

CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRÁFICAS, PETROLÓGICAS Y EXTINCIÓN DEL CINTURÓN ANDESÍTICO MIOCÉNICO EN LA REGIÓN DE LORETO-LAS PARRAS, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO

Biagio Bigoggero¹,
Pedro Corona-Chávez² y
Annalisa Tunesi¹

RESUMEN

En la región de Loreto-Las Parras (Baja California Sur), a lo largo de la sierra La Giganta, se puede observar un espesor de al menos 1,200 m de la sucesión volcánica miocénica, típica de subducción, denominada en este artículo el cinturón andesítico miocénico (CAM). Con base en la descripción a semidetalle de una serie de columnas estratigráficas, el CAM fue dividido en tres secuencias: (i) la secuencia volcánica inferior (Svi), constituida predominantemente por una potente secuencia volcánico-subvolcánica de aglomerados y brechas volcánicas intercalados con algunos derrames andesíticos, generalmente masivos; (ii) el complejo filoniano, en forma de enjambre y ocasionalmente como filones aislados de composición andesítica y un carácter genético polifásico relacionado estrechamente con la evolución del CAM; y (iii) la secuencia volcánico-volcanoclástica superior (Svs), constituida por un potente grupo de rocas volcanoclásticas, principalmente conglomerados y brechas, productos piroclásticos consolidados y mal consolidados, lahares y derrames andesíticos esporádicos. El límite estratigráfico superior del CAM puede estar representado por diferentes rasgos estratigráfico-estructurales: (1) una discordancia producto de una intensa dislocación vertical; (2) la presencia de fanglomerados acumulados en cuencas endorreicas; y (3) una serie de depósitos lacustres, lahares, y/o piroclásticos contemporáneos al (4) emplazamiento de filones máficos afíricos, y derrames andesíticos y/o andesítico-basálticos.

Petrográficamente, las rocas andesíticas del CAM muestran evidencia de una persistente distribución bimodal de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol, así como una notable tendencia progresiva de los productos andesíticos a variar con el tiempo, de menos a más silíceos. Los diferentes productos del CAM son de tipo calcialcalino y muestran un amplio intervalo en el contenido de SiO₂, que varía desde riolita hasta basalto. Con base en los contenidos de Sr y en las relaciones de K/Rb y La/Yb de las lavas del CAM, los cuales parecen incrementarse hacia los niveles superiores, se considera que hayan evolucionado por un proceso de cristalización fraccionada, a partir de diferentes magmas parentales. Por otro lado, las lavas de la Svs también muestran un enriquecimiento gradual en sus relaciones de Sr, K/Rb y de LREE/HREE paragonable a las lavas típicas de postsubducción y a las andesitas "transicionales" relacionadas a un sistema de extensión. Basándose en las características estratigráficas y petrológicas del Svs del CAM, descritas en este artículo, se sugiere que antes del ocaso de la subducción, relacionado al CAM, la extensión tectónica fuese un importante factor en el control de la evolución estratigráfica, así como el estilo de erupción y el carácter geoquímico de los derrames de lava.

Palabras clave: Vulcanismo, Mioceno, Loreto-Las Parras, Baja California Sur, México.

ABSTRACT

A Miocene volcanic succession, here called Miocene Andesitic Belt (cinturón andesítico miocénico, CAM), has an exposed thickness of 1,200 m in the Loreto-Las Parras region (Baja California Sur), along the eastern slope of the Sierra La Giganta. On the basis of stratigraphic observations, the volcanic pile could be divided into three main sequences: (1) the *lower volcanic sequence* (Svi), a thick pile of volcanic-subvolcanic rocks with massive structure, mainly andesitic to dacitic agglomerates and volcanic breccias intercalated with minor lava flows; (2) the *dyke complex*, composed by dyke swarms and minor isolated dykes, mainly andesitic; dyke emplacement was polyphasic, and strictly related to the evolution of most of the exposed sequence of the CAM; and (3) the *upper volcanic-volcaniclastic sequence*, formed of volcaniclastic and pyroclastic rocks, conglomerate and breccia interlayered with andesitic lava flows. The upper limit of the CAM is marked by an association of different stratigraphic-structural features, as: (1) an unconformity related to intense vertical dislocation; (2) fanglomerate deposits associated with the formation of continental basins; (3) lacustrine deposits, lahars and pyroclastic flows; and (4) emplacement of mafic-aphyric dykes and sporadic andesitic-basaltic lava flows.

Petrography of the andesite of the CAM shows a persistent bimodal distribution of plagioclase, clinopyroxene and amphibole phenocrysts. Geochemical data indicate a calcalkaline character and a compositional range from rhyolite to basalt. The CAM lavas evolved through crystal fractionation starting from geochemically distinct parental melts. The most enriched rocks of Sr contents, K/Rb ratios, and LREE/HREE compositions of the CAM, chemically resemble the post-subduction, extension-related, transitional andesite and alkali-rich Bajaite lavas. If the stratigraphic and petrological characteristics of the Svs of the CAM volcanic succession are considered, it can be suggested that before the end of active subduction extension tectonics played an important role, controlling the stratigraphic evolution, the eruptive style and the geochemistry of the lava flows.

Key words: Volcanism, Miocene, Loreto-Las Parras, Baja California Sur, Mexico.

INTRODUCCIÓN

En la actualidad, se reconoce ampliamente que en el NW de México y en la península de Baja California se desarrolló un cinturón andesítico miocénico (CAM; Figura 1), con un

¹Università degli Studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra, Via Botticelli 23, 20133 Milano-Italy.

²Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Edificio U, Ciudad Universitaria, 58000 Morelia, Michoacán, México.

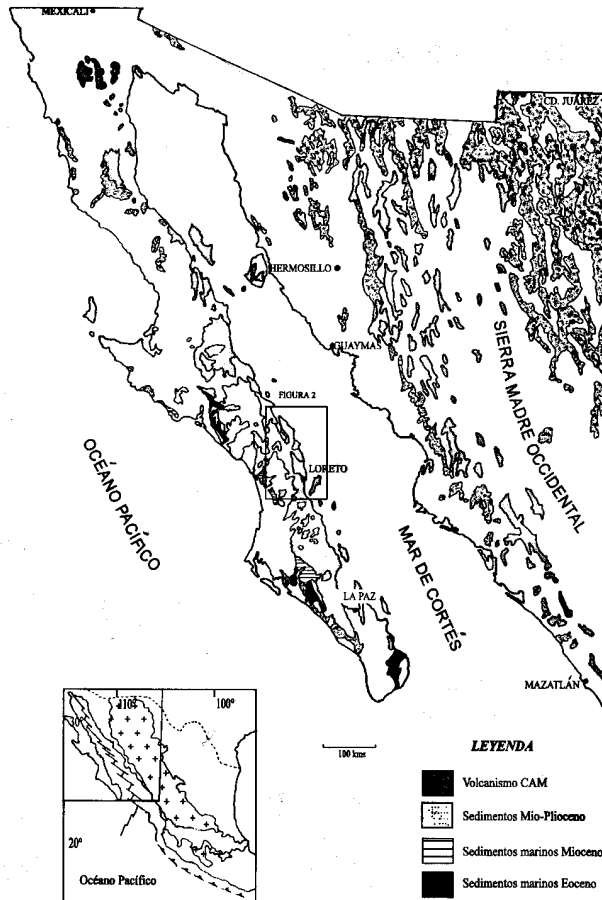


Figura 1. Distribución de las unidades del cinturón andesítico miocénico (CAM) en el noroeste de México y su relación con el arco oligocénico de la Sierra Madre Occidental (SMO) y los depósitos sedimentarios del Eoceno-Mioceno. Localización del área de estudio. La carta fue compilada a partir de los trabajos de Sawlan (1991), Ferrari y colaboradores (1994) y la Carta Geológica de la República Mexicana de escala 1:2'000,000 (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

volcanismo típicamente calcialcalino, durante el período entre 24 y 12 Ma (Gastil *et al.*, 1975, 1979; Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Stock y Hodges, 1989; Sawlan, 1991). La subducción que produjo este arco volcánico se estableció después del primer reajuste geodinámico que sufrió el margen noroccidental de México durante el Terciario (Karig y Jensky, 1972; Mammerickx y Klitgord, 1982; Lyle y Ness, 1991) y fue interpretado como una migración al oeste del frente volcánico calcialcalino, típico de subducción, del margen continental mexicano (Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982).

Por otro lado, el período en el que se desarrolló el CAM fue delimitado, en modo relativo, por dos cambios trascendentales en la tectónica de América del Norte, durante el Mioceno. Por un lado, muestra sus primeras manifestaciones de volcanismo contemporáneas al ocaso del sistema distensivo típico

de la tectónica de Cuencas y Sierras (Anderson *et al.*, 1980; Zoback, 1981; Henry, 1989; Stock y Hodges, 1989; Delgado-Argote *et al.*, 1992; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993); y, por otro lado, su actividad disminuyó gradualmente con la aparición del sistema de extensión del proto-Golfo de California (Atwater, 1970; Sawlan, 1991; Gastil y Fenby, 1991).

En la región de Loreto-Las Parras, se muestra la coexistencia intermitente de altos y bajos estructurales producidos por los diferentes eventos de extensión y transtensión relacionados con la apertura y la subsidencia del Golfo de California (Zanchi, 1989, 1994; Axen, 1995). Esta disposición morfoestructural particular permite la observación directa de al menos 1,200 m de una secuencia subhorizontal del CAM en la porción de más altura de la sierra La Giganta. Además, es posible observar una serie de cuerpos graníticos de edad cretácica (94 ± 2 Ma; McLean, 1988) y de areniscas cuarzosas con diastratificación (29.6 ± 3.5 Ma; McLean, *op. cit.*), los cuales constituyen el basamento relativo del CAM.

En esta región, el límite estratigráfico superior del CAM está caracterizado por la presencia recurrente y espectacular de numerosas discordancias erosionales paralelas y angulares, sobre las que yace directamente una serie de coladas de morfología típica de "mesas", depósitos lacustres y conos cineríticos de composición andesítico-basáltica (Figuras 2 y 3). Este grupo de rocas andesítico-basálticas tiene edades que varían entre 12.5 y 0.5 Ma (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan y Smith, 1984; McLean, 1988) y restringe estratigráficamente las unidades superiores del volcanismo del CAM en relación con los eventos de fallamiento y volcanismo correlacionados con la apertura del Golfo de California.

El volcanismo del CAM ha sido bien diferenciado, desde los puntos de vista geocronológico y geoquímico, en relación con los productos volcánicos de transición y del volcanismo de subducción posterior, correlacionados con la apertura del Golfo de California (Gastil *et al.*, 1979; Saunders *et al.*, 1987; Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1991; Delgado-Argote *et al.*, 1992; Bigioggero *et al.*, 1987, 1995; Martín-Barajas *et al.*, 1995). Sin embargo, los trabajos orientados a una descripción de las variaciones estratigráficas del CAM han sido motivo de menor interés (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984; Stock, 1989). El estudio de las variaciones estratigráficas espaciotemporales del CAM resulta de particular importancia para su reconstrucción geológica, sobre todo si se considera que, recientemente, en diversos modelos de la apertura del Golfo de California, se ha propuesto un inicio virtual de la extensión continental del sistema del proto-golfo, correspondiente a un período de entre 17 y 19 Ma (Karig y Jensky, 1972; Henry y Friedrikson, 1987; Gastil y Fenby, 1991; Fenby y Gastil, 1991; Lyle y Ness, 1991; Delgado-Argote *et al.*, 1992). Este intervalo coincide con el momento geológico de mayor actividad volcánica del CAM (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984; Sawlan, 1991), por lo que es posible suponer que durante la evolución del CAM debieran haberse registrado variaciones estratigráficas importantes, congruentes con un ambiente típico de ines-

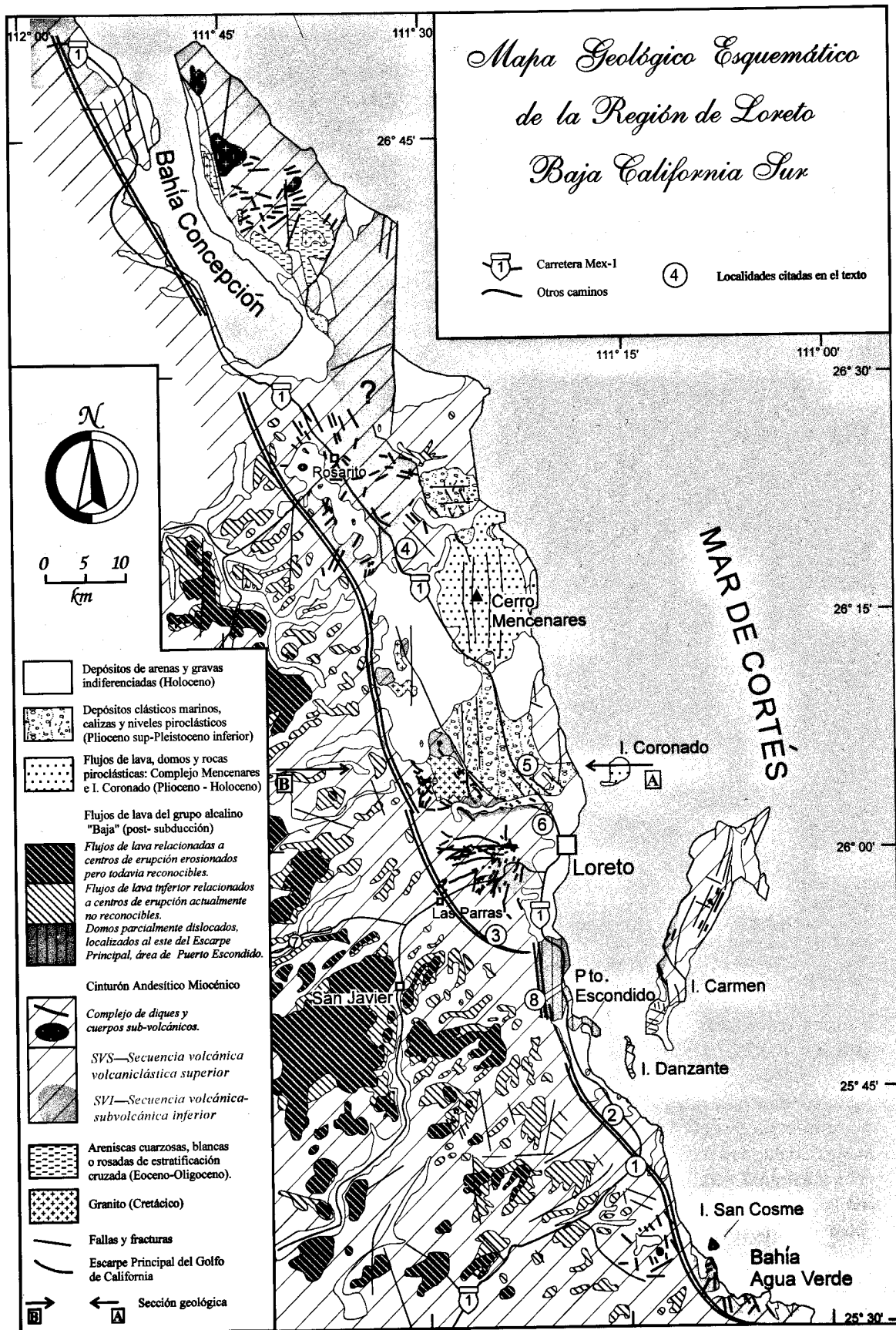


Figura 2. Mapa geológico del área de Loreto-Las Parras. El área de Bahía Concepción fue interpretada a partir de McFall (1968) y numerosos filones fueron trazados o precisados por fotogeología.

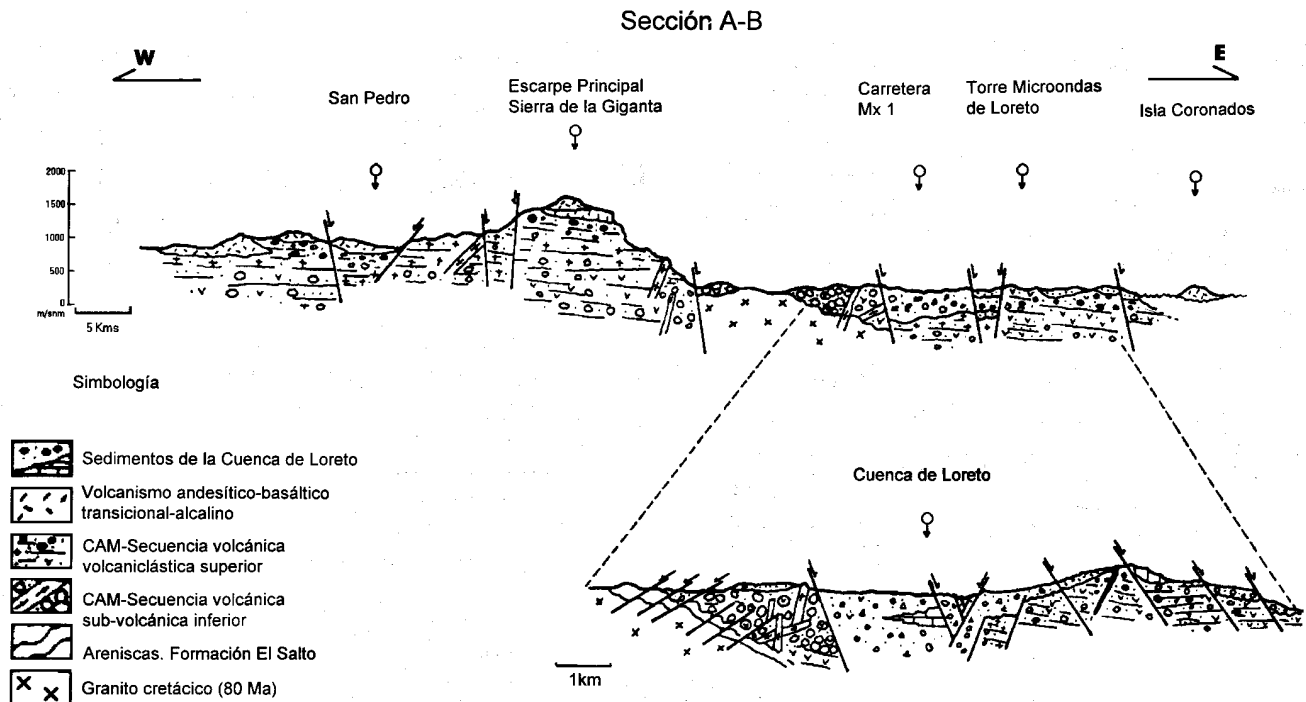


Figura 3. Sección geológica transversal A-B entre la línea de costa, la cuenca de Loreto, la estructura radial de los filones en la zona de Loreto-Las Parras y el escarpe principal de la sierra La Giganta. La sección de la cuenca de Loreto fue modificada a partir de Zanchi (1994).

tabilidad tectónica. En particular, para la parte superior del CAM, se puede suponer la existencia de variaciones importantes en su régimen de volcanismo, debidas al efecto de extensión, al cese gradual de la subducción y a la subsecuente extinción del mismo cinturón andesítico miocénico.

En este artículo, se presenta: (1) la descripción estratigráfica y petrológica a semidetalle de algunas columnas estratigráficas del CAM, representativas de la región de Loreto-Las Parras y de la sierra La Giganta; (2) nuevos datos geoquímicos de cuerpos subvolcánicos y lavas correlacionados a diferentes niveles estratigráficos; y (3) la descripción, con mayor detalle, de algunos niveles estratigráficos correspondientes a la parte superior del CAM, los cuales podrían señalar la transición del régimen del volcanismo del CAM, a uno de volcanismo-erosión-sedimentación e intensa actividad tectónica.

EL VOLCANISMO CENOZOICO EN LA BAJA CALIFORNIA

El registro geológico más antiguo del volcanismo cenozoico, en la península de Baja California, está representado por una serie de tobas ricas en cuarzo con diastratificación y edades radiométricas que varían entre 29 y 27 Ma (McFall, 1968; Gastil *et al.*, 1975). Estas tobas fueron interpretadas como las facies distales de la secuencia superior del arco volcánico oligocénico de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Gastil *et al.*, 1979). La exposición de esta secuencia en Baja California se restringe a la presencia de escasos afloramientos en el Arroyo Gua (cerca de Loreto; McLean, 1988), Punta San Telmo (Escandón, 1977, *in* McLean, 1988) y en la península de Bahía Concepción (McFall, 1968; Gastil *et al.*, 1975, 1979).

El cinturón andesítico miocénico en la región noroccidental de México está caracterizado por un volcanismo andesítico, o bien andesítico-basáltico típico calcalcalino, de un arco magmático continental, con productos subordinados de lavas dacíticas y riolíticas (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Henry y Friedrickson, 1987; Cameron *et al.*, 1989; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Ferrari, *en prensa*). En la Tabla 1 se muestra una compilación de numerosos fechamientos radiométricos de K-Ar y $Ar^{39}-Ar^{40}$ del CAM con edades que varían entre 22 y 12 Ma para diferentes regiones en la península de Baja California, Sonora, Sinaloa y Nayarit. A partir de esta tabla, se puede observar la distribución regional amplia y la diversidad litológica del CAM en el noroeste de México. Sin embargo, como se puede apreciar en la Figura 1, las rocas volcánicas del CAM en la región continental tienen el aspecto de afloramientos intermitentes con una distribución NW-SE, y generalmente están intercalados en conglomerados continentales. Las unidades conglomeráticas se presentan dominantes hacia la parte centrooriental del continente y han sido hasta el momento poco estudiadas.

Algunas descripciones estratigráficas del CAM en Baja California han mostrado que los derrames de lava se encuentran intercalados con una potente secuencia de depósitos volcániclasticos y conglomerados fluviales (Hausback, 1984; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1986; Stock, 1989; Sawlan, 1991; Martín-Barajas *et al.*, 1995). Actualmente, su estructura se presenta bajo la forma de remanentes de estratovolcanes fuertemente disectados, de composición andesítica y, en menor proporción, dacítico-riolítica. El CAM presenta su mejor exposición en la región centromeridional de Baja California Sur, entre los paralelos 28° N y 25° N; se extiende desde Santa

Tabla 1. Compilación de numerosos fechamientos radiométricos de rocas volcánicas del CAM (22-12 Ma) en el noroeste de México: 1 (Minch, 1967; Hawkins, 1970); 2 (Gastil *et al.*, 1975); 3 (Gastil *et al.*, 1977); 4 (Gastil *et al.*, 1979); 5 (Sawlan y Smith, 1984); 6 (Hausback, 1984); 7 (McLean, 1988); 8 (Martín-Barajas *et al.*, 1995).

Método	Litotipo	Localidad	Edad (Ma)	Ref.
K/Ar (wr)	Basalto toleítico	Playa El Rosarito, BC	14.3±2.6	1
K/Ar (bt)	Toba riolítica	Misión Sta. Gertrudis, BC	19.8±0.5	2
K/Ar (hn)	Andesita	Bahía Las Ánimas, BC	17.0±0.5	2
K/Ar (bt)	Toba	Bahía Las Ánimas, BC	12.7±0.5	2
K/Ar (bt)	Riolita	Misión San Borja, BC	14.2±0.5	2
K/Ar (bt)	Riolita	Misión San Borja, BC	14.0±0.2	2
K/Ar (pl)	Riolita	Misión San Borja, BC	12.6±3.0	2
K/Ar (hn)	Andesita basáltica	Al sur de El Mármol. BC	16.3±0.5	2
K/Ar (pl)	Andesita basáltica	Valle de la Misión, BC	16.1±2.1	2
K/Ar (wr)	Basalto	Sierra de Juárez, BC	13.6±0.4	2
K/Ar (pl)	Brecha andesítica	Isla Tiburón, Son.	22.7±1.1	3
K/Ar (hn)	Brecha andesítica	Isla Tiburón, Son.	18.8±2.4	3
K/Ar (hn)	Andesita	Cerro La Libertad, Son.	14.0±3.0	3
K/Ar (hn)	Andesita	Punta Santa Rosa, Son.	21.0±0.8	3
K/Ar (bt)	Dacita	Bahía Kino, Son.	20.08±5.7	3
K/Ar (pl)	Andesita	Sierra Seri, Son.	12.3±2.9	3
K/Ar (pl)	Riolita	Pico Demere, Son.	12.7±1.1	3
K/Ar (pl)	Dacita	R. Golondrina, Son.	12.7±0.4	3
K/Ar (pl)	Andesita	San Felipe (W), BC	19.5±3.6	4
K/Ar (hn)	Andesita	Sierra de Juárez, BC	18.9±1.0	4
K/Ar (pl)	Andesita	Sierra de La Tinaja, BC	18.3±2.4	4
K/Ar (pl)	Brecha andesítica	Sierra de Juárez, BC	16.1±2.5	4
K/Ar (hn)	Toba andesítica	Sierra de Juárez, BC	21.6±5.5	4
K/Ar (hn)	Cgl. (clasto)	Sierra Santa Rosa, BC	24.3±0.8	4
K/Ar (pl)	Cgl. (clasto)	San Felipe (NW), BC	21.1±0.9	4
K/Ar (wr)	Basalto	Sierra Santa Rosa, BC	15.0±0.4	4
K/Ar (wr)	Vitrófico	Sierra Santa Rosa, BC	14.2±0.9	4
K/Ar (hn)	Andesita	Sierra San Felipe, BC	18.1±1.8	4
K/Ar (wr)	Basalto	Sierra San Felipe, BC	14.8±1.2	4
K/Ar (hn)	Andesita	Bahía Kino, Son.	17.8±0.8	4
K/Ar (pl)	Andesita hiperstena	Isla El Muerto, Son.	15.8±5.2	4
K/Ar (kf)	Ceniza riolítica	R. El Cipris (W Península)	12.3±0.3	4
K/Ar (hn)	Dique andesítico	Loreto, BCS	17.3±0.4	4
K/Ar (hn)	Dique andesítico	Loreto, BCS	16.0±2.0	4
K/Ar (wr)	Andesita	Loreto, BCS	20.6±1.4	4
K/Ar (pl)	Andesita	Loreto, BCS	18.2±0.5	4
K/Ar (pl)	Andesita	Loreto, BCS	17.3±2.2	4
K/Ar (pl)	Tonalita	Bahía Concepción, BCS	20.0±2.0	4
K/Ar (pl)	Andesita	Mulegé, BCS	14.3±0.8	4
K/Ar (pl)	Basalto	Bahía Concepción, BCS	15.4±0.8	4
K/Ar (wr)	Basalto	Purísima Vieja, BCS	13.2±1.9	4
K/Ar (pl)	Andesita	Punta Mechuda, BCS	19.8±4.4	4
K/Ar (bt)	Toba	El Pilar (E), BCS	20.6±1.1	4
K/Ar (pl)	Basalto	Rancho San Juan, BCS	18.3±0.4	4
K/Ar (pl)	Riolita	Zapotanita, Nay.	21.3±0.9	4
K/Ar (pl)	Cgl. riolítico	Las Varias, Nay.	18.5±0.7	4
K/Ar (pl)	Andesita	Marienal, Nay.	20.4±2.9	4
K/Ar (kf)	Riolita	Compostela, Nay.	18.1±0.8	4
K/Ar (pl)	Basalto	Huicicila, Nay.	16.0±0.7	4
K/Ar (pl)	Basalto	Emiliano Zapata, Nay.	13.8±3.1	4
K/Ar (pl)	Gabro	Sierra Vallejo, Nay.	13.3±2.0	4
K/Ar (pl)	Dique basáltico	Sierra Vallejo, Nay.	12.6±0.4	4

Tabla 1. Continuación.

Método	Litotipo	Localidad	Edad (Ma)	Ref.
K/Ar (wr)	Andesita	Sierra de Santa Lucía, BC	12.9±0.4	5
K/Ar (wr)	Andesita	Sierra de Santa Lucía, BC	13.9±0.4	5
K/Ar (wr)	Andesita	Sierra de Santa Lucía, BC	13.0±0.4	5
K/Ar (wr)	Andesita	Sierra de Santa Lucía, BC	17.8±0.7	5
K/Ar (wr)	Andesita	Sierra de Santa Lucía, BC	15.3±0.5	5
K/Ar (wr)	Andesita	Sierra de Santa Lucía, BC	19.9±0.6	5
K/Ar (wr)	Lava high/K	Sierra de Santa Lucía, BC	12.3±0.4	5
K/Ar (wr)	Lava high/K	Sierra de Santa Lucía, BC	12.5±0.4	5
K/Ar (wr)	Derrame basáltico	Arroyo San Gregorio, BCS	12.4±0.4	6
K/Ar (pl)	Derrame andesítico	San Hilario, BCS	12.5±1.4	6
K/Ar (pl)	Derrame piroclástico	San Juan de la Costa, BCS	17.2±0.6	6
K/Ar (gl)	Derrame piroclástico	San Juan de la Costa, BCS	16.4±0.6	6
K/Ar (sa)	Derrame piroclástico	San Juan de la Costa, BCS	17.6±0.1	6
K/Ar (bt)	Derrame piroclástico	San Juan de la Costa, BCS	18.0±0.5	6
K/Ar (bt)	Derrame piroclástico	San Juan de la Costa, BCS	21.0±0.4	6
K/Ar (gl)	Derrame piroclástico	A. Tarabillas, BCS	21.5±0.4	6
K/Ar (bt)	Toba pumieítica	A. Camarón (costa), BCS	21.8±0.2	6
K/Ar (wr)	Derrame andesítico	Isla Espíritu Santo, BCS	16.5±0.3	6
K/Ar (bt)	Derrame piroclástico	Isla Espíritu Santo, BCS	21.2±0.02	6
K/Ar (pl)	Lava riolítica	C. Atravesado (La Paz), BCS	19.1±1.2	6
K/Ar (pl)	Lava riolítica	Cementerio de La Paz, BCS	19.2±0.5	6
K/Ar (gl)	Obsidiana riolítica	Coromuel, BCS	19.7±0.2	6
K/Ar (pl)	Derrame piroclástico	Coromuel, BCS	18.0±0.6	6
K/Ar (pl)	Derrame piroclástico	Coromuel, BCS	20.0±0.4	6
K/Ar (gl)	Pumicita riolítica	Cementerio NE La Paz, BCS	18.7±1.1	6
K/Ar (gl)	Tefra riolítica	Terminal, BCS	20.6±0.2	6
K/Ar (wr)	Lava andesítica	Playa Pichilingue, BCS	20.3±0.4	6
K/Ar (pl)	Lahar andesít. (clasto)	Cerro El Indio, BCS	18.6±2.4	6
K/Ar (bt)	Derrame piroclástico	Salinas El Coyote, BCS	20.3±0.5	6
K/Ar (bt)	Derrame piroclástico	Cerro El Indio, BCS	22.0±0.4	6
K/Ar (wr)	Basalto alcalino	Arroyo San Gregorio, BCS	14.5±0.4	6
K/Ar (hn)	Andesita porfídica	Loreto, BCS	19.4±0.9	6
K/Ar (wr)	Brecha andesítica	Arroyo San Pedro, BCS	13.8±0.6	7
K/Ar (wr)	Basalto	Arroyo San Pedro, BCS	13.2±0.6	7
K/Ar (wr)	Toba	Arroyo San Raymundo, BCS	13.8±0.6	7
K/Ar (wr)	Basalto	Arroyo San Martín, BCS	12.9±0.7	7
K/Ar (wr)	Basalto alcalino	Arroyo San Gregorio, BCS	14.5±1.6	7
K/Ar (wr)	Basalto calcialcalino	Arroyo San Gregorio, BCS	12.4±0.4	7
K/Ar (wr)	Basalto	Arroyo La Purísima, BCS	14.7±0.7	7
Ar/Ar (wr)	Lava andesítica	Puertecitos, BC	15.9±0.2	8
Ar/Ar (wr)	Lava andesítica	Puertecitos, BC	16.3±0.1	8

Rosalía, a lo largo de la sierra La Giganta, hasta el extremo meridional de la falla La Paz, con orientación NE, la cual trunca abruptamente una secuencia de andesita y riolita con una edad que varía entre 25 y 17.6 Ma (Hausback, 1984). Hacia la porción centromeridional de la península, el CAM muestra edades que varían entre 20 y 14 Ma (Hausback, 1984; McLean, 1988). Finalmente, en la parte septentrional de la península, hay algunos afloramientos de rocas volcánicas ignimbrítico-riolíticas, con entre 20-16 Ma (Stock, 1989; Stock y Hodges, 1989; Martín-Barajas *et al.*, 1995) y 14.5 Ma (Gastil *et al.*, 1979), yaciendo directamente sobre una serie de cuerpos graníticos cretácicos (Gastil *et al.*, 1977).

El límite estratigráfico entre las rocas volcánicas del arco magmático oligocénico de la SMO y del CAM, no ha sido bien precisado (Demant y Cochemé, 1983; Henry y Price, 1986; Demant *et al.*, 1989; Cameron *et al.*, 1989). Algunos estudios llevados a cabo en la región continental han descrito una secuencia de rocas volcánicas, en la parte superior de la SMO, asociada a diferentes intercalaciones de rocas molásicas, basálticas y basáltico-andesíticas alcalinas o de composición química bimodal. Esta sucesión estratigráfica presenta edades de entre 29 y 24 Ma (Henry y Friedrichson, 1987; Henry, 1989; Demant *et al.*, 1989; Cameron *et al.*, 1989).

El volcanismo posterior al CAM en la península de Baja California está caracterizado por abundante lava de composición basáltico-andesítica y basáltica, oscura y normalmente afírica, que varía en composición a través del tiempo. Su estilo de erupción fue bastante homogéneo y se presenta con expresiones morfológicas de mesas y derrames de lava que muestran una dirección del derrame hacia el occidente (Hausback, 1984; Sawlan, 1991) y de innumerables aparatos monogenéticos alineados a lo largo de fallas NNW y NNE. Las edades del volcanismo posterior al CAM varían de 12.5 a 0.5 Ma (Gastil *et al.*, 1979) y fueron separadas en tres diferentes *suites* magmáticas en relación con su edad y composición química: transicional, alcalina o "bajaítica" y toleítica (Sawlan y Smith, 1984; Saunders *et al.*, 1987; Sawlan, 1991; Bigioggero *et al.*, 1995).

NOMENCLATURA Y MÉTODO ANALÍTICO

La región de Loreto fue estudiada inicialmente con el objetivo de describir las estructuras relacionadas con la apertura del Golfo de California (Zanchi, 1987, 1989, 1994). Sucesivamente, nuestro grupo de trabajo estudió las características de la cuenca de Loreto (*Loreto Basin*) y la evolución del volcán Mencenares (Zanchi *et al.*, 1988; Zanchi, 1994; Bigioggero *et al.*, 1987, 1995). De esta forma, el presente estudio recoge una serie de observaciones y la cartografía de escala 1:25,000 y 1:50,000 de una zona amplia que se extiende a lo largo del escarpe principal y de la costa del golfo en la porción septentrional de Baja California Sur.

La descripción estratigráfica del CAM de este artículo corresponde, sólo en parte, a las unidades descritas como Formación o Grupo Comondú, citadas por diversos autores (Heim, 1922; Beal, 1948; Mina, 1957; McFall, 1968; Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984). Se decidió evitar usar el término "Comondú" por considerar, como lo hizo McLean (1988), que se ha convertido en un término poco preciso y, sobre todo, porque el CAM representó un proceso geológico espacio-temporal muy importante, durante el Mioceno, a lo largo del margen pacífico de México.

La terminología para rocas volcánicas y volcanoclásticas adoptada en este artículo, corresponde a la nomenclatura utilizada por Fisher (1961) y Fisher y Schmincke (1985). En la descripción de las unidades, se intentó favorecer una terminología más descriptiva que interpretativa.

Fueron realizados análisis de elementos mayores, por el método de fluorescencia de rayos X (*XRF*). Los elementos mayores fueron determinados, utilizando fundidos de vidrio, agregando óxido de lantano para minimizar el efecto de matriz. Las curvas de calibración fueron calculadas sobre la base de 36 estándares internacionales de geoquímica. Por su parte, los elementos en indicios (*trace elements*) fueron determinados utilizando pastillas de polvo comprimidas. El efecto de matriz fue minimizado, utilizando el método de corrección Rh Compton o de factor alfa sobre la base de 42 estándares internacionales de geoquímica. El Na₂O, K₂O, MgO y, por duplicado, Rb y Sr, fueron determinados por espectrometría de absorción atómica (AAS). Los elementos de tierras raras (*REE*) e Y fueron obtenidos por espectrometría de masa acoplada con espectrometría de plasma (*ICP*), realizados en el laboratorio del C.N.R.S., en Vandoeuvre (Francia). Los análisis químicos de los fenocristales y de los componentes vítreos de las rocas volcánicas fueron hechos utilizando una microsonda tipo ARL-SMQ, del CNR en la Universidad de Milán, y fue utilizada la técnica de corrección para silicatos de Bence y Albee (1968) y Albee y Ray (1970).

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE LORETO-LAS PARRAS

En la región de Loreto-Las Parras, el basamento prevolcánico del CAM está constituido por un granito de 94 ± 2 Ma (Gastil *et al.*, 1979; McLean, 1988) y por una secuencia de arenisca cuarzosa con diastratificación (Formación El Salto; McFall, 1968; Gastil *et al.*, 1979; McLean, 1988). Ambas unidades son correlacionadas con el plutonismo y volcanismo de los grupos inferior y superior, respectivamente, de la Sierra Madre Occidental. Los afloramientos de estas unidades se presentan siempre en la base de la sierra La Giganta, y algunas veces bajo forma de remanentes erosionales de altos estructurales (cerro El Imposible), que yacen directamente sobre aglomerados volcánicos del CAM (Figuras 2 y 3).

Las unidades estratigráficas del CAM se presentan generalmente bien estratificadas, con inclinaciones subhorizontales entre 0-5°. Sin embargo, esta estructura semiuniforme casi siempre está dislocada en bloques separados por fallas verticales (Figura 3), y algunas veces muestra un aspecto geomorfológico típico de cañón a lo largo del escarpe principal del Golfo (Gastil *et al.*, 1975; Axen, 1995).

En la zona de estudio, se puede observar dos tipos de secuencias yaciendo sobre las unidades estratigráficas del CAM: hacia la costa del margen oriental, están presentes sedimentos marino-transicionales, relacionados con la apertura y la subsidencia del Golfo de California. Algunas veces, estos sedimentos están intercalados con derrames andesíticos, generalmente restringidos, y contenidos por bloques ladeados del CAM. En la región de Loreto, recientemente fue estudiada una sucesión sedimentaria, con edad de entre 3.4 y 2.0 Ma, conocida como *Loreto Basin* (cf. Figura 3; Zanchi *et al.*, 1988, 1994; Umhoefer *et al.*, 1994).

Hacia el interior de la sierra, y en particular hacia la porción de mayor altitud de la sierra La Giganta, numerosos derrames basálticos yacen discordantemente sobre las unidades estratigráficas del CAM (Figuras 2 y 3). Las edades de estas rocas volcánicas son relativamente poco conocidas, pero pueden ser correlacionadas con el volcanismo posterior al CAM (entre 12 y 0.5 Ma) que se desarrolló en otras regiones de la península.

Desde el punto de vista estructural, la región de Loreto-Las Parras está caracterizada por la presencia de numerosas fallas (Figura 3), formadas durante el desarrollo de los diversos sistemas de extensión-transtensión asociados a la apertura del Golfo de California (Zanchi, 1987, 1989, 1994). Probablemente, uno de los rasgos morfológico-estructurales más notorios de la zona de estudio es el aumento evidente del número de fallas y fracturas en la base de la sierra y, en consecuencia, en las unidades inferiores del CAM. Zanchi (1994) reconoció tres eventos principales de deformación registrados en las secuencias del CAM: un evento relacionado con el emplazamiento subvertical del complejo de diques con una orientación ENE-WSW; un segundo evento relacionado con el desarrollo de un fallamiento normal NW-SE; y un tercer evento, con un sistema conjugado de tipo *strike-slip* relacionado con el desarrollo de cuencas de tipo *pull-apart* y con el movimiento tectónico diestro de la península de Baja California (Angelier *et al.*, 1981; Zanchi, 1994). Según Zanchi (*op. cit.*), los dos primeros eventos se restringirían en tiempo al Mioceno tardío y Mioceno-Plioceno, y el tercero se desarrollaría durante el Plioceno-Cuaternario, con un tensor predominantemente E-W. Otro rasgo estructural sobresaliente en la región de Loreto es la presencia de un sistema de estructuras de tipo radial relacionado con el primer evento ENE-WSW definido por Zanchi (1987), el cual muestra una estrecha relación genética con el emplazamiento de algunos cuerpos subvolcánicos del CAM (Zanchi, 1987, 1994).

EL CINTURÓN ANDESÍTICO MIOCÉNICO EN LA REGIÓN DE LORETO

El primer estudio acerca del cinturón andesítico miocénico en Baja California fue hecho por Heim (1922), quien introdujo el nombre de Formación Comondú para una secuencia de areniscas volcanoclásticas y conglomerados en el cañón cercano al poblado de Comondú (NW de Loreto). Posteriormente, Beal (1948) y Mina-Uhink (1957) restringieron esta amplia definición a una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de la sierra La Giganta, donde el último estimó un espesor de 1,200 m. Sin embargo, la primera descripción estratigráfica detallada de la secuencia del CAM fue hecha por McFall (1968) en la región de Bahía Concepción. Este autor reconoció como la base de la serie estratigráfica del CAM a una secuencia de tobas y areniscas cuarzosas que denominó Formación El Salto. Una potente serie de aglomerados andesíticos, intercalados con lavas, tobas y conglomerados que su-

fren la intrusión de cuerpos magmáticos básicos de edad "terciaria" (Formación Pelones), yace sobre esta formación que, a su vez, se apoya directamente sobre un cuerpo granítico. Es importante hacer notar que un simple análisis foto geológico de las geoformas de esta serie andesítica permite observar, de modo claro, la presencia de abundantes diques y filones en enjambre, y que este tipo de estructura no se presenta en las unidades superiores. Sobre las unidades precedentes, yace una potente serie de conglomerados, tobas y algunos horizontes de lavas (formaciones Minitas, Pilares y Hornillas), y en la cima de la secuencia, McFall observó un gran espesor de derrames basálticos intercalados con brechas y aglomerados (Formación Ricason). Lavas basálticas relacionadas con la Formación Ricason (McFall, 1968) fueron fechadas por Gastil y colaboradores (1979), obteniendo una edad K-Ar de 9.5 ± 2.8 Ma (Tabla 1).

Hausback (1984) realizó un estudio detallado de las características estratigráficas del CAM en la región de La Paz y en algunas zonas entre la costa del Golfo y la sierra La Giganta. Este autor introdujo por primera vez la propuesta de que en la porción oriental de la península de Baja California se presenta actualmente un dominio de unidades típicas de facies proximales del arco volcánico. McLean (1988) extendió algunas de las consideraciones interpretativas de Hausback (1984) para la región de Loreto, y confirmó el alcance estratigráfico del CAM mediante algunos fechamientos radiométricos hechos en esta zona.

ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA

La clasificación de las diferentes unidades estratigráficas del CAM es un trabajo difícil, considerando su extensión a lo largo de la península de Baja California, así como por las previsible e importantes diferencias estratigráficas que pueden presentarse durante la evolución de un arco volcánico (Fisher y Schmincke, 1985). En este artículo, se presenta un estudio a semidetalle de las características estratigráficas en diferentes puntos de la sierra La Giganta y de la región de Loreto en el estado de Baja California Sur. Asimismo, se elaboró una serie de columnas estratigráficas compuestas, considerando las diferentes estructuras que presenta la zona de estudio; no se realizó análisis estadísticos de la diversidad del material piroclástico de las unidades estratigráficas de la Svs del CAM.

En la Figura 4, se muestra cuatro columnas estratigráficas compuestas representativas de la zona de estudio, en las cuales se enfatiza algunas posibles características de correlación litológica, de composición química, petrográfica, mineralógica y de sus relaciones genéticas. Con base en criterios puramente descriptivos, se pudo reconocer las siguientes tres unidades estratigráficas importantes en el CAM: (1) Secuencia volcánico-subvolcánica inferior (Svi), (2) complejo filoniano y (3) secuencia volcánico-volcanoclástica superior (Svs).

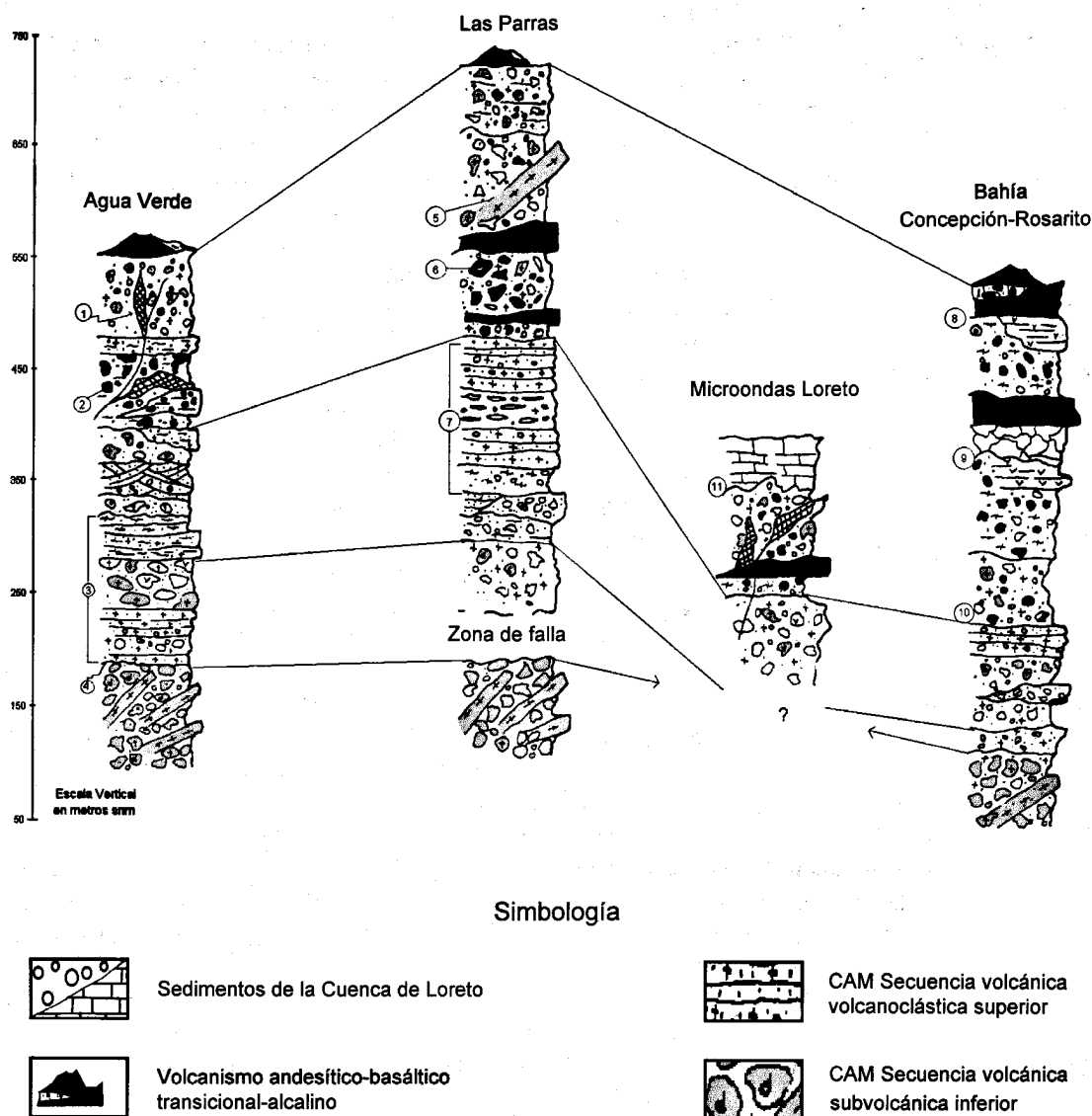


Figura 4. Columnas estratigráficas representativas del CAM en la zona de Loreto-Las Parras-Agua Verde. De la base a la cima: *Secuencia volcánico-subvolcánica inferior* (aglomerados y brechas volcánicas, derrames de lava y presencia frecuente de diques andesítico-dacíticos asociados). *Secuencia volcánico-volcanoclástica superior* (conglomerados y areniscas volcanoclásticas, derrames esporádicos de lava y conglomerados continentales de origen fluvial). 1, Diques basálticos oscuros afíricos, algunas veces con estructura tabular o lopolítica; 2, conglomerados continentales intercalados con capas volcánicas y volcanoclásticas; 3, 7, sucesión de derrames piroclásticos y tobas de caída; 4, 11, discordancia erosional subparalela; 5, tronco del pilón de Las Parras; 6, fragmentos y rocas basálticas con estructura conrecional con núcleo de zeolitas de grandes dimensiones; 8, derrames basálticos de mesetas; 9, derrames basálticos con estructura con forma de "spatter" y fenocristales de olivino; 10, conglomerados volcanoclásticos con fragmentos de basaltos afíricos; 12, derrames basálticos y diques que se introducen y sustituyen la matriz de areniscas y conglomerados de la secuencia volcánica superior.

Secuencia volcánico-subvolcánica inferior (Svi)

La secuencia volcánica inferior (Svi) está formada principalmente por un conjunto de rocas volcánicas y subvolcánicas, generalmente con estructura masiva, constituida principalmente por aglomerados y brechas volcánicas con algunos derrames andesíticos intercalados. En esta unidad, también están presentes enjambres de filones de la misma composición litológica de la matriz y de los litotipos de la roca encajonante.

Los aglomerados y brechas volcánicas presentan variaciones verticales, con una clara tendencia, de la base a la cima,

hacia un dominio piroclástico. En la base, están presentes principalmente aglomerados y brechas autoclásticas y monolitológicas, con una escasa matriz afanítica y con abundantes clastos clasificados pobremente. Algunas veces es difícil diferenciar megascópicamente la matriz de los clastos subvolcánicos. Estos aglomerados son interpretados como el producto de explosiones volcánicas y la expulsión de material volcánico autobrechado.

Hacia la parte superior de esta unidad, cada vez son más frecuentes los aglomerados, brechas y conglomerados, relativamente epiclásticos, con una matriz constituida por arenisca y microbrechas volcanoclásticas, clasificadas pobremente y de

una composición más heterogénea. Los clastos son, en general, fragmentos derivados de derrames de lava, piroclásticos y, en menor proporción, de filones dacíticos. Esta sucesión volcánica es interpretada como una secuencia típica de *debris-flow*.

En todas las rocas de la Svi, es posible encontrar fenocristales magmáticos de piroxeno, anfíbol, algunas veces de plagioclasa y, más raramente, de cuarzo. Sin embargo, en ocasiones, y sobre todo en su parte superior, puede reconocerse los mismos fenocristales parcialmente corroídos mostrando un carácter pirogénico. Por otro lado, las lavas de la Svi están representadas por derrames andesíticos de color gris, verde a rojo, con una textura porfídica y fenocristales de $pl \pm hbl \pm cpx$. Estos derrames están frecuentemente autobrechados.

Los afloramientos de la Svi se presentan relativamente dispersos en la base de la sierra, en el borde continental, así como en Isla del Carmen e Isla San Cosme como remanentes erosionales de altos estructurales. El límite entre las secuencias inferior y superior del CAM es relativamente fácil de reconocer, debido a la clara y espectacular diferencia de estructura y morfología. En algunas zonas (Punta San Cosme, Barranca Naocojoa y en un amplio sector central de la sierra La Giganta) fue posible observar este límite estratigráfico bajo forma de discordancias de erosión subparalela. El espesor de la Svi es variable y, en consecuencia, difícil de estimar. Sin embargo, considerando el desnivel topográfico y su distribución homogénea en la base de la sierra y en los altos erosionales que afloran hacia la parte oriental del escarpe principal del golfo, se estima que pudiera presentar un espesor mínimo de 600 m.

Complejo Filoniano

La presencia de numerosos filones andesítico-dacíticos, aislados y en forma de enjambre, representa el rasgo estratigráfico y geomorfológico más espectacular de la base de la sierra La Giganta. Estos cuerpos filonianos fueron cartografiados y diferenciados en cuatro áreas distintas, de norte a sur (Figura 2): (1) Bahía Concepción, (2) Bahía Agua Verde-Isla San Cosme, (3) Loreto-Las Parras-Isla del Carmen, y (4) Rosarito.

Los filones y diques en estas áreas generalmente son de color gris claro a amarillo y algunas veces oscuro (semiafíricos, Bahía Agua Verde). Presentan longitud variable (hasta 5 km) y espesores entre 1 y 5 m, salvo en casos excepcionales, donde están presentes verdaderos troncos de 1 km de diámetro (Pilón de Las Parras). La forma de los filones es generalmente tabular, de textura porfídica y raramente afanítica, con la presencia esporádica de inclusiones máficas. Algunos grupos de filones se introducen de manera discordante en casi toda la secuencia estratigráfica del CAM, a lo largo de la sierra La Giganta. En la Svi, las rocas que sufrieron la intrusión de estos complejos de filones son generalmente brechas andesíticas, y su relación estructural de intrusión se presenta abrupta, algunas veces gradual, y en algunos casos autobrechada o de chimenea volcánicla brecchada (*breccia pipe*; cerro Picacho). Estas

diferencias en el mecanismo de emplazamiento son coherentes con la estructura petrológica, las variaciones texturales y la composición mineralógica de la roca, y pueden ser interpretadas como el resultado del emplazamiento de diferentes generaciones de filones durante la construcción de la secuencia andesítica del CAM.

Megascópicamente, es posible observar en estas rocas fenocristales bien conservados de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. En algunos filones de composición dacítica, se encontró inclusiones de rocas dioríticas de 20 a 30 cm. Estas inclusiones presentan abundancia de anfíbol y podrían representar una evidencia del equilibrio del anfíbol en la cámara magmática del CAM, ya que su composición mineralógica es análoga a la de algunos filones ricos en anfíbol.

Dataciones de K-Ar (McFall, 1968; Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984) indican una edad de entre 23 y 16 Ma para diferentes tipos de filones (*cf.* Tabla 1). Estas edades corresponden a las más antiguas estimadas para las secuencias andesíticas miocénicas (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984).

Por otro lado, el emplazamiento de los filones presenta, en algunas zonas, una clara tendencia estructural NE-SW (McFall, 1968; Zanchi, 1994), que en ocasiones muestra una relación de fallamiento normal, como se aprecia algunos kilómetros al norte de Loreto (rancho El Saucito y en el cerro El Enjambre), donde se puede observar un filón que fue emplazado en una falla, la cual disloca un importante paquete de rocas piroclásticas pseudoestratificadas. Otro rasgo estructural sobresaliente del complejo filoniano es la presencia de numerosos cuerpos coherentes con una estructura radial en la región de Loreto-Las Parras. Se ha interpretado el origen de esta estructura como magmático-tectónico, relacionado con el CAM (Zanchi, 1994).

Finalmente, además de los productos previamente descritos, es posible diferenciar otro grupo de filones que presenta características litológicas relativamente distintas. Este grupo está constituido por diques que varían de color negro a gris oscuro; son típicamente afíricos, de aspecto máfico y de composición que varía entre andesítica y andesítico-basáltica. Los cuerpos son tabulares, bien preservados y, al parecer, fueron menos afectados por la deformación tectónica del sistema transcurrente NW-SE, lo cual podría indicar un emplazamiento relativamente tardío en relación con el primer grupo de filones descrito previamente. Otro elemento que podría apoyar esta interpretación lo da su relación estratigráfica, ya que en todos los casos se les ha observado afectando a una serie de unidades clásticas y conglomeráticas de la secuencia superior (Svs) del CAM.

Secuencia volcánico-volcanicla superior (Svs)

La Svs está constituida por una potente sucesión de rocas volcániclas, principalmente conglomerados y brechas, productos piroclásticos consolidados (tobas) y mal consolidados (tefra), lahares, derrames de lava andesíticos esporádicos

y conglomerados continentales de origen fluvial. Su estructura generalmente se presenta mejor estratificada que la Svi, pero también se muestra fuertemente dislocada. Están presentes abundantes niveles masivos con estratificación incipiente, con intercalaciones de areniscas volcanoclásticas con gradación normal y cruzada raramente. Su morfología estratiforme caracteriza el paisaje clásico de la porción superior de la sierra La Giganta y del gran escarpe oriental (*wrench scarpment*; Hausback, 1984), en la región centrooriental de Baja California Sur.

Desde el punto de vista litológico, la Svs presenta una notable diferencia con la Svi, pues generalmente muestra una asociación de fragmentos de roca volcánica, vidrio y de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y oxihornblenda. Las rocas son de origen piroclástico y algunas veces epiclástico. La matriz está constituida por clastos que varían de microscópicos a submicroscópicos de composición similar, aunque muestra una mayor proporción de vidrio, arcillas y contenidos más altos de sílice.

El espesor de la Svs es también variable y, con base en la observación del desnivel topográfico de las columnas estratigráficas (Figura 4), se estima que podría presentar un espesor mínimo de 800 m. Por otro lado, se logró diferenciar al menos las siguientes subunidades de depósito que señalan importantes cambios durante la actividad volcánica tardía del CAM: (A) areniscas y microbrechas volcánicas (*debris-flow*; facies medio-proximales); (B) aglomerados y depósitos piroclásticos de caída (*ash-fall tuff*); (C) conglomerados y areniscas volcanoclásticas \pm derrames piroclásticos; (D) conglomerados, areniscas y limolitas mal consolidadas, con fragmentos ampliamente monolitológicos de composición máfica y afíricos; y (E) conglomerados polimícticos de tipo continental-fluvial mal consolidados.

Las subunidades del Svs representan la máxima actividad volcánica del CAM, la cual muestra además un carácter explosivo. Las subunidades A, B y C (Figura 4) muestran una sucesión volcánica que refleja el inicio del desarrollo gradual de la superestructura del CAM. La subunidad A muestra en parte una composición relativamente semejante a la descrita para la Svi, pero se diferencia por presentar hacia la parte superior un incremento gradual de la proporción de la matriz de origen epiclástico, hasta el punto en que algunas ocasiones ésta se hace dominante en proporción a los fragmentos, pasando gradualmente a la tipología física de las subunidades B y C. Por su parte, se distingue a estas subunidades por la aparición de una serie de depósitos piroclásticos con matriz vítrea, derrames ignimbríticos (*ash-flow tuff*) y depósitos piroclásticos de caída (*ash-fall tuff*) esporádicos, así como algunos derrames de lava (rancho El Saucito) intercalados con las brechas piroclásticas. Esta secuencia se verifica algunas veces de modo gradual (zona de Agua Verde) y en algunos casos se presenta en forma de repeticiones, como en la zona de Las Parras.

La subunidad D está caracterizada por conglomerados y areniscas con matriz limolítico-arcillosa mal consolidada. Su textura se distingue porque presenta los clastos mejor seleccionados

que en las unidades A-C. Esta subunidad también se distingue porque muestra un incremento gradual de clastos de rocas oscuras, de textura afírica, de composición andesítico-basáltica.

La aparición gradual de estos clastos máficos, dentro de la estratigrafía superior del CAM, reviste particular importancia, debido a que representan un litotipo volcánico de composición máfica, relativamente diferente al volcanismo común del Svi y de los niveles inferiores del CAM. Este volcanismo presenta mayor afinidad física y química con las diferentes lavas oscuras que yacen discordantemente sobre la misma subunidad D y la subunidad E (zona de Agua Verde y torre de microondas de Loreto). En la cima del cerro de la torre de microondas de Loreto se fechó, por el método de K-Ar (McLean, 1988), una colada andesítica de composición análoga a estos derrames de lava y se obtuvo una edad de 14.9 ± 0.9 Ma.

Finalmente, la cima de la Svs³⁴ del CAM está caracterizada por una serie de conglomerados polimícticos de origen fluvial (subunidad E) y de sedimentos de origen lacustre (Mesa San Luis) interdigitados con niveles piroclásticos delgados (1-2 m) de las subunidades C y D. Esta sucesión estratigráfica en la cima del Svs se interpreta como una fuerte evidencia de la formación de potentes cuencas endorreicas y abanicos detríticos contemporáneos a las últimas manifestaciones volcánicas del CAM. Por otro lado, las subunidades C, D y E algunas veces sufren intrusión y son parcialmente sustituidas en su borde de contacto por el emplazamiento de filones oscuros, afíricos, de composición andesítico-basáltica (Figura 4), y raramente por filones de composición dacítica.

PETROGRAFÍA Y COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS MINERALES

La composición química de los fenocristales y microlitos de un amplio grupo de lavas y filones del CAM se muestra en los diagramas de la Figura 5. En la Tabla 2 se incluye análisis representativos de los fenocristales.

La plagioclasa es la fase mineralógica más abundante en toda la secuencia del CAM; puede constituir del 50 al 90% de los fenocristales presentes en las lavas y cristales en la matriz. Generalmente muestra forma hipidiomórfica-tabular, con maclado tipo albita o polisintético, y puede alcanzar dimensiones de hasta 2 cm. Su composición varía de An₇₀-An₄₅ (Figura 5, b), pasando de una típica labradorita-bytownita, a una andesina. En algunos derrames de lava, y en particular en los filones y lavas afíricas, es común encontrar una fuerte zonación inversa, con núcleos que muestran un borde de corrosión con inclusiones de vidrio y piroxeno, seguido por el crecimiento de un borde con altos contenidos anortíticos.

Los fenocristales de clinopiroxenos se presentan generalmente idiomórficos, con maclado y algunas veces con zonación normal e inversa. Su composición química es notoriamente augítica (Figura 5, a), aunque muestran impor-

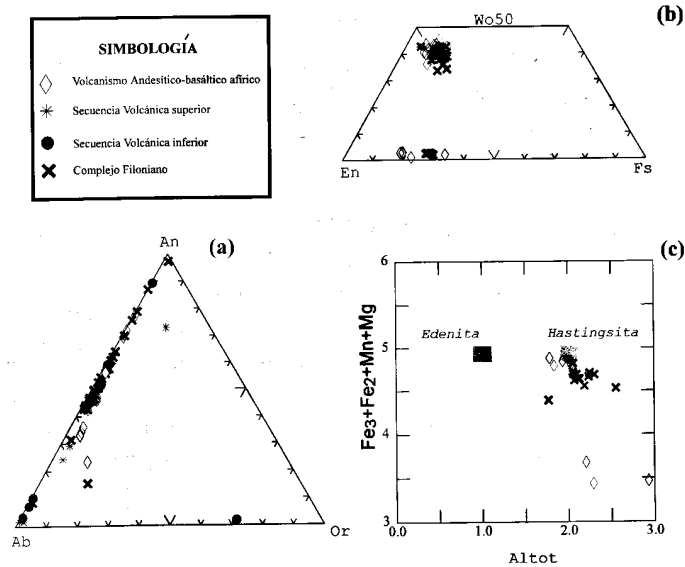


Figura 5. Diagramas que muestran las variaciones en la composición de los feldspatos (a), piroxenos (b) y anfíboles (c) de las rocas volcánicas del CAM. Los feldspatos y piroxenos muestran variaciones relativas con las diferentes unidades estratigráficas de la base a la cima.

tantes contenidos de magnesio. Los fenocristales de ortopiroxenos se presentan también perfectamente euhedrales, de color rosado a neutro y de relieve alto. En algunos derrames de lava andesítico-basáltica, es posible observar núcleos de ortopiroxeno con sobrecrecimientos incipientes de clinopiroxeno.

El anfíbol se presenta generalmente en fenocristales, y raramente en la matriz. Es fuertemente pleocroico, de color verde y algunas veces rojizo-anaranjado (oxihornblenda). La composición química del anfíbol pertenece netamente a la serie de la hornblenda, y casi siempre corresponde a una Mg-hastingsita (Figura 5, c). En las lavas volcánicas y subvolcánicas, es común encontrar un anfíbol con un borde de oxidación (*opacite*). La composición de este borde es variable, pasando de una típica ulvo-espínela, clinopiroxeno, a un anfíbol empobrecido en magnesio y en FeO, y un enriquecimiento en aluminio (anf2; Tabla 2).

La biotita es una fase poco común en los derrames de lava del CAM en esta región. Esta fase fue observada sólo en algunos derrames de lava y en algunos filones de la región de Rosarito. Por el contrario, su presencia es recurrente en las tobas y areniscas volcánicas de la Svs, donde se presenta siempre con un carácter autigénico. Finalmente, es común encontrar una serie de óxidos en la matriz y en fenocristales. Su composición corresponde generalmente a una titanomagnética.

Desde el punto de vista petrográfico y de la composición química de las diferentes fases mineralógicas de las rocas andesíticas del CAM de la región de Loreto-Las Parras, es posible reconocer una notable variación progresiva, de la base a la cima, de tres categorías distintas de andesitas: (1) andesitas silíceas con textura porfídica, predominio de plagioclasa con valores de An₇₀ y clinopiroxeno rico en calcio; (2) andesitas y dacitas con plagioclasa con An₄₅ y coexistencia variable de

Tabla 2. Análisis químicos representativos de feldspatos, biotita, anfíboles, clinopiroxenos, ortopiroxenos y óxidos de diferentes derrames de lava y rocas piroclásticas del CAM.

	Opx	Cpx	Plg	Plg	Anf-1	Anf-2	Oxi	Bt
	bj3	bj3	pe19	co3	bj3	bj3	co5	pe6
SiO ₂	52.43	50.66	49.60	55.67	41.89	42.29	0.31	39.02
TiO ₂	0.15	0.45	0.00	0.11	2.45	2.58	23.06	5.16
Al ₂ O ₃	2.65	2.87	31.30	27.73	12.03	16.83	0.39	12.96
Fe ₂ O ₃	0.00	5.30	0.71	0.80	10.77	0.00	23.15	10.30
FeO	15.31	4.45	0.00	0.30	2.18	14.04	50.68	3.71
MnO	0.41	0.25	0.00	0.00	0.12	0.14	1.38	0.34
MgO	29.80	16.38	0.00	0.10	15.43	7.78	0.39	15.93
CaO	0.51	20.16	14.38	9.74	11.53	13.07	0.10	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	3.39	5.59	2.50	2.33	0.00	0.34
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.39	0.47	0.52	0.00	7.11
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	2.10	2.02	0.00	4.15
Total	101.26	100.87	99.52	100.43	101.47	101.60	99.46	99.02
Si	1.874	1.884	2.271	2.503	5.988	6.281	0.012	2.817
Ti	0.004	0.013	0.000	0.004	0.263	0.288	0.652	0.280
Al	0.112	0.126	1.689	1.470	2.027	2.946	0.017	1.103
Fe ₃	0.000	0.148	0.024	0.270	1.159	0.000	0.655	0.560
Fe ₂	0.458	0.138	0.000	0.011	0.260	1.744	1.594	0.224
Mn	0.013	0.008	0.000	0.000	0.014	0.018	0.044	0.021
Mg	1.587	0.908	0.000	0.007	3.288	1.722	0.022	1.714
Ca	0.019	0.803	0.706	0.469	1.766	1.760	0.004	0.000
Na	0.000	0.000	0.301	0.487	0.693	0.671	0.000	0.048
K	0.000	0.000	0.008	0.022	0.086	0.098	0.000	0.655
H	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000	2.000	0.000	2.000

anfíbol ± clinopiroxeno; y (3) brechas y areniscas volcánicas de composición dacítico-riolítica, con clastos de fenocristales y líticos epiclásticos provenientes de unidades litológicas inferiores, en coexistencia con anfíbol y biotita autigénicos, solidificados en una matriz vítrea o, bien, subcristalina.

Otra característica petrográfica importante en las diferentes unidades del CAM es la distribución bimodal persistente de la composición de los fenocristales, la cual podría sugerir un proceso normal de cristalización fraccionada, variando sus productos andesíticos de menos a más silíceos. Sin embargo, una importante diferencia petrográfica y de composición está constituida por el grupo de filones oscuros y afíricos de la zona de Agua Verde, y por las lavas de la torre de microondas de Loreto y de Bahía Concepción. La diferencia radica esencialmente en la aparición del ortopiroxeno rico en magnesio (hiperstena; Figura 5, a), en coexistencia con el clinopiroxeno y

un anfíbol característico que muestra un borde opacítico en contacto con una matriz holocristalina. Algunos filones de este grupo pueden presentar inclusiones de vidrio y de fragmentos líticos de composición diversa en la matriz. Es probable que estas inclusiones representen fragmentos derivados de unidades inferiores durante un ascenso relativamente rápido.

La Svi, de acuerdo con su posición estratigráfica, tiende naturalmente a presentar lavas correspondientes a la primera categoría de andesitas; sin embargo, no es raro encontrar también andesitas ácidas sólo con anfíbol como fenocristal máfico. Los diferentes filones presentes en los niveles inferior y medio del CAM presentan una amplia gama de composición, por lo que es posible encontrar las tres categorías de andesitas. La textura y el tamaño de grano de todo el complejo de filones reflejan un origen volcánico y subvolcánico, con una asociación mineralógica similar a las lavas andesíticas asociadas. Sin embargo, una notable excepción la constituyen los filones de la zona de Rosarito y algunos del complejo Loreto-Las Parras (arroyo de Gua), los cuales presentan una composición dacítico-riolítica, con la presencia de biotita marcando un claro enriquecimiento de potasio en la roca.

GEOQUÍMICA

Los trabajos previos que han publicado análisis geoquímicos del CAM corresponden en su mayoría a muestras de Baja California Norte (Gastil *et al.*, 1975, 1979; Saunders *et al.*, 1987; Martín-Barajas *et al.*, 1995) y a algunas muestras de andesitas e ignimbritas de la región de La Paz (Hausback, 1984). Hasta el momento, únicamente un análisis del CAM proveniente de la región de Loreto fue presentado por Gastil y colaboradores (1979).

La geoquímica de las rocas relacionadas con el CAM del presente artículo corresponde a la selección de más de 100 muestras que fueron recolectadas en la región de Loreto-Las Parras (Tabla 3) y sólo algunas en el área de La Paz. El criterio de muestreo consistió en localizar derrames de lava aislados, o bien asociados a una serie de domos que fueron identificados durante la cartografía. También fueron muestreados numerosos filones volcánicos y subvolcánicos, teniendo en consideración su posición estratigráfica. En la Figura 2 se muestra la ubicación de ocho localidades diferentes que fueron seleccionadas para ilustrar los resultados de los análisis geoquímicos, con los cuales se construyó sucesivamente diagramas separados para dar mayor claridad a su interpretación:

Localidades 3 y 5: Lavas de composición andesítico-dacítica con fenocristales visibles de $pl+hbl+cpx$, que podrían corresponder a los niveles inferiores de la Svs. Algunas de las muestras de estos derrames de lava corresponden a una muestra, fechada por McLean (1988) por el método de K-Ar, con una edad de 14.9 ± 5 Ma, en la región de Loreto, y a una muestra de 16.1 ± 5 Ma, fechada por Bigoggero y colaboradores (1987) en la Isla Coronados.

Localidades 4 y 6: Domos volcánicos, reconocidos en los alrededores de Loreto y en el área del cerro La Víbora y Santa Rosa.

Localidad 7: Derrames de lava aislados y de poco espesor; son los más recientes al interior del CAM y se presentan intercalados con las subunidades C y D de la Svs.

Localidad 2: Corresponden a coladas muestreadas en el área de Puerto Escondido, que fueron interpretadas como partes de la secuencia lávica posterior al CAM.

Los derrames de lava muestreados, infortunadamente, no presentan siempre una continuidad estratigráfica clara y, para extender regionalmente las consideraciones que aquí se presenta, se requeriría de un trabajo de mayor detalle. Se cree, sin embargo, que representen una primera contribución descriptiva para la comprensión de la evolución del CAM.

El total de los datos geoquímicos de los productos del CAM cubre una amplia gama de productos, desde riolita hasta basalto. En el diagrama Na_2O+K_2O vs. SiO_2 (Figura 6), las muestras del CAM presentan un carácter subalcalino, de acuerdo con el límite propuesto por Irvine y Baragar (1971), y se mantienen en el límite entre subalcalino-alcalino en el diagrama propuesto por LeBas y colaboradores (1986). Únicamente algunas muestras de lavas del CAM y de un amplio grupo de diques entra en el campo alcalino, de acuerdo con ambas clasificaciones.

Las relaciones de FeO^*/MgO en relación con el SiO_2 están alineadas y no consignan un incremento notable durante la diferenciación, aunque algunas muestras están graficadas directamente en el campo toleítico en el diagrama de Miyashiro (1974; Figura 6). Si se compara el diagrama de la Figura 6 con el de la Figura 7, es posible observar una correlación directamente proporcional entre los radios de FeO^*/MgO y Al_2O_3 y Na_2O . Esta correlación se comprueba, en forma aún más notable, en las muestras que presentan contenidos similares de SiO_2 .

Por su parte, el comportamiento de los datos de tierras raras (REE) de las mismas muestras indica un enriquecimiento notable en los valores normalizados a condrita (*chondrite-normalized*) en algunos derrames de lava y en los domos volcánicos (Figura 8). En particular, el La muestra un sensible incremento de sus valores en las muestras de composición andesítica en el intervalo 56-63% de SiO_2 . Sin embargo, este enriquecimiento decrece gradualmente a partir del La y el Er, y se presenta generalmente atenuado a partir del Er y el Yb. El enriquecimiento de las tierras raras se presenta también en los diques analizados. Por su parte, los valores de las razones entre tierras raras intermedias y tierras raras pesadas ($MREE/HREE$) decrecen o no presentan cambios notables durante el proceso de diferenciación.

Otra característica general de la composición de las andesitas del CAM consiste en que muestran valores relativamente altos de Al_2O_3 y bajos de TiO_2 (contenidos >17 y alrededor de 1%, respectivamente). Se muestra los valores de los elementos en indicios en los diagramas de la Figura 9 (*spidergrams*), utilizando valores de normalización del manto primordial de Wood (1979). En estos diagramas es posible apreciar cómo todas las muestras analizadas tienen valores

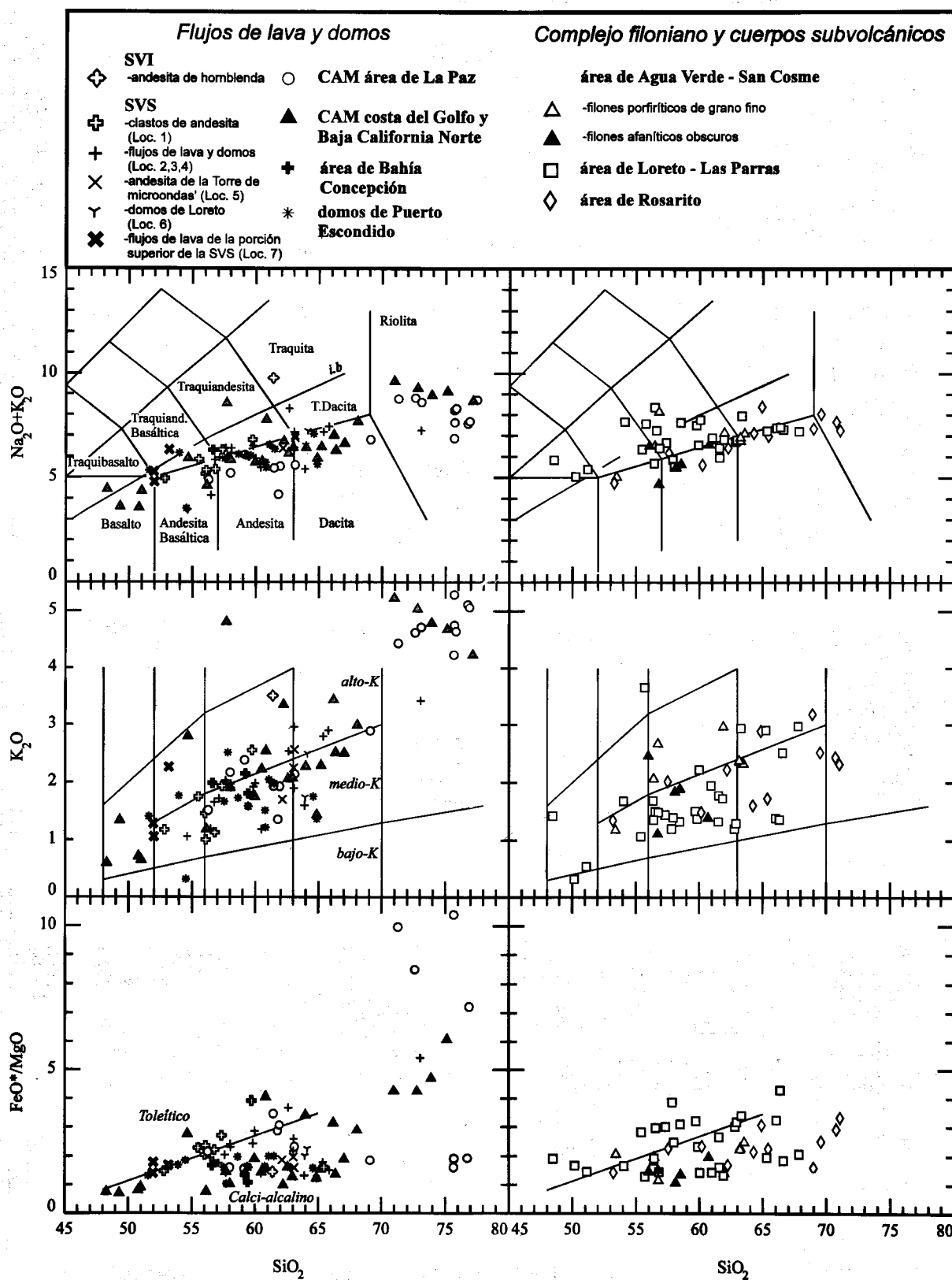


Figura 6. Diagramas de clasificación para derrames de lava, filones, cuerpos subvolcánicos y domos volcánicos del CAM. Todos los datos corresponden a este estudio, excepto los análisis del CAM de la Baja California Norte y la región continental (Gastil *et al.*, 1975, 1979; Saunders y colaboradores, 1987). La línea transversal del diagrama Na₂O+K₂O vs. SiO₂ de LeBas y colaboradores (1986) representa el límite alcalino/subalcalino de Irvine y Baragar (1971). El diagrama K₂O vs. SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976). La línea FeO* (Fe_{total} = FeO)/MgO vs. SiO₂ representa el límite entre la composición toleítica y calcialcalina (Miyashiro, 1974). Todos los datos fueron recalculados al 100%.

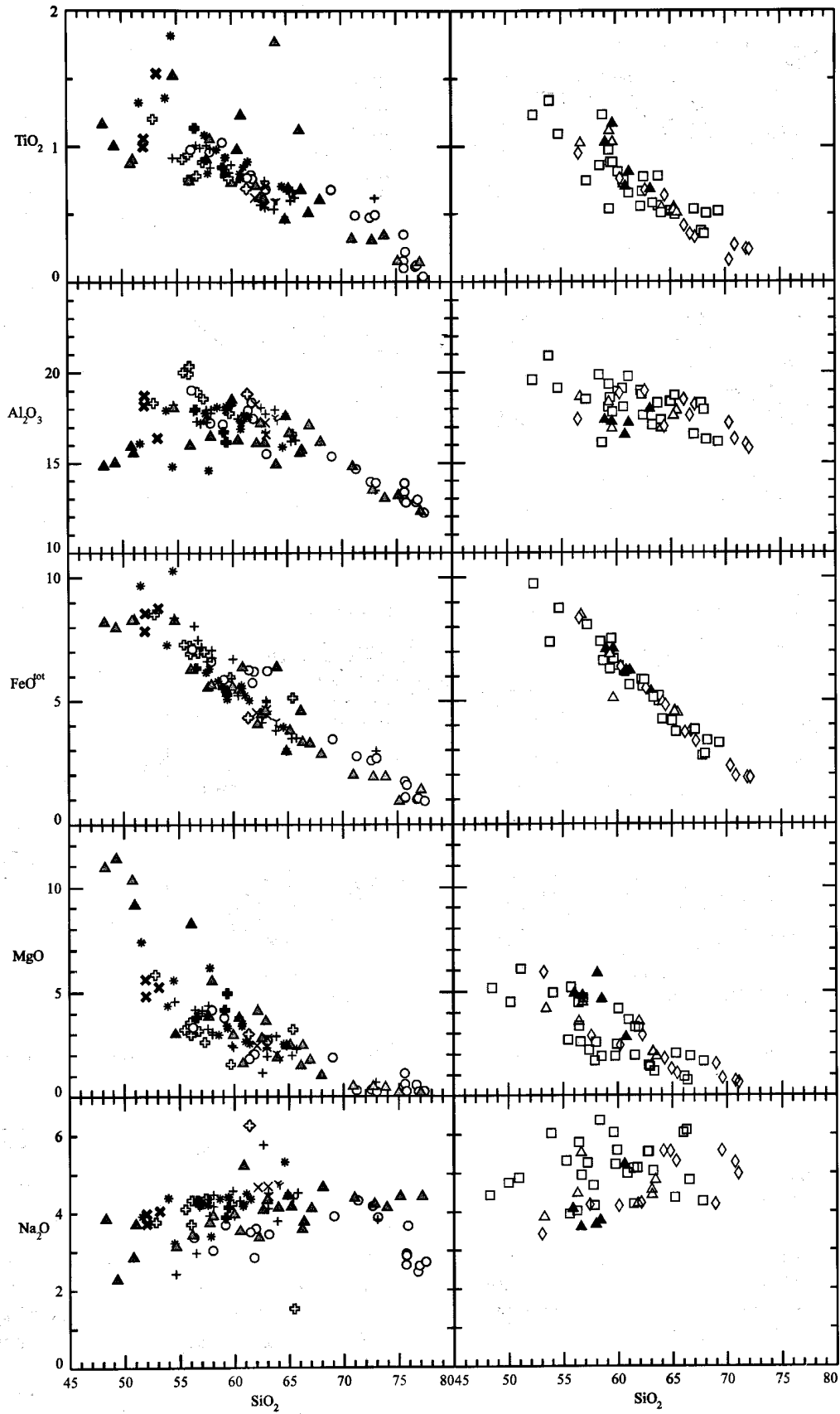


Figura 7. Diagramas de Harker de elementos mayores de muestras del CAM. Véase clave y símbolos en la Figura 6.

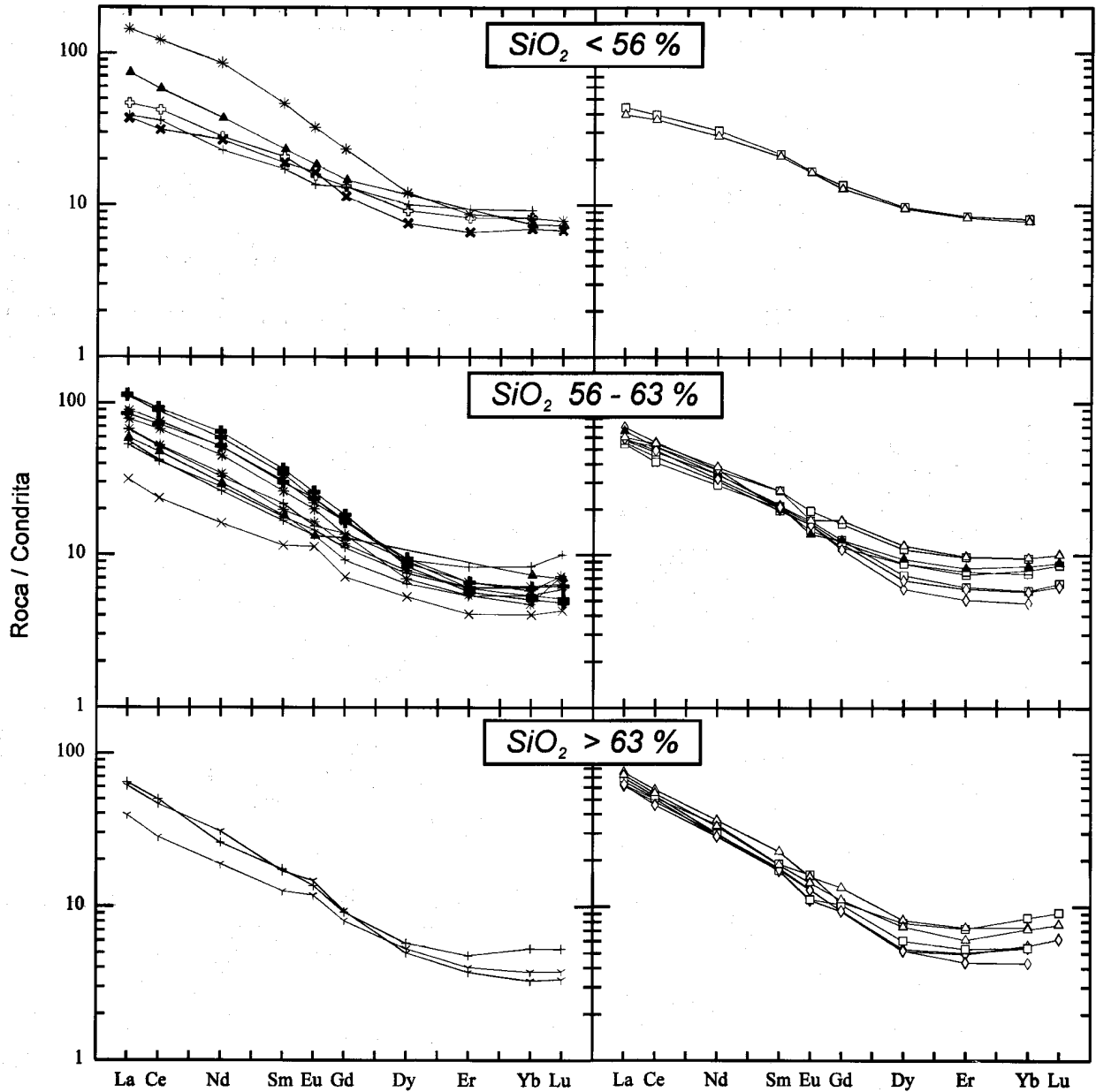


Figura 8. Diagrama de los patrones de tierras raras (REE) de muestras del CAM, normalizados con las condritas. Las muestras fueron agrupadas de acuerdo con su contenido de SiO_2 .

bajos de Nb y Ti, así como un sensible enriquecimiento de LILE y LREE en relación con HFSE y HREE. Este comportamiento homogéneo significa que todas las muestras mantienen una afinidad típica de arco magmático u "orogénico" en el sentido de Gill (1981).

Otra característica que se puede observar en casi todas las muestras del CAM analizadas (excepto algunas de la zona de Agua Verde), consiste en que presentan valores altos de Sr en relación con los de LREE (Figura 9).

Otra diferencia del comportamiento del *trend* geoquímico del CAM, es la composición de las lavas y filones afíricos, asignados por sus características estratigráficas y petrográficas a los niveles superiores del CAM. En la Figura 6, en el diagrama

de LeBas y colaboradores (1986), se presenta en el campo basáltico-andesítico con contenidos bajos de sílice y medios de K. En el diagrama de Irvine y Baragar (1971), entra en el campo toleítico.

Con base en la petrografía, en los valores de elementos mayores y de elementos en indicios obtenidos en este estudio, puede suponerse que en el CAM se llevó a cabo generalmente un proceso de cristalización fraccionada a baja presión, fragmentándose la plagioclasa + clinopiroxeno con reducidas cantidades de magnetita \pm hornblenda, a partir de un magma parental básico. La presencia de diferentes valores de los ratios de FeO^*/MgO y la correlación positiva correspondiente a los valores de Al_2O_3 y de Na_2O , podrían ser explicadas presupo-

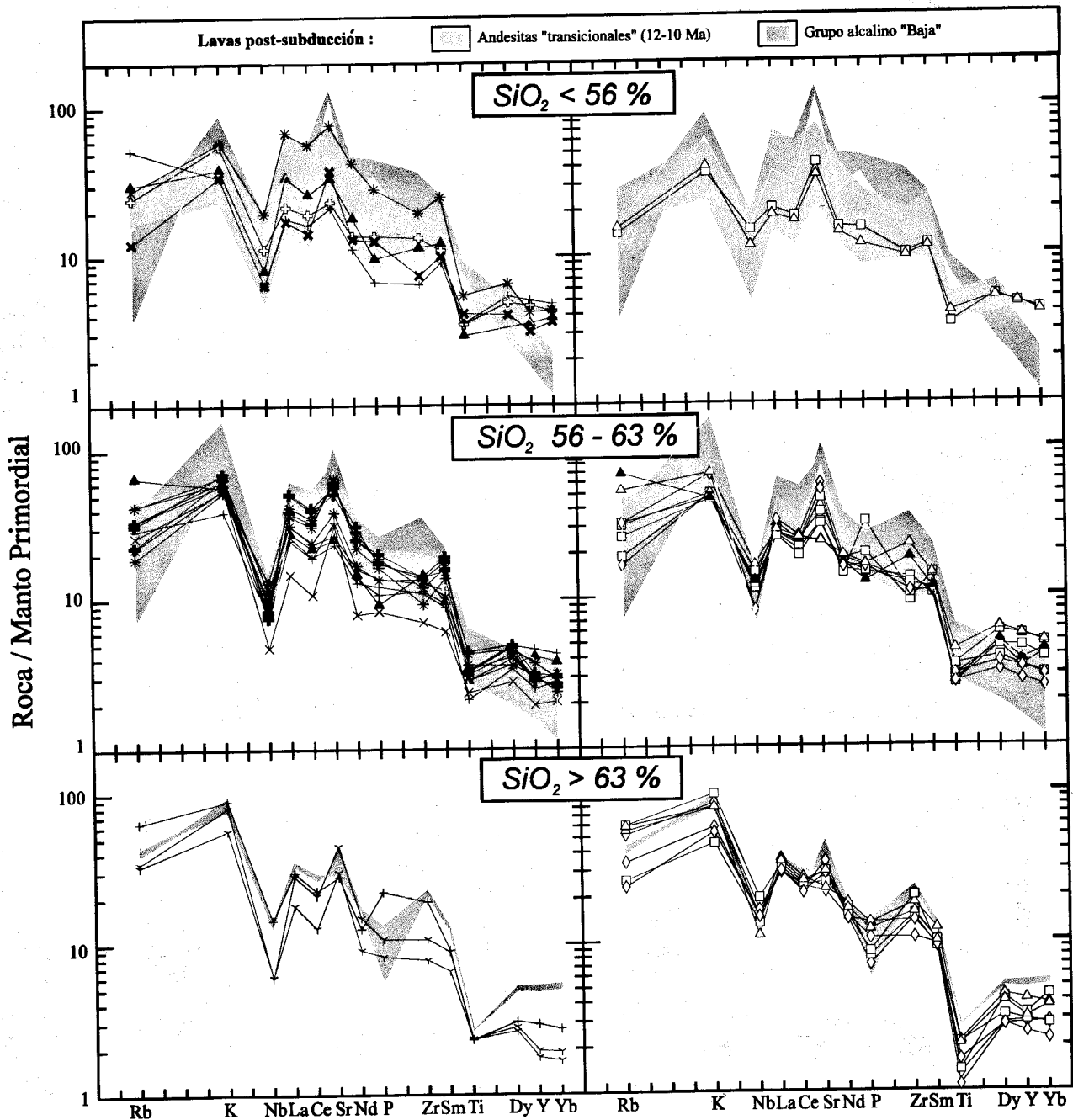


Figura 9. Diagramas de los elementos en índices de muestras del CAM normalizados al manto primordial (Wood, 1979). Las muestras fueron agrupadas de acuerdo con su contenido de SiO_2 .

niendo la presencia de diferencias relativas en el contenido del H_2O (y de $f\text{O}_2$) en el magma, afectando de este modo la cristalización del anfíbol y de la magnetita. Por otro lado, estas diferencias podrían explicarse por la cristalización fraccionada de olivino + clinopiroxeno, a presión intermedia, antes de la plagioclasa. Estos datos sugieren la posible existencia de más de un tipo de magma basáltico, o bien de diferentes niveles de fraccionamiento en la cámara magmática.

Si se planteara la hipótesis de un magma basáltico común, como el magma básico parental del CAM, las variaciones

en composición entre las andesitas no podrían ser fácilmente explicadas sólo en función de un simple grado diferente de cristalización fraccionada. Por ejemplo, en las muestras con Mg# entre 50 y 60, la relación de K/Rb presenta valores de >800 a <200 (Tabla 3). El fraccionamiento del anfíbol fue seguramente un elemento que hizo variar sensiblemente los valores de estos ratios pero, considerando el intervalo de los valores, por sí solo representa una alternativa irreal. Los presentes autores concluyen que las diferencias de Sr y de las relaciones de K/Rb y LREE/HREE podrían estar relacionadas

con una serie de variaciones primarias de la composición del magma parental.

SUMARIO Y DISCUSIÓN

El cinturón andesítico miocénico fue producido por un proceso de subducción en el noroeste de México, entre 24 y 12 Ma. En este intervalo, ocurrieron trascendentales cambios geodinámicos entre la placa de América del Norte y la placa oceánica del Pacífico (Mammerickx y Klitgord, 1982). Si se limita la discusión a las observaciones estratigráficas y petrológicas hechas en la región de Loreto-Las Parras, es posible resumir la sucesión estratigráfica del CAM, en tres episodios principales:

1. El primer evento consistió en la formación de una secuencia andesítico-dacítica representada por derrames de lava y brechas volcánicas autoclásticas, actualmente expuestas en la base de la sección del CAM. En esta fase inicial, también se llevó a cabo el emplazamiento de un complejo de diques dispuesto predominantemente en enjambre. Para este complejo de filones, se ha reconocido una relación genética relativamente polifásica; sin embargo, hasta el momento no se cuenta con suficientes datos estructurales y geocronométricos, que permitan correlacionar su emplazamiento con algún evento tectónico contemporáneo.
2. Posteriormente, se acumuló un espesor potente de depósitos, principalmente piroclásticos, con intercalaciones de derrames de lava, brechas piroclásticas, así como el emplazamiento de una serie de domos dacítico-andesíticos. Esta fase corresponde a la actividad principal del arco volcánico del CAM; durante esta etapa, en algunas áreas se registró un volcanismo explosivo representado por depósitos piroclásticos ricos en anfíbol \pm biotita, así como por sedimentos producto de una autodestrucción precoz de las primeras unidades estratigráficas. El ocaso de este evento geológico puede correlacionarse con una regresión en la composición de los productos magmáticos, sugerida por la aparición de diques y derrames de lava andesítico-basálticos de textura afírica. Estos derrames generalmente tienen espesores delgados y una extensión superficial muy localizada, lo cual sugiere un estilo de erupción del tipo de fisura y la presencia de un evento distensivo contemporáneo a su emplazamiento.
3. El tercero y último episodio del CAM se caracterizó por el desarrollo repentino de conglomerados asociados a abanicos aluviales (*fanglomerates*), acumulados en cuencas endorreicas. El estilo morfoestructural del CAM para este momento, probablemente estaba dominado por edificios volcánicos grandes, pertenecientes a un arco volcánico maduro, disectado parcialmente por una serie de fallas de extensión.

El desarrollo del último episodio del CAM reviste particular importancia, porque presupone una transformación notable de un régimen dominado por volcanismo a uno en que se asociaron volcanismo, erosión y sedimentación. Por otra parte, las subunidades D y E de la Sv_s, relacionadas con esta transi-

ción, se correlacionan cronológicamente con un cambio en la composición de los productos magmáticos del CAM.

En la Figura 10 se muestra las variaciones de La/Yb, de K/Rb y de Sr en relación con SiO₂ de los diferentes litotipos del CAM reconocidos en este trabajo, graficados junto a los datos compilados por otros investigadores (Gastil *et al.*, 1975, 1979; Saunders *et al.*, 1987; Rogers y Saunders, 1989; Sawlan, 1991; Hausback, 1984). En los mismos diagramas, están representados los campos de variación de lavas del grupo alcalino de subducción posterior ("bajaítes") y de las andesitas "transicionales" de subducción posterior (Sawlan y Smith, 1984).

El incremento notable de las relaciones de Sr y de K/Rb en el volcanismo "transicional", y en particular en el volcanismo típico de postsubducción, ha sido señalado por diferentes autores (Sawlan y Smith, 1984; Saunders *et al.*, 1987; Sawlan, 1991; Bigioggero *et al.*, 1987, 1995). Sin embargo, vale la pena resaltar en estos diagramas el comportamiento diferencial de los derrames de lava de las diferentes unidades estratigráficas del CAM y, en particular, de los derrames de la porción superior de la Sv_s (domos de Puerto Escondido [localidad 7] y de Loreto [localidades 4 y 6]), de los clastos de andesita y, finalmente, de las lavas del área de Bahía Concepción. Las muestras correspondientes a estas unidades tienden a agruparse parcialmente en el campo del grupo volcánico "transicional"; distinguiéndose en forma clara de los datos del complejo de filones y de los cuerpos subvolcánicos, los cuales se agrupan en modo consistente con las andesitas típicas del CAM consignadas en la bibliografía y en este artículo.

De esta manera, se encontró que las variaciones litológicas de las unidades del CAM están relacionadas estrechamente con su posición estratigráfica, y muestran una correlación directa con el comportamiento geoquímico diferencial de los derrames de lava. Es probable que la variación de mayor importancia esté representada por la transición de los conglomerados y brechas monolitológicas de las subunidades D y E de la Sv_s; de hecho, las relaciones estratigráficas de los derrames de lava inherentes a estas subunidades revelan un estilo de erupción y una extensión superficial relativamente diferentes a los de las demás unidades del CAM.

Un problema de consideración lo constituyen la distribución regional de las unidades litoestratigráficas y la correlación de las variaciones petrológicas y estratigráficas del CAM reconocidas en este estudio. En parte, debido a las variaciones litológico-estratigráficas que tuvieron lugar durante la evolución de la sucesión volcánica del CAM, pero, sobre todo, debido a la escasa información específica en otras zonas de estudio.

Durante el Mioceno, diversos autores han señalado importantes diferencias en la dinámica de los procesos de sedimentación y volcanismo, entre el paleomargen occidental y la región oriental del CAM (Mina-Uhink, 1957; Colletta y Angelier, 1983; Applegate, 1986; Smith, 1991; Delgado-Argote *et al.*, 1992). Las diferencias geológicas entre ambos márgenes se hicieron aún más notables durante el Mioceno tardío, entre

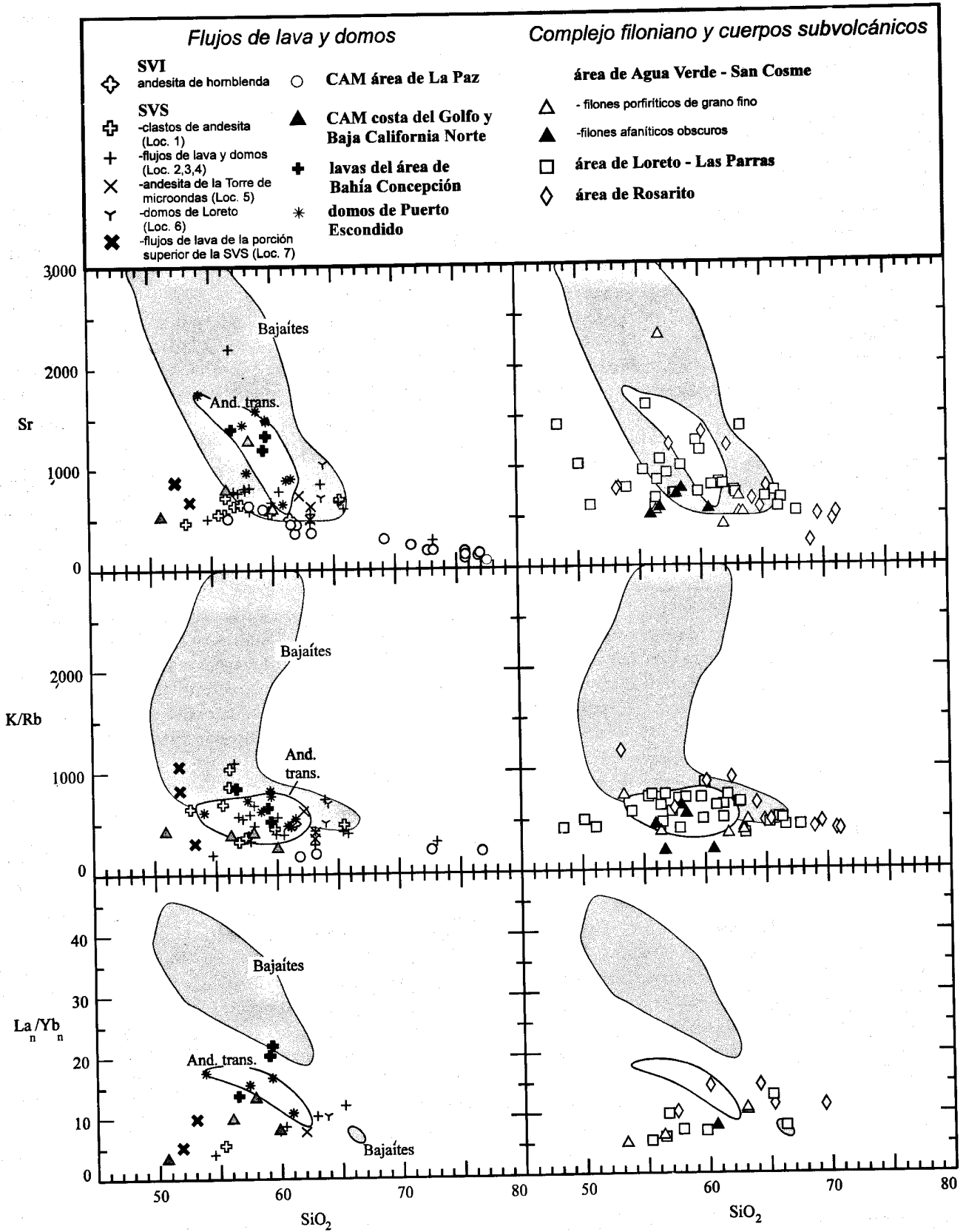


Figura 10. Comparación química entre los productos del cinturón andesítico miocénico, el volcanismo "transicional" y el volcanismo típico de postsubducción. Los datos fueron tomados de Sawlan (1991), Saunders y colaboradores (1987), Rogers y Saunders (1989), y datos originales de este artículo. Los datos del CAM fueron tomados de este artículo; de Gastil y colaboradores (1975, 1979) y de Hausback (1984). Todos los datos fueron normalizados al 100% antes de ser graficados. Las tierras raras fueron normalizadas con las condritas.

16 y 12 Ma (Karig y Jensky, 1972; Angelier *et al.*, 1981; Sawlan, 1991). Se ha interpretado esta transformación como causada por la formación de un alto morfoestructural en la porción central del CAM, y contemporánea de la fase inicial del proceso de extensión del proto-Golfo ("abombamiento cortical"; Sawlan, 1991).

El desarrollo progresivo de un alto morfoestructural hipotético asociado a un sistema de fallamiento vertical, el cual se estima se haya realizado entre 17 y 14 Ma ("detachment"; Gastil y Fenby, 1991), dio como consecuencia, según Sawlan (1991), la transformación gradual del paisaje morfológico en la porción central del CAM, y una diferenciación regional de la distribución del volcanismo de subducción tardío del CAM y del volcanismo basáltico-andesítico "transicional" alto en K. Esta hipótesis podría también explicar las variaciones notables entre las subunidades D y E de la Sv5 y del límite superior del CAM. En efecto, la estructura correspondiente a las últimas manifestaciones del volcanismo del CAM, observadas en la región de Loreto-Las Parras, puede estar relacionada con diferentes rasgos estratigráfico-estructurales: (1) una discordancia erosional relacionada con la dislocación vertical; (2) la intercalación de derrames de lava, conglomerados continentales y, en ocasiones, (3) la intercalación con una serie de depósitos lacustres, lahares, o bien piroclásticos contemporáneos.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se efectuó con fondos MURST 40% (titular, A. Gregnanin), y gracias al convenio académico entre la Universidad de Milán (Italia) y la Universidad Michoacana (México). Agradecemos a A. Montrasio por su colaboración en el trabajo de campo; a Dante Morán-Zenteno, S. Chiesa y A. Zanchi por la revisión crítica del primer manuscrito, así como a R. Gordon Gastil y a José Jorge Aranda-Gómez, quienes enriquecieron con críticas y correcciones la última versión de este artículo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G.J., y McDowell, F.W., 1993, Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1435-1444.
- Albee, A.L., y Ray, Lily, 1970, Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulphates: *Analytical Chemistry*, v. 42, p. 1408-1414.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; y Salas, G.P., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, in Crittenden, M.D.; Coney, P.J.; and Davis, G.H., *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir*, v. 153, p. 269-283.
- Angelier, J.B.; Colletta, Bernard; Chorowicz, Jean; Ortlieb, Luc; y Rangin, Claude, 1981, Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortés, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 347-357.
- Applegate, S.P., 1986, The El Cien Formation—strata of Oligocene and early Miocene age in Baja California Sur: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 6, núm. 2, p. 145-162.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1986, Reconocimiento geológico de las islas Espíritu Santo y La Partida, Baja California Sur: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 6, p. 103-116.
- Atwater, Tanya, 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513-3536.
- Axen, Gary, 1995, Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States: *Geology*, v. 6, p. 515-518.
- Beal, C.H., 1948, Reconnaissance geology and oil possibilities of Baja California, Mexico: *Geological Society of America, Memoir* 31, 138 p.
- Bence, A.E., y Albee, A.L., 1968, Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides: *Journal of Geology*, v. 76, p. 382-403.
- Bigioggero, Biagio; Capaldi, Giuseppe; Chiesa, Sergio; Montrasio, Attilio; Vezzoli, Luigina; y Zanchi, Andrea, 1987 (1988), Post-subduction magmatism in the Gulf of California—the Isla Coronado (Baja California Sur, Mexico): *Istituto Lombardo Rendiconti Scienze*, v. B121, p. 117-132.
- Bigioggero, Biagio; Chiesa, Sergio; Zanchi, Andrea; Montrasio, Attilio; y Vezzoli, Luigina, 1995, The Cerro Menceñares volcanic center, Baja California Sur—source and tectonic control on post-subduction magmatism within the Gulf Rift: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, núm. 9, p. 1108-1122.
- Cameron, K.L.; Nimz, G.J.; y Kuentz, D., 1989, Southern Cordillera basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico—A link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: *Journal of Geophysical Research B, Solid Earth and Planets*, v. 94, p. 7817-7840.
- Clark, K.F.; Foster, T.C.; y Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatism arcs in Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 533-544.
- Colletta, Bernard, y Angelier, J.B., 1983, Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Gulf de Californie, in Popoff, M., y Tiercelin, J.J., eds., *Rifts et fosses anciens—Tectonique-volcanisme-sédimentation, apports de l'actualisme: Bulletin des Centres de Recherches Exploration*, v. 7, p. 433-441.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, Muhammad; y Clark, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera: *Arizona Geological Society Digest*, v. 14, p. 137-152.
- Delgado-Argote, L.A.; López-Martínez, Margarita; y Perrilliat, M.C., 1992, Edad del volcanismo y de la fauna en sedimentos asociados en Bahía de Los Ángeles, Golfo de California: *Geos*, v. 12, núm. 5, p. 81.
- Demant, Alain, y Cochemé, J.J., 1983, Le volcanisme basaltique Miocène-Pliocène de la frontière Sonora-Chihuahua, Sierra Madre Occidental, Mexique: *Comptes Rendus des Seances de l'Académie des Sciences, serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, v. 296, p. 1253-1258.
- Demant, Alain; Cochemé, J.J.; Delpreti, P.; y Pigué, Patrick, 1989, Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 4, p. 737-748.
- Fenby, S.S., y Gastil, G.R., 1991, Geologic-tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas, in Dauphin, J.P., y Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. 47, p. 79-84.
- Ferrari, Luca, in press, The geologic record of Miocene plate reorganization in western Mexico—Basin and range extension and left-lateral transpression in the southern Sierra Madre Occidental: *Geology*.
- Ferrari, Luca; Pasquarè, Giorgio; Venegas, Saúl; Castillo, Daniel; y Romero, Francisco, 1994, Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block: *Geofísica Internacional (México)*, v. 33, núm. 1, p. 139-151.
- Fisher, R.V., 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 1409-1414.
- Fisher, R.V., y Schmincke, H.U., 1985, *Pyroclastic rocks*: Springer-Verlag, 465 p.
- Gastil, R.G., y Fenby, S.S., 1991, Detachment faulting as a mechanism for tectonically filling the Gulf of California during dilation, in Dauphin, J.P., y Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Cali-*

- fornias: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 47, p. 371-377.
- Gastil, R.G., y Krummenacher, Daniel, 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 839-857.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, Daniel; y Minch, John, 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 839-857.
- Gastil, R.G.; Phillips, R.P.; y Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geological map of the State of Baja California: Geological Society of America Memoir 140, Map, scale 1:250,000.
- Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: Nueva York, Springer-Verlag, 391 p.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V.A., Jr., ed., Geology of the Baja California peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Field Trip Guidebook, v. 39, p. 219-236.
- Hawkins, J.W., 1970, Petrology and possible tectonic significance of late Cenozoic volcanic rocks, southern California and Baja California: San Diego, University of California, Scripps Institution of Oceanography, Contributions, v. 40, pte. 2, p. 1385-1400.
- Heim, Arnold, 1922, Notes on the Tertiary of southern Lower California: Geological Magazine, v. 59, p. 529-547.
- Henry, C.D., 1989, Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 1147-1156.
- Henry, C.D., y Price, J.G., 1986, Early Basin and Range development in Trans-Pecos Texas adjacent Chihuahua; magmatism and orientation, timing and style of extension: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 6213-6224.
- Henry, C.D., y Fredrikson, Goran, 1987, Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, Map and Chart Series, Map MCH063, 16 p.
- Irvine, T.N., y Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.
- Karig, D.E., y Jensky, W.A., 1972, The proto-Gulf of California: Earth and Planetary Science Letters, v. 17, p. 169-174.
- LeBas, M.J.; LeMaitre, R.W.; Streckeisen, A.L.; y Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalic-silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.
- Lyle, M.W., y Ness, G.E., 1991, The opening of the southern Gulf of California, in Dauphin, J.P., y Simoneit, B.R.T., eds., The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 47, p. 403-423.
- Mammerickx, Jacqueline, y Klitgord, K.D., 1982, Northern East Pacific Rise—evolution from 25 m.y.B.P. to the present: Journal of Geophysical Research B, v. 87, p. 6751-6759.
- Martín-Barajas, Arturo; Stock, J.M.; Layer, Paul; Hausback, Brian; Renne, Paul; y López-Martínez, Margarita, 1995, Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos volcanic province, northeastern Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 107, núm. 4, p. 407-424.
- McDowell, F.W., y Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1479-1486.
- McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, in Chapin, C.E., y Elston, W.E., eds., Ash-flow tuffs: Geological Society of America Special Paper, v. 180, p. 113-124.
- 1981 (1984), The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, núm. 2, p. 195-206.
- McFall, C.C., 1968, Reconnaissance geology of the Concepción Bay area, Baja California, Mexico: Stanford University, Publications on Geological Sciences, v. 10, núm. 5, 25 p.
- McLean, H., 1988, Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, Mexico: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map, Report No. MF-2000, 10 p., 1 mapa, escala 1:50,000.
- Mina-Uhink, Federico, 1957, Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California, México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 9, p. 139-270.
- Minch, J.A., 1967, Stratigraphy and structure of the Tijuana-Rosarito Beach area, northwestern Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 78, p. 1155-1177.
- Miyashiro, Akiho, 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: American Journal of Science, v. 274, p. 321-355.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Mitre-Salazar, L.M.; Roldán-Quintana, Jaime; Aranda-Gómez, J.J.; Morán-Zenteno, D.J.; Alaniz-Álvarez, S.A.; y Nieto-Samaniego, Á.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales.
- Peccerillo y Taylor, 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 58, p. 63-81.
- Rogers, G., y Saunders, A.D., 1989, Magnesian andesites from Mexico, Chile and Aleutian Islands—implications for magmatism associated with ridge-trench collision, in Crawford, A.J., ed., Boninites and related rocks: Unwin Hyman, Londres, p. 416-445.
- Saunders, A.D.; Rogers, Graeme; Marriner, G.F.; Terrell, D.J.; y Verma, S.P., 1987, Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico—implications for the petrogenesis of post-subduction magmas: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 32, p. 223-245.
- Sawlan, M.G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California Rift, in Dauphin, J.P., y Simoneit, B.R.T., eds., The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 47, p. 301-369.
- Sawlan, M.G., y Smith, J.G., 1984, Petrological characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V.A., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Field Trip Guidebook, v. 39, p. 237-251.
- Smith, J.T., 1991, Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California, in Dauphin, J.P., y Simoneit, B.R.T., eds., The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 47, p. 637-666.
- Stock, J.M., 1989, Sequence and geochronology of Miocene rocks adjacent to the Main Gulf Escarpment, southern Valle Chico, Baja California: Geofísica Internacional (México), v. 28, núm. 5, p. 851-856.
- Stock, J.M., y Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: Tectonics, v. 8, núm. 1, p. 99-115.
- Umhoefer, P.J.; Dorsey, R.J.; y Renne, Paul, 1994, Tectonics of the Pliocene Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California: Geology, v. 22, p. 649-652.
- Wood, A.D., 1979, A variably veined suboceanic upper mantle—Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence: Geology, v. 7, p. 499-503.
- Zanchi, Andrea, 1987, Neogene-Quaternary extension in the opening of California (Baja California Sur, Mexico): Istituto Lombardo Rendiconti Scienze, v. B121, p. 83-115.
- 1989, Traversa geologico-strutturale Loreto-Comondú-La Purísima; Bassa California Meridionale, Messico: Italia, Universidad de Milán, disertación doctoral, 213 p. (inédita).
- 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico—from Basin and Range extension to transtensional tectonics: Journal of Structural Geology, v. 16, núm. 12, p. 1619-1639.
- Zanchi, Andrea; Bigioggero, Biagio; Chiesa, Sergio; Gelati, R.; Montrasio, Attilio; y Robba, Elio, 1988, Transtensional tectonics in the Loreto Basin, Baja California, Mexico: Rend. Soc. Geol. It., v. 11, p. 89-92.
- Zoback, M.L.; Anderson, R.E.; y Thompson, G., 1981, Cenozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range Province of the western United States: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Serie A, Mathematical and Physical Sciences, v. 300, p. 407-434.

Manuscrito recibido: 28 de marzo de 1996.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 14 de agosto de 1996.

Manuscrito aceptado: 29 de agosto de 1996.