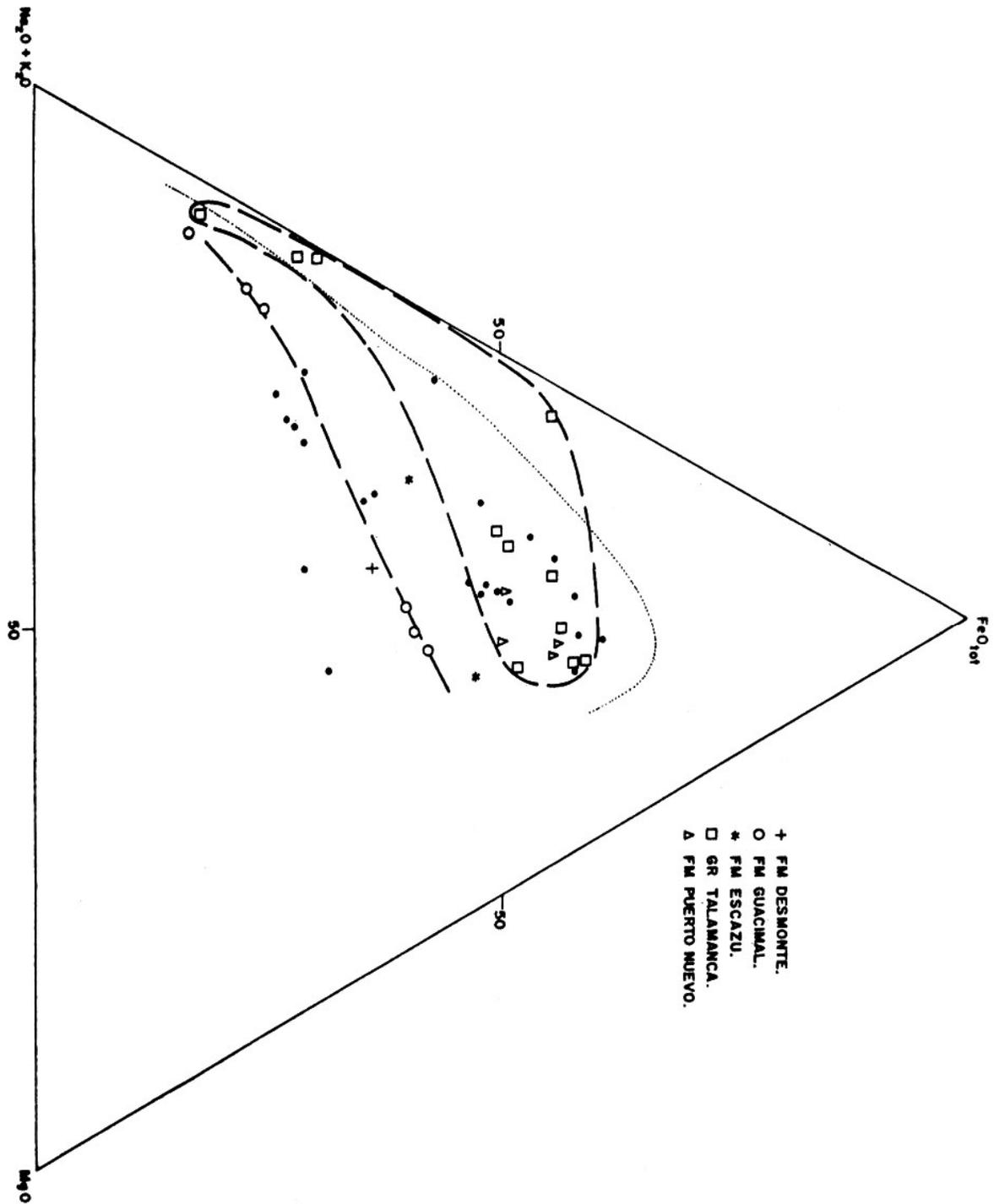


FIGURA 6: Diagrama AFM. Puntos pequeños = rocas volcánicas de la Cordillera de Talamanca. Curva punteada = tendencia de los arcos de islas primitivos (BROWN, 1982)

Cuadro 3: Características mineralógicas y geoquímicas de las rocas intrusivas calco-alcalinas de Costa Rica en comparación con los granitoides del tipo-S y tipo-I.

	Costa Rica	Tipo-S	Tipo-I
<b>MINERALOGIA</b>			
hornblenda	0 - 22%	falta	presente
clinopiroxenos	0 - 10%	falta	presente
titanita	accesorio	falta	presente
muscovita	falta	presente	falta
<b>GEOQUIMICA</b>			
SiO <sub>2</sub>	45 - 75%	mayor 67%	50-78%
Na <sub>2</sub> O	aprox. 3.1% (si K <sub>2</sub> O alrededor del 2%)	menor 2.2%	mayor 2.2%
	aprox. 3.8% (si K <sub>2</sub> O alrededor del 5%)	menor 3.2%	mayor 3.2%
$\frac{Al_2O_3}{(CaO+Na_2O+K_2O)}$	0.81-1.63 <sup>+) </sup>	mayor 1.03	menor 1.03
Corindón normativo	0.88-3.3 <sup>%)++)</sup>	mayor 1%	menor 1%
<b>INCLUSIONES</b>	frecuentes	raras	frecuentes

<sup>+)</sup>  sólo 2 muestras con un valor menor de 1.03

<sup>++)</sup>  sólo en las rocas con SiO<sub>2</sub> mayor de 70%

rio. En el Cuadro 3 se presentan las características mineralógicas y químicas de estos dos tipos de granitoides en comparación con las rocas plutónicas de Costa Rica. Petrográficamente todas las rocas plutónicas neógenas de Costa Rica (a excepción de la Formación Teschenita de Guayacán) se clasifican como tipo-I. También los contenidos de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  de las plutonitas de Costa Rica son muy similares a los del tipo-I. Sin embargo, casi todas las rocas intrusivas calco-alcalinas de Costa Rica son peraluminicas  $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{ mayor de } 1.03]$  y los tipos ácidos presentan corindón normativo, por lo cual se asemejan a los magmas del tipo-S.

#### PETROGENESIS

Cualquier modelo petrogenético que explica la formación de los magmas intrusivos calco-alcalinos de Costa Rica debe de tomar en cuenta los siguientes factores:

1) Las rocas volcánicas pre-intrusivas de Talamanca son de composición basáltica hasta andesítica, con un promedio de 51.4% de  $\text{SiO}_2$ . Sólo una de las 10 muestras analizadas (PICHLER Y WEYL, 1975) tiene un contenido de  $\text{SiO}_2$  mayor de 53%. El promedio de las 12 rocas plutónicas, al contrario es de 56.6% de  $\text{SiO}_2$  (Cuadro 2).

2) Los diferentes stocks de una misma formación tienen una composición petrográfica bastante constante (Fig. 2a) y diferente de otros stocks de la misma formación o de otras formaciones.

3) Tanto en la composición mineralógica (Figs. 2b y 3) como química (Figs. 4, 5 y 6) de las rocas de la Formación Granito-Gabro de Guacimal se observa una brecha. Es poco probable que su causa sea debido al muestreo, ya que las muestras fueron tomadas por dos personas diferentes y además en distintas áreas. La interrupción química se nota en todos los óxidos (en el caso del  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  no es tan notable) y siempre son las mismas tres muestras que se distinguen del resto, así que se separa un grupo inter

medio de otro ácido. En el caso del  $\text{SiO}_2$  no existen valores entre 61.3 y 72.7%.

Una brecha química se observa también en el Grupo Granito-Gabro de Talamanca, especialmente en el caso del  $\text{SiO}_2$  (entre 56.0 y 66.9%). Sin embargo, en los demás óxidos las brechas son menos notables y no muestran un mismo patrón.

4) Las rocas volumétricamente más abundantes son las monzonitas cuarzosas en transición a monzodioritas cuarzosas. Las rocas básicas son generalmente más antiguas, mientras que las ácidas son más jóvenes.

Los magmas que formaron las rocas intrusivas intermedias no pueden haberse formado directamente por la fusión parcial del material del manto peridotítico encima de la zona de Benioff o de la corteza oceánica subducida. Tampoco es posible que se formaron por cristalización fraccionada, ya que tanto las relaciones volumétricas como las brechas en la composición petrográfica y química hablan en contra.

Se propone un modelo en dos etapas, parecido a los de TAYLOR (1969) y GREEN (1969): por la fusión parcial de la corteza oceánica subducida se formaron magmas toleíticos y calco-alcalinos que durante el Terciario Inferior edificaron a los volcanes de un arco de isla. En el Mioceno la corteza alcanzó un espesor considerable debido a la transformación de corteza oceánica a continental, propuesto por PICHLER & WEYL (1975) en base de un aumento continuo del contenido de sílice en las rocas volcánicas. Al seguir la subducción, los magmas andesíticos no llegaron más a la superficie sino que sufrieron un "underplating" en la discontinuidad entre la corteza y el manto, lo cual es acompañado por un calentamiento de las partes profundas de la corteza y la fusión parcial de ésta. En esta segunda etapa de fusión parcial se formaron grandes volúmenes de magmas intermedios y ácidos. Además, existe la posibilidad de

que algunos sedimentos fueron incorporados en el proceso de fusión y cambiaron las características químicas de las rocas. En el capítulo anterior vimos que las rocas plutónicas de Costa Rica poseen algunas características químicas similares a los granitoides del tipo-S. El carácter peraluminico y el contenido de corindón normativo se podrían explicar con la fusión de una pequeña cantidad de sedimentos pelíticos; sin embargo, es más probable, que se deben a la fusión parcial a la temperatura mínima del sistema cuarzo-feldespatos, tal como la determinó experimentalmente HELZ (1976).

Las diferencias mineralógicas y químicas entre las formaciones intrusivas y también entre los diferentes cuerpos de una misma formación se deben a:

- a) variaciones en la composición de la corteza,
- b) variaciones en la profundidad donde ocurrió la fusión parcial,
- c) el grado de fusión parcial, el cual depende de la temperatura alcanzada, el contenido de volátiles,  $f O_2$  y la presión litostática,
- d) la mezcla de magmas y la contaminación con rocas sólidas.

Dentro de un mismo stock encontramos diferencias petrográficas debido a una cristalización fraccionada, con lo cual se pueden explicar las vetillas graníticas y gabróicas que se presentan frecuentemente.

#### AGRADECIMIENTO

Agradezco al Sr. Gustavo Salazar R. por la confección de las figuras. Asimismo a la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica por el apoyo económico prestado en la realización del estudio petrográfico en la Cordillera de Tilarán.

## BIBLIOGRAFIA

- Anónimo, 1975: Proyecto de investigación minera Costa Rica. Informe técnico Talamanca. - 63 págs., Naciones Unidas, Nueva York.
- Anónimo, 1978: Diagnóstico del sector minero. - 91 págs., Organización de los Estados Americanos, Washington D.C.
- Azambre, B. & Tournon, J., 1977: Les intrusions basiques alcalines du Rio Reventazón (Costa Rica). - C.R. Soc. Géol. France, 2: 104-107.
- Ballmann, P., 1976: Eine geologische Traverse des Ostteils der Cordillera de Talamanca, Costa Rica (Mittelamerika). - N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 8: 502-512.
- Bellon, H. & Tournon, J., 1978: Contribution de la géochronométrie K-Ar a l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Central. Bull. Soc. Géol. France, XX, 6: 955-959.
- Bergoeing, J.P., 1982: Dataciones radiométricas de algunas muestras de Costa Rica. - Inst. Geogr. Nac., 28, Inf. Semestr. Enero-Dic.: 71-86.
- Berrangé, J.P. & Whittaker, J.E., 1977: Reconnaissance geology of the Tapantí Quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica. - Inst. Geol. Sci. Rep., 37, 72 págs., London.
- Brown, G.C., 1982: Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. - En: Thorpe, R.S. (ed.): Andesites. Orogenic andesites and related rocks: 457-461; John Wiley & Sons, New York.
- Castillo, R., 1969: Geología de los mapas básicos Abra y parte de Río Grande. Costa Rica. - 40 págs., Inf. Téc. y Notas Geol., No. 39, Ministerio de Economía, Industria y Comercio, San José.
- Chappel, B.W. & White, A.J.R., 1974: Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8: 173-174.
- Chaves, R. & Saenz, R., 1974: Geología de la Cordillera de Tilarán (Proyecto Aguacate 2a. fase). - Inf. Téc. y Notas Geol. 53: 1-49.
- Cigolini, C. & Chaves, R., 1986: Geological, petrochemical and metallogenic characteristics of the Costa Rican gold belt: contribution to new explorations. - Geol. Rdsch. 75, 3: 737-757.

- Dengo, G., 1962: Tectonic-igneous sequence in Costa Rica. - En: Engel, A.E.J., James, H.L. & Leonard, B.F. (eds.): A volume to honor A.F. Budington: Geol. Soc. Am. Spec. Vol.: 133-161.
- Green, T.H., 1969: High-pressure experimental studies on the origin of anorthosite. *Can. J. Earth Sci.*, 6: 427-440.
- Helz, R.T., 1976: Phase relations of basalts in their melting ranges of  $p_{H_2O} = 5$  kbar. Part II. Melt compositions. - *J. Petrol.* 17: 139-193.
- Hedberg, H.D. (ed.), 1976: *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*; New York (John Wiley & Sons). Trad. española: *Guía estratigráfica Internacional. Guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos.* - 205 págs., Ed. Reverté, Barcelona (1980).
- Henningsen, D., 1966: Die pazifische Küstenkordillere (Cordillera Costeña) Costa Ricas und ihre Stellung innerhalb des südzentralamerikanischen Gebirges. - *Geotekt. Forsch.*, 23: 3-66.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - *Canad. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- Kussmaul, S. & Sprechmann, P., 1982: *Estratigrafía de Costa Rica (América Central), II: Unidades litoestratigráficas ígneas.*- V. Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina 1982, *Actas*, 1: 73-79; Buenos Aires.
- Mora, C., S., 1979: *Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia de Puntarenas, Costa Rica.* - 3 vol., Escuela Centroamericana de Geología, Univ. de Costa Rica (tesis inédita).
- Obando A., L.G., 1983: *Estratigrafía y petrografía de las rocas aflorantes al sur del Valle Central (Tarbaca).* - 95 págs., Escuela Centroamericana de Geología, Univ. de Costa Rica (tesis inédita).
- \_\_\_\_\_, 1985: *Petrografía del Intrusivo de Escazú (Valle Central, Costa Rica, América Central).* - *Brenesia*, 24: 1-18.
- Pichler, H. & Weyl, R., 1975: Magmatism and crustal evolution in Costa Rica (Central America). - *Geol. Rdsch.*, 64,2: 457-475.
- Rivier, F., 1979: *Geología del área norte de los Cerros de Escazú, Cordillera de Talamanca-Costa Rica, Inst. Geogr. Nac.*, 25, Inf. Semestr. Enero-Julio: 99-137

- Schulz, K., Koeppen, R., Ludington, S., Kussmaul, S. & Gray, K., 1987: Marco vulcanológico de los yacimientos auríferos de la Cordillera de Tilarán y los Montes del Aguacate, Costa Rica. - En: U.S. Geological Survey; Dirección General de Geología, Minas e Hidrocarburos; Universidad de Costa Rica: Evaluación de los recursos minerales de la República de Costa Rica; U.S. Geol. Surv. I-Map Series 1865: 34-43.
- Streckeisen, A., 1967: Clasificación and nomenclature of igneous rocks. Final report of an enquiry. - N. Jabrb. Miner. Abh., 107: 144-240.
- Taylor, S.R., 1969: Trace elements chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. - En: McBirney, A.R. (ed.): Proceedings of the Andesite Conference. Oreg., Dep. Geol. Miner. Ind., Bull., 65: 43-63.
- Teruggi, M.E., 1980: Clasificación de las rocas ígneas. - Colección Ciencias de la Tierra, 1, 34 págs. Ed. Cient. Argent. Libart (ECAL), Buenos Aires.
- Tournon, J., 1984: Magmatismes du mesozoique a l'actuel en Amerique Central. L'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andesites. - 335 págs., Mém. Sc. Terre Univ. Curie, Paris (tesis inédita).
- Weyl, R., 1957: Contribución a la geología de la Cordillera de Talamanca de Costa Rica (Centro América). - 77 págs., Inst. Geogr. Costa Rica, Ministerio de Obras Públicas, San José.
- \_\_\_\_\_, 1961: Die Geologie Mittelamerikas. - 226 págs., Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Williams, H. & McBirney, A.R., 1969: Volcanic history of Honduras - Univ. Calif. Publ. geol. Sci., 85: 1-101.