

FORMACIÓN LAS AMÉRICAS, TLALPUJAHUA, MICHOACÁN, MÉXICO—UNA REINTERPRETACIÓN DE LOS DATOS PETROGRÁFICOS, PETROQUÍMICOS, TECTÓNICOS Y DE LOS MECANISMOS DE ERUPCIÓN

Jerjes Pantoja-Alor*

RESUMEN

La Formación Las Américas está constituida por cuatro unidades ignimbríticas—unidades de enfriamiento—con diferentes grados de piroconsolidación, separadas por períodos cortos de erosión. Los análisis químicos de la roca entera y de la mesóstasis de la primera unidad indican una composición dacítica, mientras que los correspondientes al segundo evento varían entre las composiciones riodacítica y dacítica. La composición del tercer derrame se enmarca en el campo dacítico y la del cuarto es de latita de cuarzo. Los fragmentos pumíceos claros varían entre riolíticos y riodacíticos, y los oscuros son dacíticos. Los fragmentos, muy escasos, de rocas gnéissicas observados con los fragmentos líticos volcánicos y sedimentarios de los derrames tercero y cuarto, indican la existencia a profundidad de un basamento cristalino en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana.

Todos los derrames tienen un carácter marcadamente calcialcalino, alto en potasio, lo que es congruente con una corteza continental medianamente gruesa—35 a 40 km de espesor. Este magmatismo corresponde a un marco geodinámico de subducción en márgenes convergentes, que dio origen a la Trinchera Mesoamericana y a la Faja Volcánica Transmexicana actuales.

Se considera a la Formación Las Américas como una fase distal de la toba Amealco, material piroclástico que resultó del evento que formó la caldera del mismo nombre, a finales del Plioceno temprano—4.6 Ma. Se relaciona al segundo evento, de carácter riodacítico, con el emplazamiento de los domos riolíticos ubicados en la caldera de Amealco. Otra opción de centro eruptivo para este derrame podría ser la estructura de caldera de la presa Brockman, localizada unos 5 km al sur de Tlalpujahua.

La Formación Las Américas representa la principal unidad marcadora de la neotectónica del área. El sistema de fallas activas Venta de Bravo afecta y desplaza a las tobas de esta unidad, delineando así el límite meridional del *graben* de Acambay.

Palabras clave: Volcanismo, Formación Las Américas, Faja Volcánica Transmexicana, México.

ABSTRACT

The early Pliocene Las Américas Formation consists of four ignimbrite units, which show different degrees of welding and are separated by short periods of erosion.

Rocks from the first flow unit are dacitic in composition, while the second unit is rhyodacitic to dacitic. The third unit plots in the dacite and the fourth in the quartz-latite field. Two types of pumice do occur. White pumice is generally rhyolitic to rhyodacitic while the dark pumice is dacitic in composition. In addition, among several types of lithic clasts, small fragments of gneiss occur, suggesting that the basement in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt is crystalline in nature.

All of the ignimbrites are calc-alkaline in composition, which is compatible with a continental crust 35-40 km in thickness. This type of volcanism is related to a tectonic setting of the convergent margin type, which in this case is associated with the origin of the Meso-American Trench and the Trans-Mexican Volcanic Belt.

The Las Américas Formation is considered as the distal facies of the Amealco Tuff, which originated as a result of explosive volcanic activity centered at the Amealco Caldera in the early Pliocene—4.6 Ma ago.

The second rhyodacitic flow unit is related to the emplacement of domes at the same caldera. As an alternative, the second flow unit might have originated at a caldera located 5 km south of Tlalpujahua.

Volcanic deposits of the Las Américas Formation represent good stratigraphic markers of regional importance. Within the east-west trending Acambay graben these deposits are buried by younger sediments, but they are well exposed on both shoulders of this major neotectonic feature.

Key words: Volcanism, Las Américas Formation, Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico.

INTRODUCCIÓN

El primer estudio petrográfico y geoquímico detallado sobre las ignimbritas del centro de México fue realizado por Fries y colaboradores (1965), quienes denominaron como Formación Las Américas a los depósitos de derrames de ceniza que afloran en la mesa sobre la que se asienta el caserío de Las Américas, inmediatamente al norte del poblado de Tlacotepec, el cual, a su vez, se ubica a unos 5 km al norte de Tlalpujahua,

en el Estado de Michoacán (Figura 1). La investigación realizada por tales autores se inició en 1956 y concluyó en 1963, pero fue hasta 1977 cuando los resultados fueron editados por de Cserna.

Uno de los méritos de dicha investigación fue el interés de esos autores (Fries *et al.*, *op. cit.*, p. 10) por aclarar la terminología relativamente imprecisa y confusa empleada por los geólogos de la época, para la clasificación y nomenclatura de las rocas piroclásticas y volcánicas. Es notorio en toda la publicación el uso de "toba de derrame cinerítico"—*ash-flow tuff*—según la definición de Ross y Smith (1961), sin que aparezca en página alguna el término "ignimbrita" (Marshall,

*Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D.F., México.

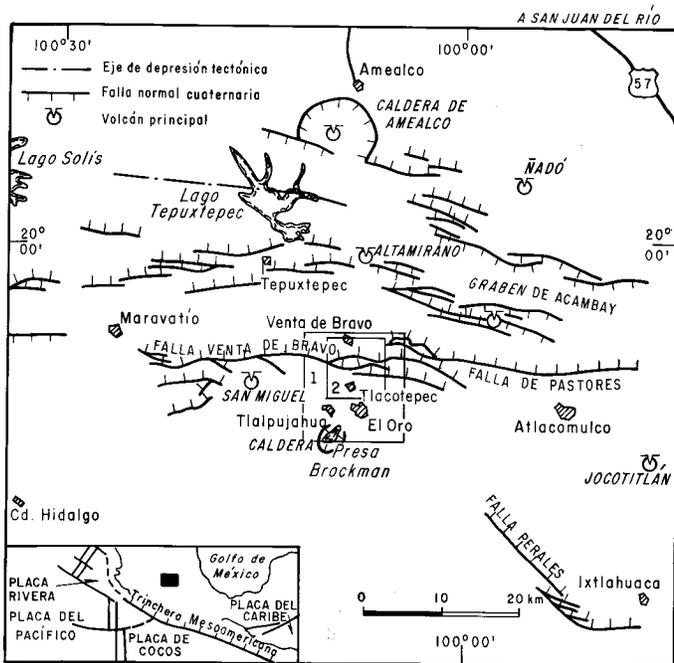


Figura 1.- Mapa de localización con los principales rasgos tectónicos de la región centro-meridional de la Faja Volcánica Transmexicana. El recuadro 1 indica el área cubierta por el mapa geológico de la Lámina 1; y el recuadro 2, el área del mapa tectónico de la Figura 2.

1932), al cual consideraron impreciso y que en la actualidad es indiscriminadamente utilizado para designar al material tobáceo cinerítico con diferentes grados de piroconsolidación.

Otro de los logros de la investigación de Fries y colaboradores (1965) fue la determinación, mediante el cálculo de los grupos índice de Rittmann (1952), de una afinidad pacífica para las tobas de flujo de cenizas de la Formación Las Américas, con lo cual relacionaban al magmatismo de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) con el volcanismo calcialcalino de la faja circumpacífica y con las nuevas teorías de tectónica de placas.

En esta investigación se pretende establecer una relación crítica entre los pasados y los actuales métodos modales y normativos de clasificación de las rocas piroclásticas, y de los conceptos petrográficos y petrológicos que sustentan dichos métodos. Para ello, se utilizó el tradicional método de cálculo normativo CIPW, con los mismos datos del trabajo de Fries y colaboradores (1965), que en el presente estudio constituyen las Tablas 1 y 2 con normas libres de volátiles. Para la clasificación y determinación mineralógica, fueron utilizados los análisis químicos y sus resultados normativos, construyendo gráficas con los métodos más usuales, lo que permitió conocer las relaciones petrográficas y las tendencias evolutivas dentro de la serie magmática. El carácter subcalcalino fue determinado por medio del diagrama binario propuesto por Le Bas y colaboradores (1986); la afinidad calcialcalina por medio de la gráfica binaria de Peccerillo y Taylor (1976) y también con los diagramas ternarios A-F-M, Ca-Na-K y Na-K-Ca. Este artículo pretende demostrar la utilidad de la información de los análisis químicos de elementos mayores, que existen en múltiples

informes y boletines de la literatura geológica mexicana y que aún no han sido clasificados ni caracterizados.

Debido al empleo común de clasificaciones hoy en desuso, en este estudio se creyó conveniente indicar la correlación de ellas con las que hoy son aceptadas. La clasificación de las rocas del artículo de Fries y colaboradores (1965) fue la de Rittman (1952), misma que se comparó con la de Streckeisen (1978) y la de Le Bas y coautores (1986). La correlatividad se muestra en la Tabla 3. Para determinar la evolución de los feldespatos y de los procesos de cristalización, se usó la gráfica ternaria Ab-An-Or de Bowen (1956) y el diagrama binario de Kuno (1969). Con los datos anteriores, fueron elaboradas las hipótesis sobre la génesis de los magmas, la localización de los centros eruptivos y la cámara o cámaras magmáticas, así como su relación con los eventos volcánicos de la Faja Volcánica Transmexicana.

Los primeros resultados de las investigaciones petrológicas sobre las rocas de Las Américas fueron presentados por Pantoja-Alor (1990), habiéndose iniciado los trabajos de campo en 1989.

GEOLOGÍA

La geología del distrito minero de El Oro-Tlalpujahua fue ampliamente descrita por Flores (1920), quien complementó su estudio con un mapa geológico-topográfico, además de presentar 25 análisis químicos y estudios petrográficos de las rocas ígneas, tanto de la secuencia mesozoica como de la cubierta terciaria. Estudios más recientes sobre la geología y petrología de las lavas de la parte oriental de Michoacán fueron realizados por Silva-Mora (1979), quien incluye a la Formación Las Américas dentro del volcanismo oligocénico-miocénico y le asigna un carácter calcialcalino. Otro estudio petrológico y químico fue realizado por Hasenaka y Carmichael (1985), quienes tratan sobre los conos cineríticos de Michoacán y Guanajuato. El volcanismo riolítico de la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), al cual tal vez pertenezca el evento magmático que dio origen al segundo evento eruptivo de la Formación Las Américas, fue descrito por Ferriz y Mahood (1986).

Debido a la importancia que reviste la caldera de Amealco (Figura 1) en el desarrollo de la presente investigación, es conveniente indicar que el primer estudio sobre dicha estructura volcánica fue realizado por Sánchez-Rubio (1978), quien le asigna un diámetro de 11 km, y establece para la ignimbrita allí originada una distribución de aproximadamente 1,600 km², cuyos alcances son observados hasta unos 40 km al oriente de la fuente de origen. Este mismo autor (Sánchez-Rubio, 1984, p. 108) asignó un espesor máximo de 200 m para los derrames ignimbriticos con un volumen de 500 km³; además, mencionó que las rocas del interior de la caldera corresponden a cuerpos dómicos, de composición que varía desde andesítica hasta riolítica, además de la efusión de un derrame de basalto pequeño. Las rocas más conspicuas de la estructura

son las ignimbritas, a las que denomina "ignimbrita Amealco". Además, estableció la presencia de domos riolíticos emplazados en los bordes de la caldera, e informó sobre un fechamiento de 5 Ma, de la lava de un cono cinerítico cubierto por la ignimbrita Amealco, asignándole a esta última una edad post-miocénica tardía.

El área de este estudio está afectada por fallas normales físicamente activas de rumbo oeste-este, que forman el *graben* de Acambay (Suter *et al.*, 1992). Los afloramientos de la Formación Las Américas están sobre un alto tectónico, delineados por la falla Venta de Bravo, al sur del *graben* de Acambay (Figura 1). No se conoce afloramientos de la Formación Las Américas dentro de la fosa tectónica; sin embargo, se supone su existencia en el subsuelo desplazado verticalmente respecto a los afloramientos expuestos en el lado meridional. Un estudio de carácter descriptivo de los efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México fue realizado por Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego (1990). Una parte de los rasgos tectónicos descritos por estos autores aparece en el mapa de localización de la Figura 1.

La geología del área aparece en el mapa de la Lámina 1, tal como fue cartografiada por Fries y colaboradores (1965). Las unidades litoestratigráficas más antiguas que afloran en la región consisten principalmente en rocas sedimentarias y volcánicas mesozoicas, algunas con metamorfismo—desde filita hasta esquisto verde—las cuales han sido descritas por varios autores (Flores, 1920; Fries *et al.*, 1965). Sobre esta unidad metamórfica yacen, en algunas partes, las capas clásticas rojas continentales del Terciario inferior, equivalentes a la Formación Balsas de la región de Morelos y Guerrero (Fries, 1960), o al Conglomerado El Morro (Segerstrom, 1962) de la parte centromeridional del Estado de Hidalgo. Sobre las capas clásticas terciarias o la secuencia metamórfica mesozoica, yace una serie de rocas volcánicas de composición andesítica a riolítica, derivada del volcán San Miguel, en las que parecen predominar los derrames de lava sobre el material piroclástico o volcániclastico; su edad, según Fries y colaboradores (1965, p. 7), abarca del Oligoceno temprano al Mioceno. Sobre todas las unidades anteriores, descansa una cubierta de lava—material piroclástico y volcániclastico de composición basáltica a andesítica—que fue emitida por conos cineríticos que aún conservan su forma o perfil morfológico y cuya edad comprende desde el Plioceno temprano hasta el Holoceno (Fries *et al.*, 1965, p. 7). Durante el período de erupción de estas últimas rocas, tuvo lugar el emplazamiento de las ignimbritas de la Formación Las Américas.

Según la descripción original (Fries *et al.*, 1965, p. 17), la Formación Las Américas está constituida por cuatro depósitos de derrames de ceniza piroconsolidados—ignimbritas—distintos, separados por períodos cortos de erosión y redeposición. La única localidad donde afloran sucesivamente y superpuestos los cuatro derrames está a lo largo del arroyo Tlacotepec, al norponiente del poblado Las Américas, pero en el mapa geológico (Lámina 1) se agrupan los dos últimos

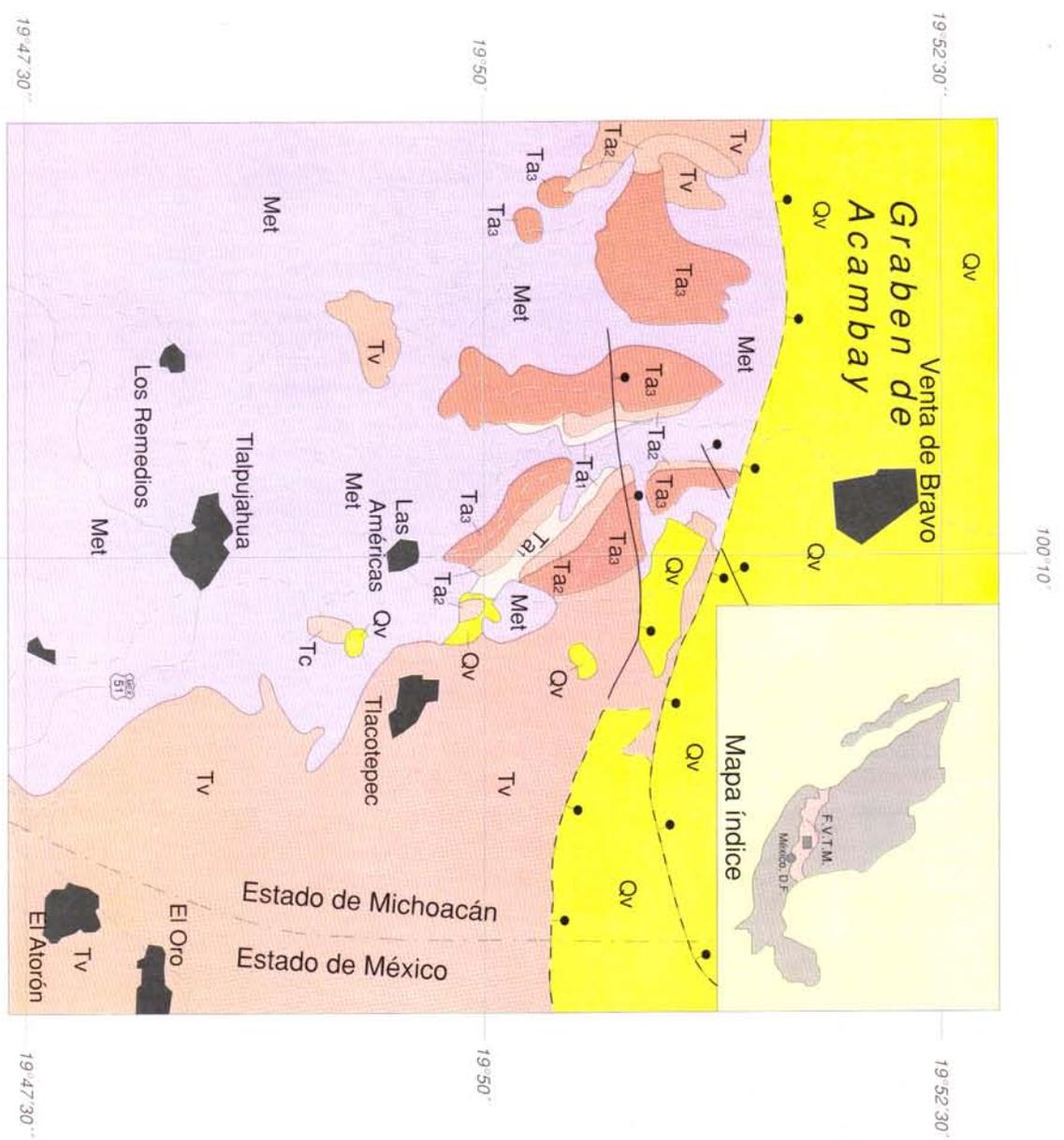
depósitos en una sola unidad (Ta₃); en este lugar tienen un espesor máximo de 70 m, con un promedio de 50 m. El primer depósito alcanza hasta 30 m, el segundo 15 m, el tercero unos 10 m y el cuarto hasta 15 m. El área cubierta por los afloramientos no fue determinada con certeza (Fries *et al.*, *op. cit.*, p. 22), pero la calcularon en 70 km², con un volumen de casi 2 km³, indicando, además, que la secuencia ignimbítica descansa por lo general en forma discordante sobre las rocas metamórficas mesozoicas.

En la actualidad, el centro de erupción de las tobas piroconsolidadas de la Formación Las Américas es motivo de controversia. En el estudio original de Fries y colaboradores (1965, p. 23), se propone como centro de erupción de las cuatro unidades a la estructura de caldera, sobre la que se asienta actualmente la presa Brockman. Allí, afloran lavas de composición riolítica que pudieran formar parte del edificio volcánico colapsado; sin embargo, Silva-Mora (1979, p. 25) relaciona el origen de los derrames piroclásticos con un conjunto de fracturas anulares que determina una caldera de 8 km de diámetro, situada en El Porvenir, unos 10 km al sur de la presa Brockman.

Las investigaciones más recientes (Aguirre-Díaz, 1990; Suter *et al.*, 1991) señalan la posibilidad de que tres de las unidades ignimbíticas que constituyen La Formación Las Américas (primera, tercera y cuarta), constituyan una fase distal de la toba Amealco, la cual es el resultado de la erupción de tipo pliniano que dio origen a la caldera del mismo nombre, localizada unos 37 km al norte de los afloramientos actuales de la Formación Las Américas. El nombre "toba Amealco" fue propuesto informalmente por Aguirre-Díaz (*in* Suter *et al.*, 1991) "...para una secuencia voluminosa de piroclásticos que incluye varias ignimbritas con intercalaciones de tefra y depósitos de surgencia (*surge deposits*)". Para Aguirre-Díaz (*in* Suter *et al.*, *op. cit.*), tres de los derrames de la Formación Las Américas representan una fase distal de la toba Amealco, hipótesis sobre la que se basa este estudio. La extensión de los afloramientos de la Formación Las Américas al sur del *graben* de Acambay es mucho mayor que la propuesta por Fries y colaboradores (1965, p. 17), acercándose al volumen propuesto por Sánchez-Rubio (1984, p. 108).

TECTÓNICA

El desarrollo de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), con orientación transversal W-E, data desde el Mioceno tardío o Plioceno temprano; a partir de entonces, el volcanismo de la faja ha migrado hacia la trinchera, llegando a su posición actual en el Cuaternario (Nixon *et al.*, 1987). Otra teoría (Cebull y Schurbert, 1987) considera que, durante el Cenozoico, la FVT se desarrolló como una zona de debilidad estructural de la placa de América del Norte, resultado de la actividad tectónica en el Caribe, la abertura del protogolfo de California, la disminución progresiva de la subducción en la margen noroccidental, además de otros factores.



EXPLICACIÓN

- Cuat.**
 - Qv Rocas basálticas, andesíticas y clásticas
 - Terciario**
 - Ta1 Primer derrame
 - Ta2 Segundo derrame
 - Ta3 Tercer derrame
 - Tv Rocas volcánicas
 - Tc Conglomerado rojo
 - Mesoz.**
 - Met Filitas y pizarras
- Formación Las Américas** (includes Ta2 and Ta3)
- Contacto**- Con línea interrumpida donde está inferido
Falla normal- Mostrando inclinación. Con línea interrumpida donde está inferida



Proceso completo de selección de color mediante computadora por José de Jesús Vega-Carrillo.

Tomado de Fries y colaboradores (1965)

MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE LAS AMÉRICAS, MICHOACÁN

Un estudio reciente (Ferrari *et al.*, 1990) postula que, durante el Plioceno, la parte central de la FVT, sector donde se ubica la caldera de Amealco, estuvo dominada por un régimen de tectónica transpresiva de cizallamiento sintético Riedel, que desarrolló un sistema penetrante y extendido de fallas de corrimiento lateral que siguen un rumbo promedio N49°E. La Formación Las Américas está afectada por la actividad tectónica holocénica de la región. En ella, se observa el sistema de fracturamiento normal de rumbo oeste-este, que da origen a la falla Venta de Bravo (Suter *et al.*, 1992), la cual establece el límite meridional del *graben* o fosa tectónica de Acambay, como se indica en el mapa tectónico de la Figura 2.

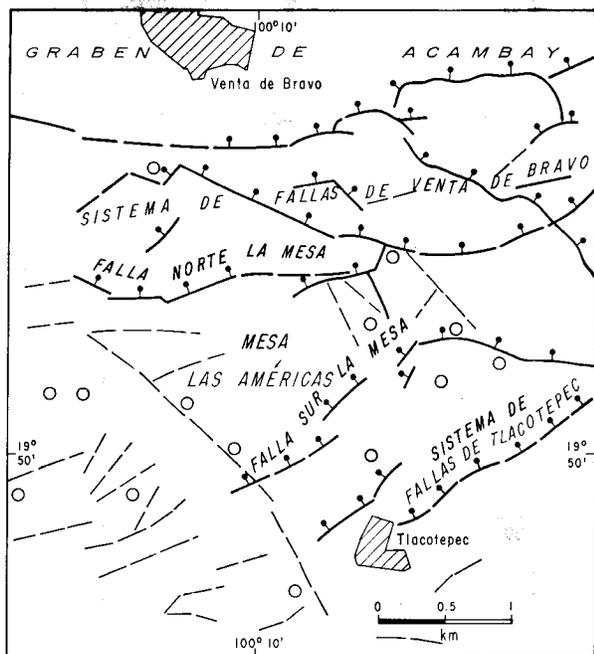


Figura 2.- Mapa que muestra las principales fallas que afloran entre Tlacotepec y Venta de Bravo, y que cortan a las rocas de la Formación Las Américas, delimitando el borde meridional del *graben* de Acambay. Los círculos indican los epicentros de la actividad sísmica en el área en 1989 y en 1990 (Yamamoto y Mota, 1991, fig. 2).

Con el propósito de establecer el nivel de fondo de los sismos que afectaron en 1979 al *graben* de Acambay, Yamamoto y Mota (1991) realizaron un monitoreo sísmico que cubrió parte del sistema de la falla Venta de Bravo, de acuerdo con una reevaluación de la secuencia sísmica hecha por Mota en el año de 1989. En el mapa tectónico de la Figura 2, están señalados los epicentros, tomados del mapa de dichos autores (Yamamoto y Mota, *op. cit.*, fig. 2), correspondientes al área de afloramiento de la Formación Las Américas, así como su posible relación con el fallamiento distensivo de la región.

El campo actual de esfuerzos tectónicos que domina la región fue determinado por Suter y colaboradores (1992), con base en los alineamientos de los conos cineríticos y de las estrías desarrolladas sobre los espejos de la falla Venta de Bravo. La dirección de los vectores de corrimiento de las estrías, y el mecanismo focal del temblor de 1979 (Astiz,

1980), indican un campo de esfuerzo con $S_V > S_{ENE} > S_{NWN}$, con esfuerzo horizontal oblicuo (59.4°) a la dirección general E-W (Suter *et al.*, 1991), lo que causa una ligera componente lateral izquierda a lo largo de estas fallas normales. En el mapa de la Figura 2, se observa con mayor detalle el intenso tectonismo normal desarrollado en el sistema de fallas Venta de Bravo, que marca el límite meridional de la fosa tectónica—*graben*—de Acambay.

El origen y la evolución de la FVT son por el momento motivo de controversia. Para algunos investigadores (Aguilary-Vargas y Verma, 1987; Verma *et al.*, 1991), los modelos generalizados y antiguos de trinchera-arco, basados en el comportamiento de elementos mayores, son inoperantes a la luz de las nuevas técnicas isotópicas, concepto que en el presente estudio no se comparte del todo.

Por la importancia que tiene en los procesos geoquímicos, es conveniente señalar que la corteza continental en la parte central de la FVT, donde se encuentra emplazada la caldera de Amealco, que dio origen a las tobas de la Formación Las Américas, alcanza entre 35 y 40 km de profundidad (Urrutia-Fucugauchi, 1984, fig. 2, b). En el mapa preliminar de flujo térmico elaborado por Urrutia-Fucugauchi (*ibid.*), la región central y toda la FVT están rodeadas por una isoterma de 2.0 HFV.

PETROGRAFÍA

La investigación original (Fries *et al.*, 1965) estuvo basada en un excelente trabajo de petrografía microscópica de los vidrios. Los autores de la misma, para efectuar la clasificación se basaron en la nomenclatura de Rittmann (1952); obtuvieron los parámetros normativos utilizando el sistema CIPW que se reproduce en la Tabla 1. Con excepción del segundo derrame, la toba ignimbrítica de la Formación Las Américas está constituida por una tefra compleja de pómez, astillas de vidrio, cristales feldespáticos y fragmentos líticos extraños. El segundo derrame está formado por flujos de diferente composición (Fries *et al.*, *op. cit.*, p. 30), los cuales son clasificados, siguiendo la nomenclatura de Rittmann (1952), como riolita, latita cuarcífera y riolita sódica. Los primero, tercero y cuarto derrames tienen una composición similar de latita de cuarzo; presentan una textura eutaxítica o "astilliforme", que caracteriza a las tobas de flujos de cenizas piroconsolidadas o ignimbritas. Los fragmentos pumíticos, junto con las inclusiones líticas, constituyen una parte importante de la roca, sin llegar a pasar en ningún caso del 50% de la misma. La pómez gris oscura—latita de cuarzo—puede formar entre el 20 y el 40% del contenido—con excepción del segundo derrame. La pómez blanca riolítica representa también no más del 20%. El segundo derrame consiste en toba desvitrificada, moderadamente piroconsolidada con astillas de vidrio. También fueron identificados fenocristales de piroxeno ortorrómbico alterado a un material de color verde, cristales escasos de augita, magnetita y algunos zircones.

Tabla 1.- Análisis químicos de las ignimbritas de la Formación Las Américas y de los derrames de lava terciarios de la región de Tlalpujahua, Estado de Michoacán (tomado de Fries y colaboradores [1965]).

	Derrames de lava terciarios			FORMACIÓN LAS AMÉRICAS											
				Primer derrame		Segundo derrame			Tercer derrame					Cuarto derrame	
	Pómez blanca	Pómez negra							Roca entera						
	F61-80	F61-86	F62-53	F61-54	F61-91	F61-57	F61-94	F61-95	F61-84	F62-64	F61-58	F61-85	F62-75	F61-61	F61-89
SiO ₂	61.92	60.32	58.65	65.17	65.41	71.50	70.96	69.84	67.61	62.09	62.71	63.65	63.67	62.52	62.12
Al ₂ O ₃	16.70	16.49	21.66	14.38	14.30	14.18	13.67	14.06	13.88	14.46	13.98	14.16	14.30	15.60	15.49
Fe ₂ O ₃	2.77	3.49	2.21	3.06	3.53	2.96	3.39	2.32	1.57	1.84	1.67	2.98	3.39	4.80	3.31
FeO	1.98	1.51	0.28	2.54	2.31	0.36	0.18	0.07	0.85	5.60	4.67	3.13	2.16	1.27	2.53
MgO	2.14	2.40	2.09	0.56	0.50	0.08	0.34	0.45	0.40	0.83	0.86	1.02	0.93	1.49	1.21
CaO	6.05	6.27	2.08	2.65	2.61	1.02	1.33	1.10	1.09	3.84	3.71	3.17	2.44	3.49	3.37
Na ₂ O	3.65	3.44	2.68	3.68	3.83	4.13	4.95	4.48	1.49	3.22	2.70	3.40	3.34	4.51	4.23
K ₂ O	1.92	1.92	1.83	3.75	3.43	3.95	3.46	4.73	5.71	3.69	4.49	3.17	3.11	3.37	3.57
H ₂ O ⁺	0.89	1.80	5.24	3.01	3.09	1.26	0.80	2.76	5.01	2.91	3.17	4.37	5.27	2.12	2.95
H ₂ O ⁻	0.82	1.10	2.20	0.43	0.06	0.07	0.20	0.17	1.94	0.15	0.89	0.40	0.70	0.06	0.20
TiO ₂	1.06	1.02	0.83	0.57	0.65	0.51	0.53	0.40	0.38	1.15	1.01	0.74	0.73	0.98	0.93
P ₂ O ₅	0.00	0.09	0.05	0.06	0.02	0.00	0.04	0.00	0.04	0.18	0.24	0.04	0.06	0.02	0.01
MnO	0.04	0.07	0.06	0.08	0.11	0.07	0.03	0.03	0.04	0.13	0.04	0.15	0.08	0.03	0.04
Total	99.94	99.92	99.86	99.94	99.85	100.09	99.88	100.41	100.01	100.09	100.14	100.38	100.18	100.26	99.96
FeO/Fe ₂ O ₃	0.715	0.433	0.127	0.830	0.654	0.122	0.053	0.030	0.541	3.043	2.796	1.050	0.637	0.265	0.764
Q	18.61	17.65	28.64	22.72	23.78	30.08	26.023	22.93	34.29	17.88	19.61	22.81	25.87	14.81	15.52
C	0.00	0.00	11.61	0.00	0.00	1.26	0.000	0.00	3.36	0.00	0.00	0.00	1.15	0.00	0.00
or	11.34	11.34	10.81	22.15	20.26	23.34	20.442	27.95	33.74	21.80	26.53	18.73	18.37	19.91	21.09
ab	30.87	29.09	22.67	31.12	32.39	34.93	41.863	37.89	12.60	27.23	22.83	28.75	28.25	38.14	35.77
an	23.52	23.89	9.99	11.65	11.71	5.06	4.873	4.30	5.14	14.11	12.77	14.02	11.71	12.38	12.74
wo	2.71	2.76	0.00	0.46	0.46	0.00	0.180	0.07	0.00	1.57	1.70	0.60	0.00	2.00	1.63
en	5.33	5.97	5.20	1.39	1.24	0.20	0.846	1.12	1.00	2.07	2.14	2.54	2.32	3.71	3.01
fs	0.00	0.00	0.00	1.34	0.46	0.00	0.000	0.00	0.00	7.10	5.60	2.34	0.11	0.00	0.45
mt	3.44	2.14	0.00	4.44	5.12	0.00	0.000	0.00	1.77	2.67	2.42	4.32	4.91	1.35	4.80
hm	0.40	2.01	2.21	0.00	0.00	2.96	3.390	2.32	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	3.87	0.00
il	2.01	1.94	0.72	1.11	1.23	0.91	0.444	0.21	0.72	2.18	1.92	1.40	1.39	1.80	2.77
tn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.726	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ru	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	0.03	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ap	0.00	0.21	0.12	0.14	0.05	0.00	0.095	0.00	0.09	0.43	0.57	0.10	0.14	0.05	0.02
Total	98.23	97.00	92.42	96.52	96.70	98.77	98.882	97.50	93.06	97.04	96.09	95.61	94.22	98.02	97.80
Sálicos	84.34	81.97	83.72	87.64	88.14	94.67	93.201	93.07	89.13	81.02	81.74	84.31	85.35	85.24	86.12
Félicos	13.89	15.03	8.70	8.88	8.56	4.10	5.681	4.43	3.93	16.02	14.35	11.30	8.87	12.78	11.68
Di	5.05	5.15	0.00	0.91	0.88	0.00	0.336	0.13	0.00	3.24	3.47	1.19	0.00	3.74	3.08
di-wo	2.71	2.70	0.00	0.46	0.46	0.00	0.180	0.07	0.00	1.57	1.70	0.60	0.00	2.00	1.63
di-en	2.34	2.39	0.00	0.23	0.31	0.00	0.156	0.06	0.00	0.38	0.49	0.31	0.00	1.73	1.27
di-fs	0.00	0.00	0.00	0.22	0.11	0.00	0.000	0.00	0.00	1.29	1.28	0.28	0.00	0.00	0.19
Hy	2.99	3.59	5.20	2.29	1.27	0.20	0.691	1.06	1.00	7.50	5.97	4.29	2.42	1.98	2.01
hy-m	2.99	3.59	5.20	1.16	0.93	0.20	0.691	1.06	1.00	1.69	1.65	2.23	2.31	1.98	1.75
hy-fs	0.00	0.00	0.00	1.13	0.34	0.00	0.000	0.00	0.00	5.81	4.32	2.06	0.11	0.00	0.26

Los fragmentos líticos extraños observados en el primero, tercero y cuarto derrames, constituyen, por lo general, menos del 5% del total de la roca. Los fragmentos líticos volcánicos tienen una composición andesítica a dacítica y los clastos sedimentarios corresponden a filitas silicificadas por el proceso de inmersión magmática. Es conveniente indicar la presencia en el tercero y cuarto derrames de pequeños frag-

mentos xenolíticos de 1 a 3 cm de longitud, formados por rocas gnéissicas micáceas y feldespáticas—ortogneises?—lo que indica la presencia en la profundidad de un basamento cristalino. En la porción más densa de los derrames, existen bandas distorsionadas de vidrio de riolita, mezcladas con vidrios riódacíticos, y también fragmentos vítreos riódacíticos con microlitos feldespáticos rodeados por la mesóstasis de la roca.

Esporádicamente aparecen fragmentos de rocas dacíticas terciarias que fueron desprendidas del conducto eruptivo e incorporadas a los derrames ignimbríticos. Los materiales volcánicos terciarios, a través de los cuales llegaron a la superficie los magmas, tienen una composición química intermedia. Tres de estas muestras (F61-80, F61-86 y F62-53) fueron clasificadas por Fries y colaboradores (1965, p. 34, tabla 4) como riodacita y leucodacita de labradorita, con 18.61, 17.65 y 28.64% de cuarzo normativo, respectivamente. Estas rocas, actualmente consideradas como pertenecientes al Evento Magmático Balsas (Pantoja-Alor, 1992), no tienen relación genética con las unidades ignimbríticas de la caldera de Amealco.

En casi todas las láminas delgadas de los derrames, se observa la presencia de fenocristales euhédricos de plagioclasa—andesina—envueltos en una película de vidrio riolítico saturado de microlitos de piroxeno y también rodeados de vidrio riodacítico. En las partes más densas, también están presentes fragmentos de pómez riolítica compactados y distorsionados contra cristales de feldespato, rodeados de microlitos de piroxeno. Además, aparecen escasos cristales de olivino—enclaves—sin alterar, principalmente en las unidades de enfriamiento del primer y tercer derrames.

Todos los fenocristales de feldespato que fueron observados bajo el microscopio y de los cuales se midió sus ángulos (Fries *et al.*, 1965, p. 35) son plagioclasas de la composición siguiente: en la pómez de latita cuarcífera, An₃₅₋₄₅; en la pómez de riolita, An₂₅; en la mesóstasis de riodacita, An₂₀₋₂₅; y en la riolita del segundo derrame, An₂₅.

En algunos de los derrames que integran la formación, en especial en el cuarto, los vidrios dacíticos están cubiertos por vidrio de riolita, que a su vez queda embebido por una mesóstasis de riodacita. A lo largo del borde de reacción entre los vidrios de riolita y dacita, se precipita magnetita; sin embargo, esta reacción no se observa entre el vidrio de riolita y la mesóstasis riodacítica que lo envuelve. La hematita se desarrolló como resultado de procesos de oxidación en un ambiente de mayor fugacidad de oxígeno. Los fragmentos de vidrio de dacita están rodeados por anillos de perlita y separados del vidrio por una fractura anular, lo que puede indicar los efectos de la presencia de agua debida a procesos freatomagmáticos, o probable hidratación secundaria después de su emplazamiento.

Los fragmentos de pómez riolítica del tercer derrame llegan a sobrepasar los 10 cm; en lámina delgada tiene un color blanco cremoso e incoloro, con un índice de refracción de $n = 1.505$. En la zona más densa de la piroconsolidación, contiene microlitos de piroxeno.

En lámina delgada, la pómez gris oscuro de latita de cuarzo tiene un color que varía de rojo oscuro, casi pardo, a crema. El tamaño de los fragmentos varía desde décimas de milímetro hasta 3 cm. El índice de refracción se acerca a $n = 1.546$, y tanto el color como el índice son semejantes a la mesóstasis riodacítica.

PETROLOGÍA

Para la interpretación de los datos petrográficos y petroquímicos, se decidió utilizar los mismos 15 análisis químicos utilizados por Fries y colaboradores (1965, tabla 4), los dos de la mesóstasis (Fries *et al.*, *op. cit.*, tabla 6), y dos más recalculados durante esta investigación, que aparecen en la Tabla 2. Los análisis fueron recalculados para obtener parámetros normativos libres de volátiles.

Tabla 2.- Composición teórica calculada de la mesóstasis de los cuatro derrames ignimbríticos de la Formación Las Américas.

	M-1	M-2	M-3	M-4
SiO ₂	65.29	70.76	62.67	62.32
Al ₂ O ₃	14.34	14.02	14.42	15.04
Fe ₂ O ₃	3.29	2.89	4.25	4.05
FeO	2.42	0.20	2.58	1.88
MnO	0.09	0.04	0.16	0.03
MgO	0.53	0.29	1.22	1.35
CaO	3.08	1.15	3.08	4.12
Na ₂ O	4.87	4.52	4.22	5.88
K ₂ O	2.58	4.04	1.83	2.38
TiO ₂	0.61	0.48	0.73	0.95
P ₂ O ₅	0.06	0.01	0.05	0.01
H ₂ O*	3.04	1.60	4.82	2.53
H ₂ O	0.07	0.14	0.55	0.13
Total	100.14	100.27	100.58	100.67

Los cálculos indican la presencia de los siguientes minerales normativos (Tabla 1): cuarzo libre, entre 14.81 y 34.29%; feldespatos, entre 58.33 y 70.40%; hiperstena, entre 1.00 y 7.50%; diópsido, entre 0.00 y 3.47%. Los óxidos de hierro en los vidrios: magnetita, entre 0.00 y 5.12%; hematita, entre 0.00 y 3.87%; ilmenita, entre 0.21 y 2.77%. Además, se obtuvo décimas de por ciento de titanita y rutilo.

El comportamiento de los óxidos de los elementos mayores que aparecen en las gráficas de la Figura 3 permite los siguientes razonamientos: El contenido del SiO₂ divide claramente a las ignimbritas en cuatro unidades de enfriamiento. Existen variaciones notables en la composición de los vidrios pumíticos (F61-58, F62-64 y F61-84); el incremento de la sílice en la pómez riolítica (F61-84) hasta casi el mismo porcentaje de la roca y mesóstasis del segundo derrame, que pudiera indicar su generación en un magma común, debido a cristalización fraccionada y desarrollo de líquidos residuales. Corroboró lo anterior los porcentajes casi idénticos de MgO, P₂O₅, FeO_t y CaO. Los vidrios riodacíticos de pómez oscura (F61-58, F62-64) tienen porcentajes casi iguales de CaO, K₂O, Al₂O₃ y MgO, a los de la roca del primer derrame, de donde tal vez se originaron, considerando que las notables discrepancias en P₂O₅, FeO_t y SiO₂ corresponden principalmente a procesos de diferenciación magmática y cristalización fraccio-

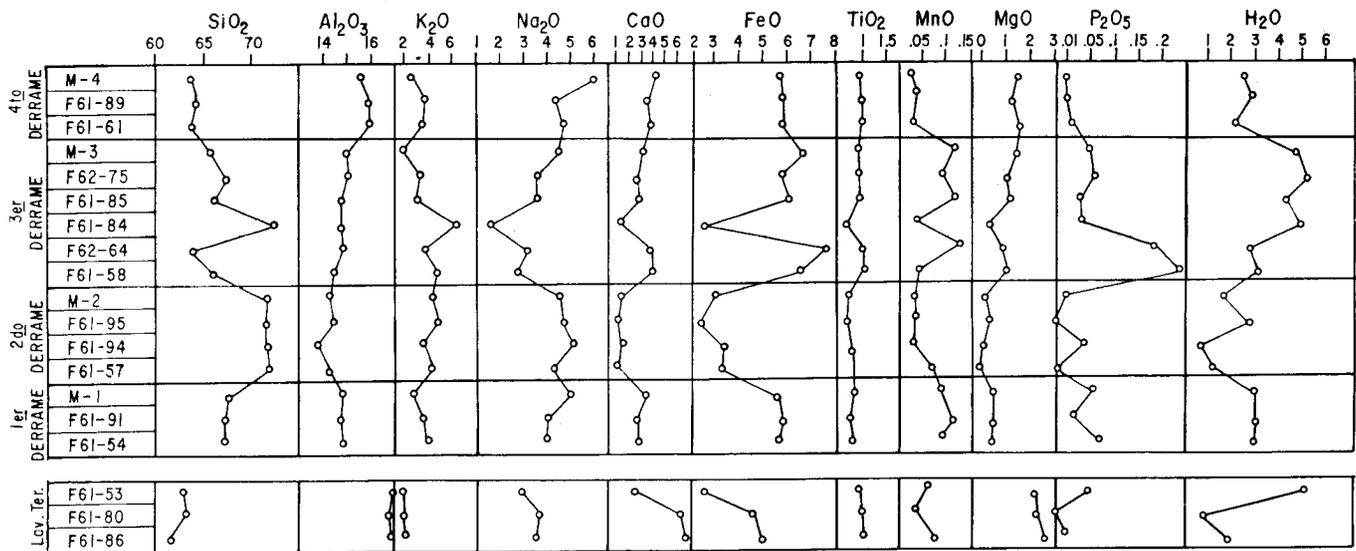


Figura 3.- Gráfica con los resultados de los análisis químicos. Se observa el comportamiento de los elementos mayores de las ignimbritas de la Formación Las Américas y los derrames de lava terciarios de la región de Tlalpujahua, Michoacán.

nada. Los contenidos altos de Al₂O₃, Na₂O, CaO y MgO del cuarto derrame sugieren la presencia de un magma menos evolucionado o menos diferenciado que los tres anteriores.

Para un cabal entendimiento de las descripciones petrográficas y procesos que se discute en este artículo, la nomenclatura empleada en el trabajo original (Rittmann, 1952) es comparada (Tabla 3) con la de Streckeisen (1978; Figura 4) y con la clasificación química no genética de Le Bas y colaboradores (1986; Figura 5), donde todos los derrames caen en el campo de las rocas subalcalinas de tipo ácido. El nombre que corresponde a cada derrame, de acuerdo con su composición, se muestra en la Tabla 3.

Tabla 3.- Clasificación y nomenclatura de Rittmann (1952), utilizada en la versión original (Fries *et al.*, 1965), y la de Streckeisen (1978) y Le Bas y colaboradores (1986), referidas en el artículo presente.

Muestra	Rittman (1952)	Streckeisen (1978)	Le Bas <i>et al.</i> (1986)
M-4	Traquita sódica	Latita cuarcífera	Traquidacita
F61-89	Latita cuarcífera	Latita cuarcífera	Traquidacita
F61-61	Latita cuarcífera	Latita cuarcífera	Traquidacita
M-3	Dacita	Dacita	Dacita
F62-75	Latita cuarcífera	Dacita	Dacita
F61-85	Latita cuarcífera	Dacita	Dacita
F61-84	Latita cuarcífera	Riodacita	Traquidacita
F62-64	Latita cuarcífera	Riodacita-Dacita	Traquidacita-Dacita
F61-84	Riolita	Riolita-Riodacita	Riolita
M-2	Riolita sódica	Dacita-Riodacita	Riolita
F61-95	Riolita sódica	Riodacita	Riolita
F61-94	Latita cuarcífera	Riodacita	Riolita
F61-57	Riolita	Riodacita	Riolita
M-1	Riodacita	Dacita	Traquidacita
F61-91	Latita cuarcífera	Dacita	Traquidacita-Dacita
F61-54	Latita cuarcífera	Dacita	Traquidacita-Dacita

El diagrama K₂O-SiO₂ (Pescerillo y Taylor, 1976) de la Figura 6 demuestra el carácter calcalcalino alto en potasio para las rocas de la Formación Las Américas. Las mesóstasis de los derrames son menos alcalinas y evolucionadas. Para la mesóstasis de los derrames de lava andesíticos y cuarzolátíticos de edad oligocénico-miocénica, la afinidad es calcalcalina. También se observa una tendencia shoshonítica para los

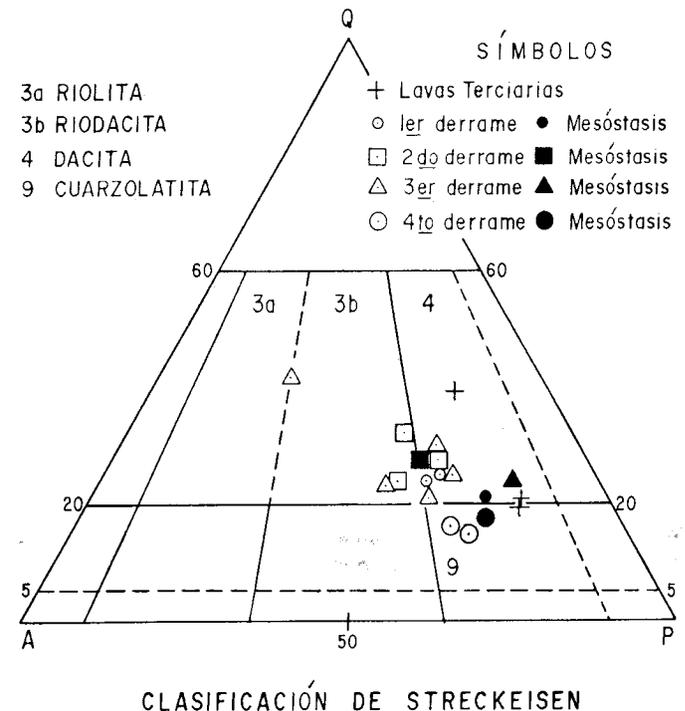


Figura 4.- Clasificación y nomenclatura de las rocas ígneas de Streckeisen (1978). Diagrama ternario A-Q-P, que permite la clasificación de las ignimbritas de la Formación Las Américas y de las rocas terciarias de la región de Tlalpujahua, Michoacán.

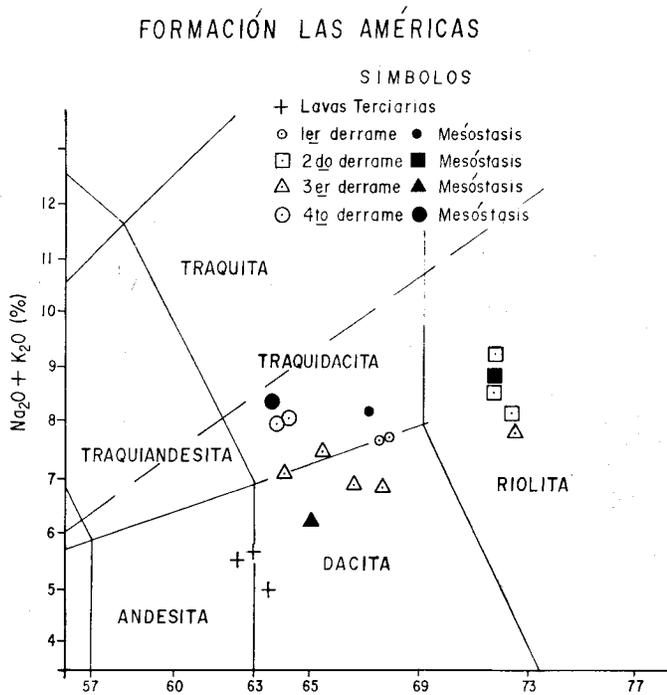


Figura 5.- Diagrama binario ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$) de Le Bas y colaboradores (1986), para la clasificación no genética de las rocas ígneas, que indica el carácter subalcalino de los derrames de la Formación Las Américas. La línea diagonal punteada limita el campo alcalino del subalcalino; también muestra el agrupamiento de las rocas en dos campos (traquita-dacita y riolita).

crisales de pómez oscura y pómez riolítica extraídas del tercer depósito de flujo. Se considera que las inclusiones de fragmentos líticos no afectan el carácter ya establecido de estas rocas. Verma y colaboradores (1991), con base en las determinaciones isotópicas de la ignimbrita Amealco, consideran que la contaminación cortical de esta unidad varía entre 1 y 10%.

En el diagrama triangular A-F-M (Figura 7, A), las ignimbritas de la Formación Las Américas tienen un carácter calcalcalino con cierta tendencia toleítica y quedan enmarcadas dentro del mismo campo que corresponde a las rocas ígneas de la caldera de Amealco (Sánchez-Rubio, 1984, p. 135, fig. IV-16). Los derrames de lava terciarios tienen un carácter calcalcalino franco y están más relacionados con el Evento Magmático Balsas (Pantoja-Alor, 1987, p. 54; 1992) que con el volcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana.

El triángulo Na-K-Ca (Figura 7, B) indica una dispersión de las muestras en el campo calcalcalino, al centro del triángulo. La tendencia de la pómez riolítica (F61-84) hacia el vértice potásico, indica enriquecimiento de este último elemento debido a procesos de diferenciación magmática.

En el triángulo Na-Ca-Mg (Figura 7, C) se aprecia el marcado acercamiento de las muestras, con excepción de los derrames de lava terciarios, hacia el lado Na-Ca, dentro del campo de las rocas calcalcalinas, indicándose la separación y agrupamiento del segundo flujo más cerca del vértice sódico.

Se concluye que en las tres gráficas ternarias (Figura 7) es patente el agrupamiento de los datos en dos áreas específi-

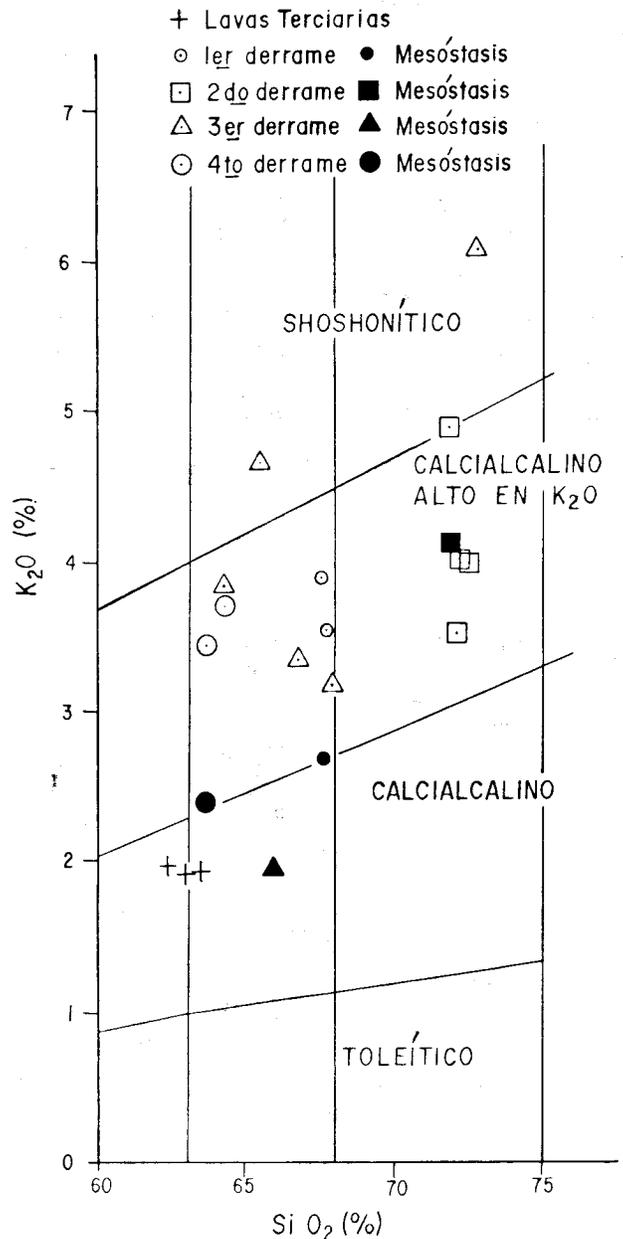


Figura 6.- Diagrama binario ($\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$) de Peccerillo y Taylor (1976). Indica la afinidad calcalcalina alta en potasio y calcalcalina franca, para los derrames de la Formación Las Américas y los derrames de lava terciarios de la región de Tlalpujahuá, Michoacán.

cas; una que corresponde a las dacitas y traquidacitas de los derrames primero, tercero y cuarto, y la otra que ubica a las riolitas y riodacitas del segundo derrame.

Los parámetros petrográficos y petroquímicos, las características de los procesos explosivos, su distribución y morfología, indican un evento volcánico común separado por tres intervalos de corta duración, originado probablemente en la misma estructura volcánica. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de una cámara magmática diferente para las ignimbritas del segundo derrame.

Dada la composición andesítico-dacítica de los derrames de lava oligocénico-miocénicos, en las gráficas ternarias de la

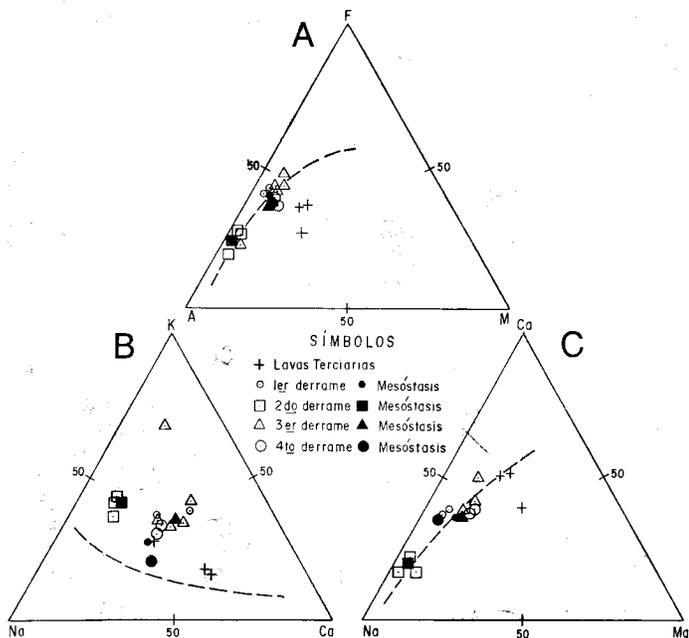


Figura 7.- Diagramas ternarios (A) A-F-M, (B) K-Na-Ca y (C) Ca-Na-Mg. Demuestran el carácter calcálcico de la Formación Las Américas. La línea interrumpida indica el límite entre los campos toleítico y calcálcico. El agrupamiento de las muestras se encuentra en dos áreas diferentes.

Figura 7, A y C, éstas muestran una composición más magnésica y también más cálcica (Figura 7, B y C).

Al estudiar la petrografía de las plagioclasas de los diferentes derrames, Fries y colaboradores (1965, p. 35) observaron la tendencia de los vidrios (*shards*) a un enriquecimiento progresivo en Na. En el diagrama ternario Ab-Or-An (Figura 8), se observa que los cursos de cristalización (Bowen, 1956, p. 28) en los feldespatos—de contenido normativo—de las mesóstasis de los derrames ignimbríticos, se desarrollan en el campo de solución sólida de las plagioclasas (SSP). La cristalización de los fenocristales feldespáticos de los cuatro derrames y la de los vidrios pumíticos oscuros, ocurren en el campo de la plagioclasa y líquido (PL). La composición feldespática de la pómez riolítica indica su generación en el campo de la ortoclasa y líquido (OL), a partir de la evolución de los magmas riolíticos del segundo derrame, con los que muestra cierta consanguinidad química. La interpretación del diagrama permite claramente considerar procesos de diferenciación magmática entre la mesóstasis, la roca y los vidrios exudados sin una notable variación en la composición.

En los diagramas de Harker (Figura 9) y en las gráficas del índice de diferenciación (ID; Figura 10) (Kuno, 1969), se observa una continuidad lineal de desarrollo entre las rocas más primitivas y las más evolucionadas. Esto podría interpretarse como exsolución de líquidos durante la diferenciación magmática con procesos incipientes de cristalización fraccionada. En estos diagramas, es notoria la poca dispersión en la composición, lo que supone un mismo magma inicial y el desarrollo en una sola cámara magmática para toda la Formación Las Américas. En los diagramas de Harker (Figura 9), el comportamiento general de los óxidos respecto al SiO₂, sin

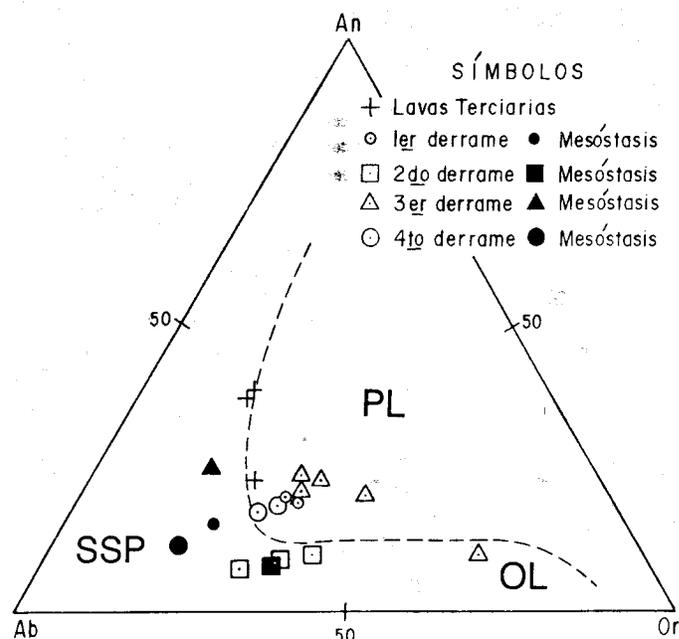


Figura 8.- Diagrama ternario (Ab-An-Or) de Bowen (1956). Determina el proceso evolutivo de los feldespatos de las ignimbritas de la Formación Las Américas y de los derrames de lava terciarios. OL, zona de ortoclasa y líquido; PL, zona de plagioclasa y líquido; PSS, zona de solución sólida de la plagioclasa.

considerar la posición estratigráfica de los derrames, desarrolla la siguiente tendencia: El MgO, el TiO₂, el FeO total y el CaO indican una clara línea descendente del líquido magmático a mayor contenido de sílice, o a una mayor diferenciación de la roca, patrón común de comportamiento de las series calcálcicas. El FeO total señala, para los derrames lávicos del Terciario, una línea evolutiva diferente. El Al₂O₃ muestra una ligera línea descendente, presentándose una muestra de lava andesítica terciaria con carácter hiperalumínico. Para el K₂O, la disposición de las muestras es casi horizontal con poca variación en la composición, con incremento en el segundo derrame, lo cual es normal en procesos finales de diferenciación magmática. En todos los diagramas resalta el hiato en la composición entre el segundo derrame y los tres restantes.

Los diagramas de variación que utilizan el índice de diferenciación (ID) como abscisa (Figura 10) presentan, en términos generales, las siguientes características: para el SiO₂, un marcado incremento a mayor ID, lo que también ocurre para el K₂O, aunque con una mayor dispersión. El TiO₂ y el Al₂O₃ se comportan uniformemente dentro de una banda con tendencia horizontal, desde luego, con excepción de uno de los derrames de lava terciarios, de carácter hiperalcalino. Descartando el segundo derrame, en cuanto al comportamiento geoquímico y de acuerdo con la secuencia cronológica o estratigráfica de los derrames, el Mg, Fe y Ca aumentan progresivamente en el tercero y cuarto de ellos, lo que pudiera indicar un incremento gradual de magma primario a la cámara ígnea, o un menor grado de maduración temporal.

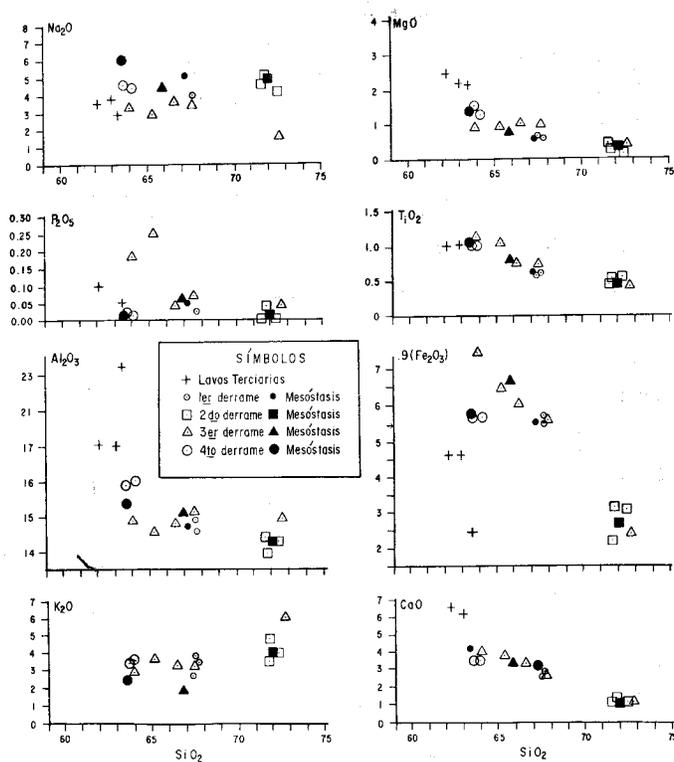


Figura 9.- Diagramas de Harker (Rox-SiO₂). Las gráficas indican un marcado decrecimiento de Mg, Ti, Fe y Ca a mayor contenido de sílice, parámetros característicos de la serie calcalcalina. Las muestras son agrupadas en diferentes áreas, separadas por un hiato de SiO₂.

La pendiente calculada para cada gráfica de las Figuras 9 y 10, muestra muy poca dispersión respecto de la línea recta correspondiente a la composición de los óxidos críticos (MgO, TiO₂, FeO y CaO). La prolongación de la línea que se calculó para el agrupamiento de los tres derrames—primero, tercero y cuarto—coincide generalmente con el agrupamiento del segundo, junto con la pómez riolítica del tercer derrame. Esto puede indicar procesos de diferenciación en una sola cámara magmática—caldera de Amealco—para los cuatro derrames, o un receptáculo ígneo diferente—caldera de la presa Brockman—para el segundo derrame.

Verma y colaboradores (1991) realizaron 17 análisis de la rocas de la caldera de Amealco, que incluyeron tres de la ignimbrita Amealco—Unidad D—que supuestamente dio origen a la Formación Las Américas. La relación isotópica ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr varía de 0.70379 a 0.70458, y la relación ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de 0.51267 a 0.51278; estos autores consideran, por dichos parámetros, que una combinación entre MORB y los sedimentos que yacen sobre la placa oceánica, no puede producir magmas del tipo del de la caldera de Amealco. Los mismos autores señalan que el magma primario puede haber asimilado hasta un 10% de componentes corticales, desde su evolución de basaltos andesíticos a dacitas. Es conveniente indicar que la posición de los elementos mayores de la ignimbrita Amealco (Verma *et al.*, *op. cit.*) colocados en las gráficas de la Formación Las Américas, también corresponde a rocas subcalcinas de fuerte afinidad calcalcalina alta en potasio.

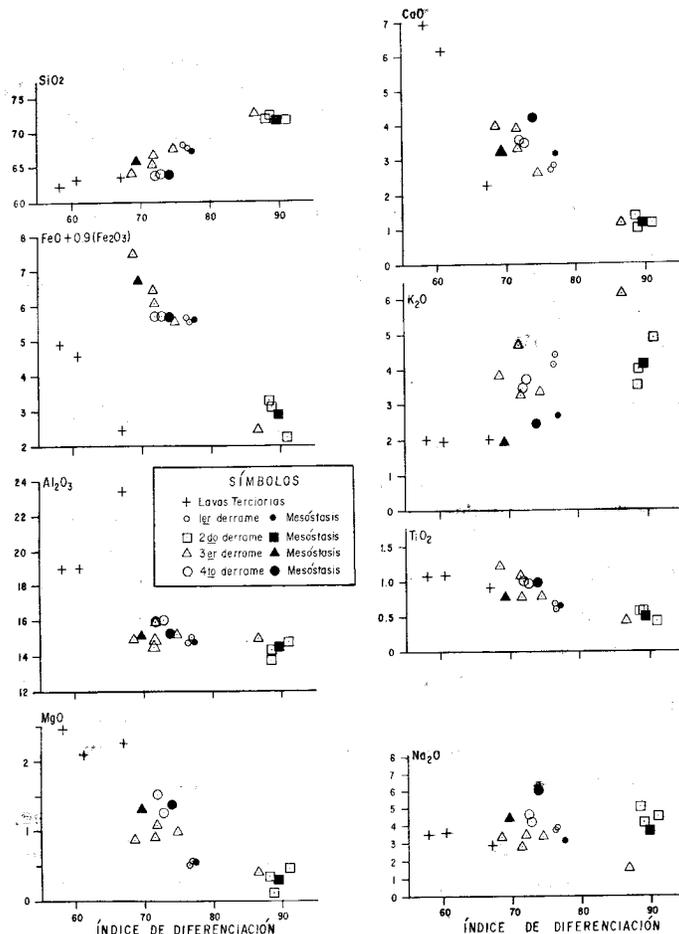


Figura 10.- Diagramas de Índice de Diferenciación (Rox-ID). La linealidad de la pendiente indica fases de cristalización fraccionada al inicio de los procesos de diferenciación magmática. El decremento en los porcentajes de elementos críticos (Fe, Mg y Ca) a un mayor índice de diferenciación (ID) muestra procesos evolutivos de la serie calcalcalina.

MECANISMOS DE ERUPCIÓN

De acuerdo con Sparks y colaboradores (1973), el detonante principal para el inicio de una erupción piroclástica dentro de una cámara ígnea, lo constituye la mezcla de dos magmas de diferentes temperatura o contenido de volátiles, que ocasionalmente se encuentra en ciclos repetitivos. En efecto, para Shaw (1980), los magmas máficos no sólo son el punto de partida de los mecanismos de diferenciación, sino que también constituyen la única fuente razonable de energía térmica para promover la fusión parcial de segmentos de la corteza continental.

Los parámetros termodinámicos que controlan las reacciones dentro de una cámara magmática—temperatura, presión, viscosidad y velocidad de ascenso del magma—han sido investigados por diferentes autores (Sparks y Sigurdsson, 1977; Sparks *et al.*, 1973; Hildreth, 1981; Shaw, 1980; Wilson *et al.*, 1980; Anderson, 1976), los cuales pueden extrapolarse para demostrar la factibilidad de una hipótesis que explique la génesis y el mecanismo de erupción de las ignimbritas de la Formación Las Américas.

Antes de exponer las ideas sobre los mecanismos de erupción generadas en la presente investigación, es conveniente conocer las conclusiones a las que llegaron Fries y colaboradores (1965, p. 38), para conceptualizar y explicar el origen de los cuatro derrames ignimbríticos de la Formación Las Américas. Estos autores consideraron que los componentes principales de los derrames primero, tercero y cuarto fueron extravasados juntos y a alta temperatura, pero sin provenir de una misma cámara magmática, ya que de ser así, hubieran reaccionado entre sí, formando componentes más homogéneos. Lo anterior les sugirió que la tefra había sido drenada o separada en el momento de la erupción y no tuvo la oportunidad de mezclarse más que de una manera mecánica. Pensaron que las tres composiciones representaban productos evolutivos que se diferenciaron en cámaras separadas pero cercanas entre sí, donde pudieron desarrollarse los feldespatos que las distinguen. Cuando la corteza se fracturó encima de las cámaras, los piroclásticos emergieron por una sola fisura, donde el magma riolodacítico principal se mezcló con la pómez de los otros dos. El tiempo no fue suficiente más que para una mezcla incipiente de los líquidos; éstos pudieron haberse solidificado formando pequeños fragmentos globulares dentro del material fundido riolodacítico, pero en otras partes esta situación fue seguida por la expansión de los volátiles para formar pómez y astillas de vidrio en el curso de su ascenso y expulsión a la superficie. Apoyaron su hipótesis mediante la comparación de dos análisis de roca entera del tercer derrame con los análisis de la pómez blanca del mismo derrame, y concluyeron que la roca y la mesóstasis difieren de manera significativa de la tefra, lo que implica diversidad de magmas.

La mezcla de magmas es un viejo concepto que ha causado mucho interés en años recientes, por el importante papel que desempeña en la petrogénesis de los magmas calcálicos. Kouchi y Sunagawa (1985), en sus experimentos con materiales fundidos basálticos y dacíticos, comprueban que la mezcla de dos magmas puede ocurrir cuando ascienden en el sistema natural de un conducto volcánico. También establecen que la difusión mutua o la mezcla mecánica en mayor o menor grado está controlada por la presencia de diversos fenocristales. Demuestran que la andesita homogénea, la pumicita bandeada y la pómez corresponden al nivel que alcanzan en la columna al ocurrir el rompimiento magmático. El modelo de estos autores (Kouchi y Sunagawa, *op. cit.*) permite una explicación satisfactoria para las mezclas de vidrios en productos piroclásticos de tipo pliniano, así como para la presencia limitada de pómez, derrames cineríticos composicionalmente estratificados y derrames lávicos homogéneos, todo dentro de un mismo conducto y para el mismo evento volcánico.

En el caso de la Formación Las Américas, las variaciones en composición y la presencia de vidrios diferentes—hibridización—en los cuatro derrames, resultan una evidencia para postular una cámara magmática zonada o estratificada, como se explica en la Figura 11. La presencia de corrientes de convección en la interfase riolita-latita de cuarzo, queda evi-

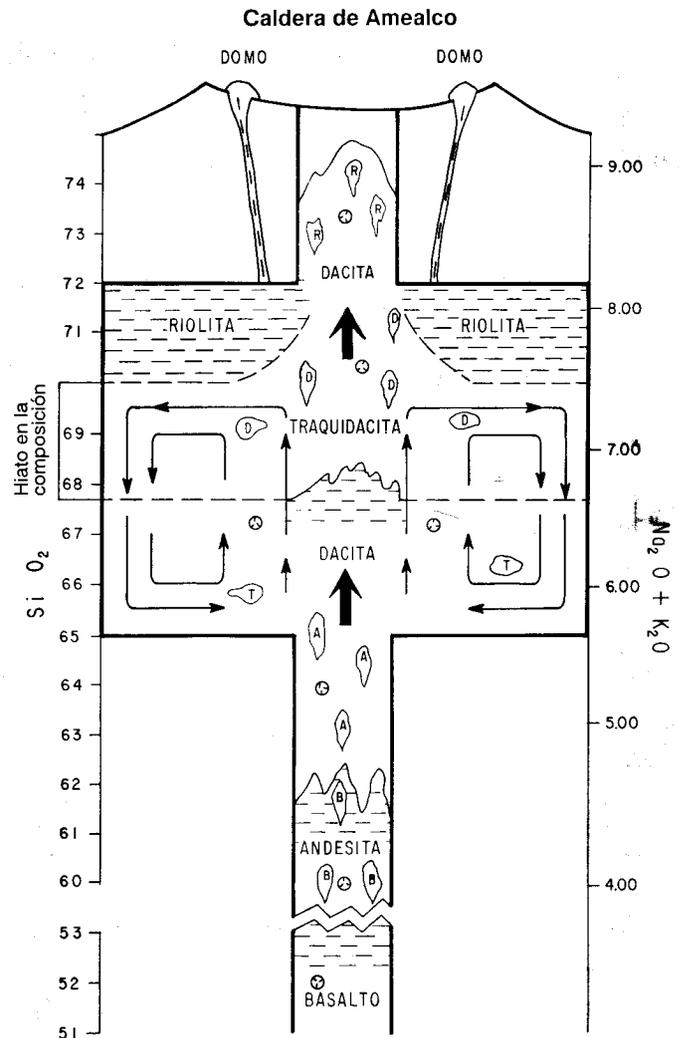


Figura 11.- Modelo conceptual de cámara magmática que explica la hibridización y diferenciación magmática que dio origen a los cuatro derrames ignimbríticos de la Formación Las Américas, a partir del magmatismo de la caldera de Amealco.

denciada por el recubrimiento de las astillas (*shards*) dacíticas y de latita de cuarzo, por vidrio riolítico (Fries *et al.*, 1965, p. 72 y lám. 13).

El mecanismo operacional más simple que explica los eventos efusivos de tipo pliniano para los tres derrames cineríticos—primero, tercero y cuarto—supone la existencia de una cámara magmática o conducto volcánico en proceso de zonificación química (Figura 11), la cual, en su parte superior, comienza a diferenciar magma riolítico, y en sus partes media e inferior, contiene magma cuya composición oscila entre dacítica y traquidacítica; por su base, la cámara recibe la inyección de magma andesítico o basáltico-andesítico, con un contenido alto de volátiles que, al entrar en contacto con el material fundido ya establecido, se separan por exsolución y son transferidos por convección, difusión y mezcla, a la parte superior de la cúpula. La continuidad del proceso produce fuertes gradientes de presión que, al rebasar el límite de resistencia de las paredes de la cámara y el esfuerzo tensional del

magma, ocasionan la explosión piroclástica que da lugar a las ignimbritas del primer derrame. La roca entera de este derrame tiene una composición dacítico-traquidacítica y su mesóstasis traquidacítica, vidrios dacíticos rodeados de riolita y pómez de composición dacítica y riolítica, que se forma, esta última, arriba de la línea de exsolución. Se supone que este modelo de cámara magmática corresponda a la estructura que dio origen a la caldera de Amealco. La erupción explosiva de las ignimbritas de los tercero y cuarto derrames se puede explicar con el mismo procedimiento que dio origen al primero. Los análisis de roca entera indican una composición dacítica para la pómez oscura, mientras que es dacítica, traquítica y riolítica para algunas astillas de vidrio y para los fragmentos de pómez clara—clasificación de Streckeisen (1978). También es factible que parte de la pómez dacítica corresponda a fragmentos del primer derrame que se quedaron en el conducto, o que pertenezca al mismo magma de la mesóstasis fragmentada arriba de la línea de exsolución.

El cuarto derrame de la Formación Las Américas contiene restos de material magmático producido por todos los derrames anteriores. Los análisis químicos indican para la mesóstasis y la roca entera una composición traquidacítica (clasificación no genética de Le Bas *et al.*, 1986), lo que marca un enriquecimiento final en álcalis para la tefra de este evento. Para explicar el carácter petroquímico y el mecanismo eruptivo de las ignimbritas del segundo derrame, cuya composición es riolítica, latítica cuarzosa y riolítica sódica, conciben su desplazamiento (Fries *et al.*, 1965) desde una cámara magmática diferente y su ascenso por otro conducto.

Si se acepta la idea original de que la estructura de caldera de la presa Brockman constituye el centro de erupción de este segundo derrame, y que los productos ignimbriticos de las otras tres unidades proceden de una cámara ígnea diferente—caldera de Amealco; Aguirre-Díaz (1990) y Suter y colaboradores (1991)—entonces se debe establecer un modelo de cámara magmática madura y muy diferenciada, adecuada a las características químicas y petrográficas de estas tobas (Figura 12), que representan una lenta actividad convectiva y gran volumen de roca riolítica arriba de la zona de interfase, como se demuestra con la escasa intermezcla de vidrios.

CONCLUSIONES

Sin alcanzar la profundidad de las investigaciones llevadas a cabo con elementos indicio, tierras raras, elementos pesados y estudios isotópicos, con este estudio se demuestra la utilidad de los análisis de elementos mayores para caracterizar y formular hipótesis sobre la génesis y evolución de los magmas de las rocas ígneas mexicanas, cuyos análisis aparecen en la literatura y aún no han sido debidamente clasificadas.

Por sus características petroquímicas, los cuatro derrames ignimbriticos de la Formación Las Américas corresponden a rocas ácidas—más de 63% SiO₂—del campo de las subalcalinas, con un carácter marcadamente calcialcalino alto

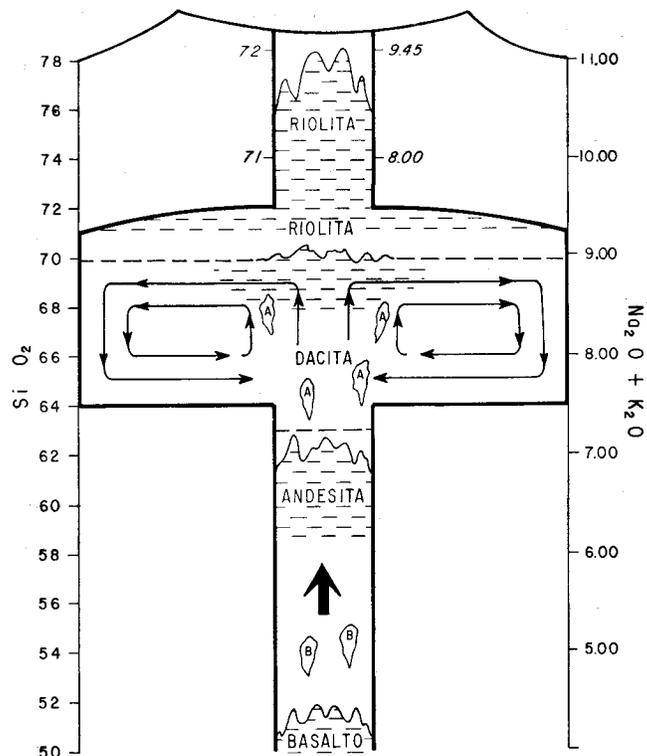


Figura 12.- Modelo conceptual de cámara magmática madura más evolucionada que explica los procesos de diferenciación del magma dacítico y de sus exudados riolíticos y dacíticos del segundo derrame de la Formación Las Américas, a partir del magmatismo de la caldera de Amealco.

en potasio, congruente con una corteza continental medianamente gruesa—35 a 40 km de espesor.

La mineralogía, la petrografía y los rasgos petroquímicos permiten considerar a la Formación Las Américas como una fase distal de la toba Amealco, concepto propuesto también por otros autores (Aguirre-Díaz, 1990; Suter *et al.*, 1991). Con el apoyo de una edad de 5.0 Ma de un basalto sobre el que descansa la toba Amealco (Sánchez-Rubio, 1984), cerca de la caldera, y de otro fechamiento isotópico de 4.6 Ma de las ignimbritas Amealco (Aguirre-Díaz, 1990), se considera que el tiempo de emplazamiento o depósito de la Formación Las Américas tuvo lugar durante un corto evento volcánico explosivo pliniano—por su volumen y magnitud de tipo katmai—que ocurrió al final del Plioceno temprano.

El magmatismo se enmarca dentro de una tectónica de subducción en márgenes convergentes, que viene afectando la parte meridional de México desde finales del Mioceno y principios del Plioceno, debido a la reordenación de las placas de Cocos y de América del Norte con la del Caribe. Su origen puede ser producto, de acuerdo con el análisis de sus elementos mayores, de la fusión de la corteza oceánica, o provenir, de acuerdo con las relaciones de sus componentes isotópicos—Sr y Nd—del manto superior (Verma *et al.*, 1991).

Para explicar la hibridación de los magmas se propone un modelo de cámara magmática zonada (Figura 11), la cual correspondería a la caldera de Amealco, que recibe inyección de basalto andesítico o andesita en el conducto profundo, con

desarrollo de procesos de diferenciación magmática—cristalización fraccionada con exsolución de líquidos residuales, difusión iónica, etc.—que dan origen a zonas de andesita homogénea y materiales fundidos de cuarzo-latita y dacita. En el receptáculo ígneo se tiene andesita en el conducto inferior, dacita, riolita y riolita. Entre estas dos últimas se desarrolla una zona de interfase muy marcada, abajo de la cual se generan corrientes de convección térmica que permiten la hibridación del magma. La presencia de fenocristales y enclaves de olivino pequeños y ortopiroxeno dentro de la mesóstasis de los cuatro derrames, soporta la hipótesis de un basalto como el generador primigenio de estas tobas.

Como fuente original de los magmas que dieron origen al segundo derrame de composición más ácida, se propone como primera opción, debido a su similitud química, al magmatismo ácido de la caldera de Amealco y, como segunda, a la estructura de caldera de la presa Brockman, de la cual se cuenta con escasa información petroquímica. El modelo de cámara magmática se presenta en la Figura 12.

Las tendencias de las concentraciones de elementos incompatibles de las rocas de Amealco indican un magma primario originado en el manto superior (Verma *et al.*, 1991). Lo anterior podría explicarse por la influencia de los procesos de engrosamiento de la corteza y las variaciones de la zona de interacción de la corteza inferior con el manto superior, sin invalidar necesariamente el régimen tectónico de subducción, tal como ha sido estudiado en los Andes chilenos (McMillan *et al.*, 1993).

La existencia de fragmentos escasos—enclaves—de rocas gnéisicas—ortogneises—observados con los fragmentos líticos, supone la presencia de un basamento cristalino a profundidad. Aguirre-Díaz (Claus Siebe, comunicación personal, 1993) informa de la presencia de granulitas en las rocas de la caldera de Amealco.

La Formación Las Américas constituye uno de los mejores indicadores estratigráficos y el principal registro de la actividad neotectónica de la región. El magmatismo que dio origen a la caldera de Amealco y a su fase distal, se encuentra asociado a una tectónica distensiva con fallamiento normal profundo de rumbo NNW-SSE, correlacionable con el evento tectónico de "cuencas y sierras" del SW de América del Norte. Según otros autores (Ferrari *et al.*, 1990), durante el Plioceno se desarrolló un sistema profundo y extendido de fallas de desplazamiento lateral con un rumbo promedio N49°E.

AGRADECIMIENTOS

El autor hace patente su reconocimiento al Dr. Zoltan de Cserna y al Ing. Arturo Gómez-Caballero por sus sugerencias y revisión preliminar del manuscrito. Reconocimiento especial merecen los doctores Max Suter y Eduardo González-Partida, por sus sugerencias y arbitraje del artículo; de la misma manera, el autor considera muy valiosa la fuerte, pero constructiva, crítica del Dr. Claus Siebe. También se agradece al personal

de la Unidad Académica de Apoyo Editorial, del Instituto de Geología, en especial a Magdalena Alcayde por la exhaustiva revisión y corrección de estilo del manuscrito, y a Ruth Moreno-Chávez por la revisión y corrección de las citas bibliográficas. Las figuras e ilustraciones que aparecen en el texto fueron hechas por los dibujantes Arturo y Javier Osorio.

Para el desarrollo de la investigación de campo, se contó con el apoyo de la subvención económica D112-903405 otorgada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar-y-Vargas, V.H., y Verma, S.P., 1987, Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano, *in* Verma, S.P., ed., Volumen especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano, Parte 3B: Geofísica Internacional (México), v. 26, p. 195-272.
- Aguirre-Díaz, G.J., 1990, The Amealco tuff—a major explosive event in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 22, p. 350 (resumen).
- Anderson, A.T., 1976, Magma mixing; petrological process and volcanological tool: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 1, p. 1033-1041.
- Astiz, L.M., 1980, Sismicidad en Acambay, Estado de México—El temblor del 22 de febrero de 1979: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 130 p. (inédita).
- Bowen, N.L., 1956, The evolution of igneous rocks: Nueva York, Princeton University Press, Dover Publications, Inc., 332 p.
- Cebull, S.E., y Schurbert, D.H., 1987, Mexican Volcanic Belt—an intraplate transform?: Geofísica Internacional (México), v. 26, p. 1-13.
- Ferrari, Luca; Pasquarè, Giorgio; y Tibaldi, Alessandro, 1990, Plio-Quaternary tectonics of the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode: Geofísica Internacional (México), v. 29, p. 5-18.
- Ferriz, Horacio, y Mahood, G.A., 1986, Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano: Geofísica Internacional (México), v. 25, p. 117-156.
- Flores, Teodoro, 1920, Estudio geológico-minero de los distritos de El Oro-Tlalpujahua: Instituto Geológico de México, Boletín 43, 85 p.
- Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 p.
- Fries, Carl; Ross, C.S.; y Obregón-Pérez, Alberto, 1965 (1977), Mezcla de vidrios en los derrames cineríticos Las Américas de la región de El Oro-Tlalpujahua, estados de México y Michoacán, parte centromeridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 70, 85 p.
- Hasenaka, Toshiaki, y Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico—Their age, volume and distribution, and magma discharge rate: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 25, p. 24-105.
- Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers—implications for lithospheric magmatism: Journal of Geophysical Research, v. 86B, p. 10153-10192.
- Kouchi, A., y Sunagawa, I., 1985, A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 89, p. 17-23.
- Kuno, Hisashi, 1969, Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii—Igneous and metamorphic geology: Geological Society of America, Memoir 115, p. 189-234.
- Le Bas, M.J.; LeMaitre, R.W.; Streckeisen, A.; y Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.
- Marshall, Patrick, 1932, Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zealand: New Zealand Journal of Science and Technology, v. 13, p. 192-198.

- Martínez-Reyes, Juventino, y Nieto-Samaniego, Á.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 33-50.
- McMillan, N.J.; Davidson, J.P.; Wörner, Gerhard; Harmon, R.S.; Moorbath, Stephen; y López-Escobar, Leopoldo, 1993, Influence of crustal thickening on arc magmatism—Nevados de Payachata volcanic region, northern Chile: *Geology*, v. 21, p. 467-470.
- Nixon, G.T.; Demant, Alain; Armstrong R.L.; y Harakal, J.E., 1987, K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Transmexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional (México)*, v. 26, p. 109-122.
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1987, El evento magmático Balsas de edad paleogénica, del sur de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 2, México, D.F., Programa y Resúmenes, p. 54 (resumen).
- 1990, Características petrológicas de la Formación Las Américas, de la región de El Oro-Tlalpujahua, estados de México y Michoacán: *Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes*, número extraordinario, v. 10, p. 26 (resumen).
- 1992, El evento magmático "Balsas" (Paleógeno) de la Sierra Madre del Sur, México: Congreso Geológico de España, 3, y Congreso Latinoamericano de Geología, 8, Universidad de Salamanca, España, Actas, p. 221-224.
- Peccerillo, A., y Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Rittmann, Alfred, 1952, Nomenclature of volcanic rocks proposed for the use in the Catalogue of Volcanoes, and key tables for the determination of volcanic rocks: *Bulletin of Volcanology*, serie 2, v. 12, p. 75-102.
- Ross, C.S., y Smith, R.L., 1961, Ash-flow tuffs—their origin, geologic relations, and identification: U.S. Geological Survey Professional Paper 366, 81 p.
- Sánchez-Rubio, Gerardo, 1978, The Amealco Caldera: Geological Society of America, Annual meeting, 74, Cordilleran Section, Tempe, Arizona, Abstracts with programs, v. 10, núm. 3, p. 145 (resumen).
- 1984, Cenozoic vulcanism of the Toluca-Amealco region, central Mexico: Londres, Gran Bretaña, University of London, Imperial College of Science and Technology, tesis de maestría, 275 p. (inédita).
- Seegerstrom, Kenneth, 1962, Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin 1104-C, p. 87-162.
- Shaw, H.R., 1980, The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface, in Hargraves, R.B., ed., *Physics of magmatic process*: Nueva York, Princeton University Press, p. 201-204.
- Silva-Mora, Luis, 1979, Contribution à la connaissance de l'Axe Volcanique Transmexicain—Étude géologique et pétrologique des laves du Michoacán oriental: Marsella, Francia, Université de Droit, d'Économie et des Sciences D'aix-Marseille III, tesis doctor ingeniero, 230 p. (inédita).
- Sparks, J.R.S.; Self, S.; y Walker, G.P.L., 1973, Products of ignimbrite eruptions: *Geology*, v. 19, p. 115-118.
- Sparks, J.R.S., y Sigurdsson, H., 1977, Magma mixing—A mechanism for triggering acid explosive eruptions: *Nature*, v. 267, núm. 5609, p. 315-318.
- Streckeisen, A., 1978, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks, recommendations and suggestions: *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlung*, Stuttgart, t. 134, p. 1-14.
- Suter, Max; Aguirre, G.J.; Siebe, Claus; Quintero-Legorreta, Odranoel; y Komorowski, J.C., 1991, Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, in Walawender, M.J., y Hanan, B.B., eds., *Geological Excursions in Southern California and Mexico*: Geological Society of America, Guidebook, Annual meeting, p. 224-243.
- Suter, Max; Quintero-Legorreta, Odranoel; y Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in central part of the Trans-Mexican Volcanic belt, Mexico; 1, The Venta de Bravo Fault: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 11983-11993.
- Urrutia-Fucugauchi, Jaime, 1984, On the tectonic evolution of Mexico—Paleomagnetic constraints, in Van der Voo, R.; Scotese, C.R.; y Bonhommet, N., eds., *Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism*: Ann Arbor, Michigan, University of Michigan, Department of Geological Sciences, Geodynamics series, v. 12, p. 29-47.
- Verma, S.P.; Carrasco-Núñez, Gerardo; y Milán, Marcos, 1991, Geology and geochemistry of Amealco caldera, Qro., Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 47, p. 105-127.
- Wilson, Lionel; Sparks, J.S.R.; y Walker, P.L.G., 1980, Explosive volcanic eruptions; IV, The control of magma properties and conduct geometry on eruption column behaviour: *Geophysical Journal of the Royal Society*, v. 63, p. 117-148.
- Yamamoto, Jaime, y Mota, Reynaldo, 1991, Reporte del monitoreo sísmico realizado en la región de Maravatío-Acambay durante el período marzo de 1989 y agosto-septiembre de 1990: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Comunicaciones técnicas, Serie investigaciones, núm. 137, 8 p.

Manuscrito presentado: 17 de agosto de 1992.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 20 de septiembre de 1994.

Manuscrito aceptado: 10 de octubre de 1994.