

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTOR: DR. FERNANDO ORTEGA-GUTIÉRREZ

Boletín 106

**XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL
ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO**

Parte 1, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Jean G. Pier

Parte 2, Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Ángel Francisco Nieto-Samaniego

Parte 3, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

José Jorge Aranda-Gómez



MÉXICO, D. F.
1993

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

RECTOR
Dr. José Sarukhán-Kermez

SECRETARIO GENERAL
Dr. Francisco Barnés de Castro

SECRETARIO ADMINISTRATIVO
Dr. Salvador Malo Álvarez

SECRETARIO DE SERVICIOS ACADÉMICOS
Dr. Roberto Castañón-Romo

SECRETARIO DE ASUNTOS ESTUDIANTILES
Lic. Rafael Cordera-Campos

ABOGADO GENERAL
Lic. Fernando Serrano-Migallón

COORDINADOR DE LA
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA
Dr. Gerardo Suárez-Reynoso

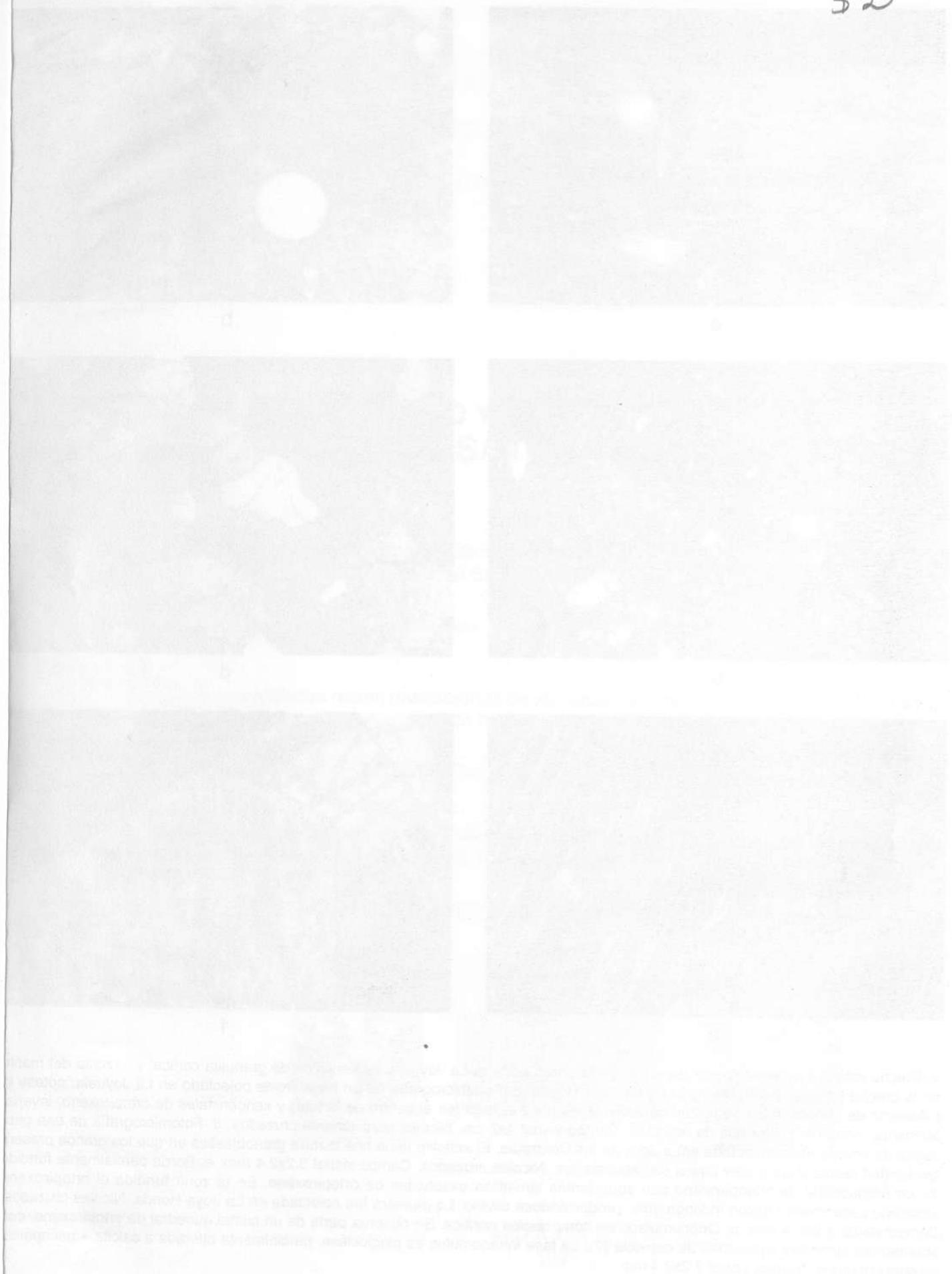
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Ciudad Universitaria
Delegación Coyoacán
04510 D. F.

DIRECTOR
Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez

EDITORES DE LA OBRA PRESENTE
Magdalena Alcayde
Arturo Gómez-Caballero

COEDITORES CIENTÍFICOS
M. en Fil. Gerardo Sánchez-Rubio *Dr. Enrique Martínez-Hernández*



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTOR: DR. FERNANDO ORTEGA-GUTIÉRREZ

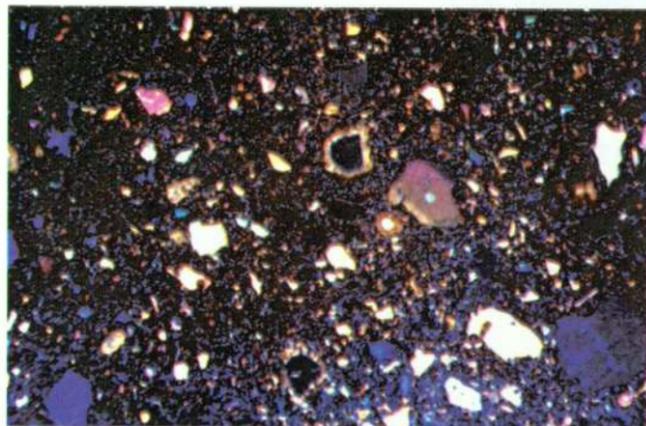
Boletín 106



a



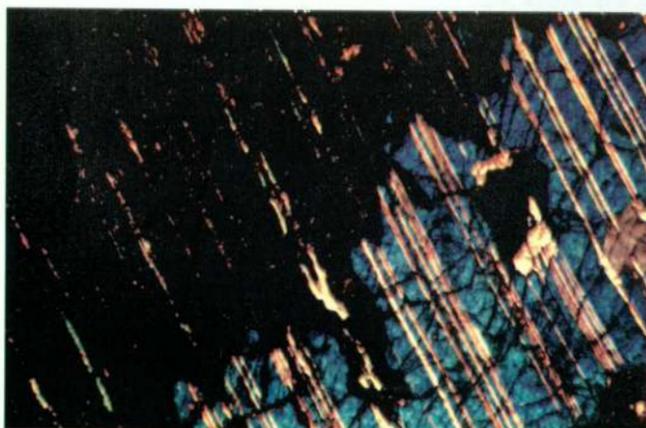
b



c



d



e



f

a. Brecha tobácea heterolitológica expuesta en la pared norte de La Joyuela. b. Xenolitos de granulita cortical y lerzolita del manto en la brecha tobácea heterolitológica de La Joya Honda. c. Fotomicrografía de un basanitoide colectado en La Joyuela; nótese la presencia de xenocristales de olivino caracterizados por maclado (en el centro de la foto) y xenocristales de ortopiroxeno, invariablemente rodeados por anillos de reacción. Campo visual 4x2 cm. Nicoles parcialmente cruzados. d. Fotomicrografía de una piroxenita de hornablenda colectada en La Joya de los Contreras. El xenolito tiene una textura granoblástica en que los granos presentan bordes rectos y las juntas triples son abundantes. Nicoles cruzados. Campo visual 3.2x2.4 mm. e. Borde parcialmente fundido de un megacristal de clinopiroxeno con abundantes laminillas exsolvadas de ortopiroxeno. En la zona fundida el ortopiroxeno exsolvado experimentó fusión incongruente, produciéndose olivino. La muestra fue colectada en La Joya Honda. Nicoles cruzados. Campo visual 3.2x2.4 mm. d. Ortocumulado de composición norítica. Se observa parte de un cristal euhedral de ortopiroxeno, con abundantes laminillas exsolvadas de espinela (?). La fase intracumulus es plagioclasa, parcialmente alterada a calcita + escapolita. Nicoles cruzados. Campo visual 3.2x2.4 mm.

XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Parte 1, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Jean G. Pier

Parte 2, Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Ángel Francisco Nieto-Samaniego

Parte 3, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México

Por

José Jorge Aranda-Gómez



MÉXICO, D. F.

1993

XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ

CONTENIDO GENERAL

	<i>Página</i>
Parte 1, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, por <i>José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Jean G. Pier</i> . . .	1
Parte 2, Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, por <i>José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Ángel Francisco Nieto-Samaniego</i>	23
Parte 3, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, por <i>José Jorge Aranda-Gómez</i>	37

ILUSTRACIONES

Frontispicio	ii
------------------------	----

DR. © 1993 Universidad Nacional Autónoma de México

Ciudad Universitaria, Coyoacán, D. F.

Impreso y hecho en México

ISSN 0185-5530



México D. F.
1993

Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., y Pier, J. G., 1993, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México, *in* Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 1, p. 1-22, 15 figuras, 4 tablas.

Parte 1

GEOLOGÍA DE LOS VOLCANES CUATERNARIOS PORTADORES DE XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Por

José Jorge Aranda-Gómez, James F. Luhr y Jean G. Pier

CONTENIDO

	Página
RESUMEN	1
ABSTRACT	1
INTRODUCCIÓN	2
Definición del problema	2
Antecedentes	2
GEOLOGÍA	3
Entorno regional	3
La región de Ventura-Espíritu Santo	4
<i>El maar de la laguna de Los Palau</i>	4
<i>La Joyuela</i>	6
<i>La Joya Honda</i>	7
La región de Santo Domingo	8
<i>El maar de Santo Domingo</i>	9
<i>El Banco</i>	9
<i>La Joya de los Contreras</i>	9
<i>La Joya Prieta</i>	10
PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS	11
Metodología	11
Petrografía	12
Composición global de las rocas	15
Petrología	16
EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA REGIÓN Y SU RELACIÓN CON EL VOLCANISMO ALCALINO	18
MODELO PETROGENÉTICO PARA LOS MAGMAS ALCALINOS DE SAN LUIS POTOSÍ	19
AGRADECIMIENTOS	20
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	20

ILUSTRACIONES

Figura 1.- Mapa de distribución de las rocas volcánicas básicas con xenolitos ultramáficos	3
2.- Mapa geológico del Estado de San Luis Potosí	4
3.- Mapa geológico de la región de Ventura-Espíritu Santo	5
4.- Mapa geológico de la laguna de Los Palau	5
5.- Mapa geológico de La Joyuela	6
6.- Mapa geológico de La Joya Honda	8
7.- Esquema geológico de la pared septentrional de La Joya Honda	8
8.- Mapa geológico generalizado de la región de Santo Domingo	9
9.- Mapa geológico de los <i>maars</i> de Santo Domingo, El Banco y La Joya de los Contreras	10
10.- Mapa geológico de La Joya Prieta	11

GEOLOGÍA DE LOS VOLCANES CUATERNARIOS PORTADORES DE XENOLITOS DEL MANTO Y DE LA BASE DE LA CORTEZA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

José Jorge Aranda-Gómez¹,
James F. Luhr² y
Jean G. Pier³

Figura 11.- (A) Fotomicrografía de un xenocristal de olivino; (B) fotomicrografía de un xenocristal de ortopiroxeno; (C) fenocristales primarios de olivino; (D) fotomicrografía de xenocristales de espinela y de piroxeno	15
12.- Dendrogramas que ilustran el conjunto de minerales primarios en las rocas descritas	16
13.- Diagramas de variación en la composición global de las rocs	17
14.- Gráfica de los contenidos totales de Ta vs. Nb; P ₂ O ₅ vs. Nb; K ₂ O vs. Nb y Y vs. Nb	18
15.- Modelo esquemático de la evolución magmática postmiocénica en la parte meridional de la Mesa Central	20
Tabla 1.- Composición modal determinada por cuenta de puntos para muestras selectas de lava y escoria	12
2.- Composición modal de las lavas y muestras de escoria, determinada por cuenta de puntos	13
3.- Composición global de muestras selectas de lava y escoria, determinada por FRX	13
4.- Composición global de muestras selectas de lava y escoria, determinada por FRX	14

RESUMEN

En la parte central del Estado de San Luis Potosí existen numerosos volcanes alcalinos, de posible edad cuaternaria. Entre éstos, destacan siete *maars*, varios conos cineríticos y algunos derrames de lava extensos. Muchos de estos volcanes contienen xenolitos de lerzolita de espinela, provenientes del manto, o bien de granulita, procedentes de la base de la corteza. Con base en su distribución geográfica, los volcanes pueden dividirse en dos grupos: Ventura-Espíritu Santo, situado al noroeste de la capital del estado; y Santo Domingo, al noreste. Estos grupos también difieren en términos de la composición química de sus lavas y sus conjuntos de xenolitos.

Los *maars* estudiados son cráteres grandes, bien conservados, con diámetros que varían entre 1 y 1.5 km y profundidades hasta de 300 m. En la parte baja de las paredes de los cráteres, usualmente están expuestas las calizas mesozoicas que constituyen el basamento prevolcánico de la región. Sobre las calizas, comúnmente hay rocas volcánicas de composición alcalino-básica, lo que indica actividad volcánica anterior a las erupciones que originaron los cráteres. En áreas cercanas a los volcanes, las secuencias piroclásticas relacionadas con la formación de los cráteres contienen, en su base, horizontes de grano fino depositados por nubes rasantes (*base-surge deposits*), que comúnmente contienen estructuras internas como diastratificación, canales y antidunas. Brechas tobáceas heterolíticas cementadas por carbonato de calcio yacen sobre estas capas. Los clastos más comunes en las brechas son fragmentos juveniles de roca volcánica alcalino-básica y fragmentos accidentales de caliza del basamento prevolcánico. En menor proporción, también se encuentra xenolitos de granulita, cuya composición varía de máfica a félsica, lerzolita de espinela, piroxena y, en algunos volcanes, megacristales de kaersutita. La matriz de las brechas está constituida por material rocoso finamente molido de la misma composición. Cuando la distancia de los cráteres es mayor, los depósitos piroclásticos cambian gradualmente a tobas de lapilli, con un contenido menor de caliza y xenolitos. Sobre las rocas piroclásticas, en varios *maars* se encuentra pequeñas acumulaciones de escoria y conos diminutos de lava, ambos con xenolitos, indicando que la actividad volcánica continuó después de la formación de los cráteres.

Los clastos de rocas volcánicas básicas recolectados en las brechas tobáceas de los *maars*, así como las muestras de escoria y lava recolectadas en otros volcanes del área, forman una serie volcánica con características petrológicas bien definidas. Las rocas varían desde nefelinita de olivino, intensamente deficiente en sílice (con nefelina y leucita normativas), a basanita (> 5% de nefelina normativa), hasta basalto alcalino de olivino (< 5% de nefelina normativa). Todos estos tipos de roca pueden contener xenolitos de lerzolita de espinela o xenocristales provenientes de su desmenuzamiento. En este estudio se define algunos criterios para distinguir entre los xenocristales y los fenocristales primarios de olivino y titanaugita.

El conjunto de rocas volcánicas estudiadas también contiene muestras sin xenolitos. Entre éstas, hay basanita, basalto alcalino y un solo derrame de basalto con hiperstena en la norma.

Las rocas de Santo Domingo incluyen basanita, basalto alcalino y el basalto con hiperstena. En las de Ventura-Espíritu Santo predominan la nefelinita de olivino y la basanita, que son más ricas que las de Santo Domingo en Ti, K, Na, P, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, La y Ce. Las rocas de Ventura-Espíritu Santo también son más ricas en estos elementos que la mayoría de las rocas portadoras de xenolitos del oeste de Estados Unidos de América. En el conjunto de muestras de San Luis Potosí, estos elementos muestran una buena correlación, aumentando en las rocas más deficientes en sílice. Se cree que estas características de las rocas volcánicas portadoras de xenolitos no puedan ser explicadas por un proceso de fusión progresiva de una misma roca-madre. La composición química se puede explicar por mezcla de dos magmas diferentes provenientes de dos áreas distintas en el manto: el componente A, proveniente de una astenosfera empobrecida; y el componente B, originado a partir del manto superior, enriquecido metasomáticamente en kaersutita y otros minerales afines.

Palabras clave: geología, volcanes, Cuaternario, xenolitos, San Luis Potosí, México.

ABSTRACT

The central part of San Luis Potosí State, Mexico, contains many isolated basic-alkalic volcanic centers of probable Quaternary age, including seven large maars, cinder and lava cones, and extensive

¹ Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 376, 36000 Guanajuato, Gto.

² Washington University, Saint Louis Missouri, E. U. A. Dirección actual: Department of Mineral Sciences, Smithsonian Institution, National Museum of Natural History, Washington, D. C. 20560, E.U.A.

³ Washington University, Saint Louis Missouri, E. U. A.

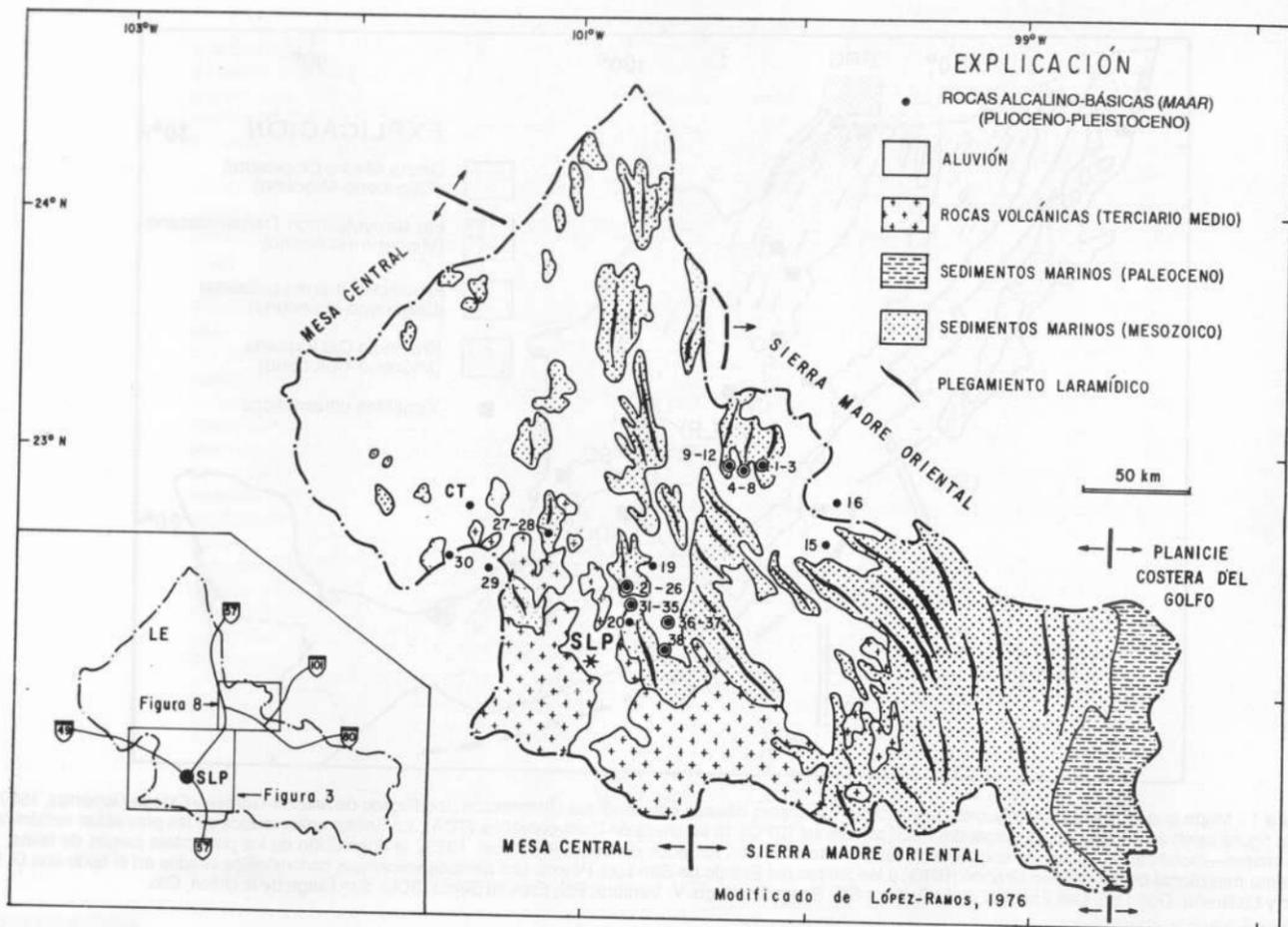


Figura 2.- Mapa geológico del Estado de San Luis Potosí (modificado de López-Ramos, 1976), donde se muestra los límites aproximados de las provincias fisiográficas (Raisz, 1959) y la localización de las muestras estudiadas. El mapa en el recuadro señala la localización de las Figuras 3 y 8, las principales carreteras y la localización aproximada del campo volcánico de Los Encinos (LE).

LA REGIÓN DE VENTURA-ESPIRITU SANTO

Los volcanes del grupo Ventura están localizados en el límite entre las dos unidades paleogeográficas. La región se caracteriza por una serie de anticlinales y sinclinales con un rumbo general N20°W. En el área también hay numerosos afloramientos de ignimbritas, domos y derrames riolíticos del Terciario medio (32-27 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). Al noreste de Armadillo (Figura 3), hay gravas y arenas continentales débilmente consolidadas (Eoceno?), que yacen bajo las rocas volcánicas terciarias. En el lado oriental de las sierras de Álvarez y El Coro, afloran gravas cuaternarias (*bajada deposits*) profundamente disectadas, por lo que se cree que la región se haya elevado recientemente (?). Las rocas más jóvenes del área son las lavas básicas y los depósitos piroclásticos de la Formación Las Joyas, que constituyen el tema central de este estudio.

La mayoría de los volcanes alcalinos de Ventura se encuentra cerca de la intersección del graben de Villa de Reyes (N30°E) y el anticlinorio de la sierra de Álvarez. El grupo Ventura incluye a tres *maars* grandes y aparatos volcánicos asociados. Además, en la región de Espíritu Santo, localizada al oeste de Ventura, hay numerosos conos cineríticos y derrames de lava asociados. Estos aparatos están aislados y algunos contienen xenolitos de lerzolita de espinela. En las Figuras 2 y 3 se muestra todos los volcanes y en el Apéndice se les describe brevemente. Las rocas alcalino-básicas, objeto de este estudio, son clasificadas como nefelinita

de olivino, basanita, basalto alcalino de olivino y basalto, de acuerdo con los criterios discutidos en una sección posterior.

El maar de la laguna de Los Palau

Este volcán se encuentra a 35 km al ENE de la ciudad de San Luis Potosí (Figuras 3 y 4). El cráter es aproximadamente circular, con un diámetro cercano a 1,400 m y una altura máxima del anillo de piroclastos de casi 60 m (Labarthe-Hernández, 1978). La secuencia volcánica relacionada al *maar* descansa sobre gravas pliocénico-pleistocénicas (?), con clastos de caliza, pedernal y rocas volcánicas félsicas, que representan a las unidades estratigráficas que afloran en la región. Las gravas yacen sobre rocas mesozoicas intensamente deformadas. En los arroyos cercanos al cráter, es posible ver afloramientos de las Formaciones El Doctor, Soyatal y Cárdenas. La Ignimbrita Santa María (29.5±1.5 Ma; Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) aflora a unos cuantos kilómetros al este del *maar* (Figura 4).

La secuencia piroclástica asociada al *maar* está muy pobremente expuesta. Las paredes del cráter están cubiertas por suelo y la parte externa del anillo de tefra está oculta bajo caliche. Casi todas las observaciones acerca de la secuencia piroclástica fueron realizadas en dos arroyos pequeños en la parte sudoriental del cráter. Infortunadamente, en esa área ocurrió un derrumbe, lo que dificulta la interpretación (Aranda-Gómez, 1982). El depósito piroclástico puede dividirse en tres unidades. Inmediatamente

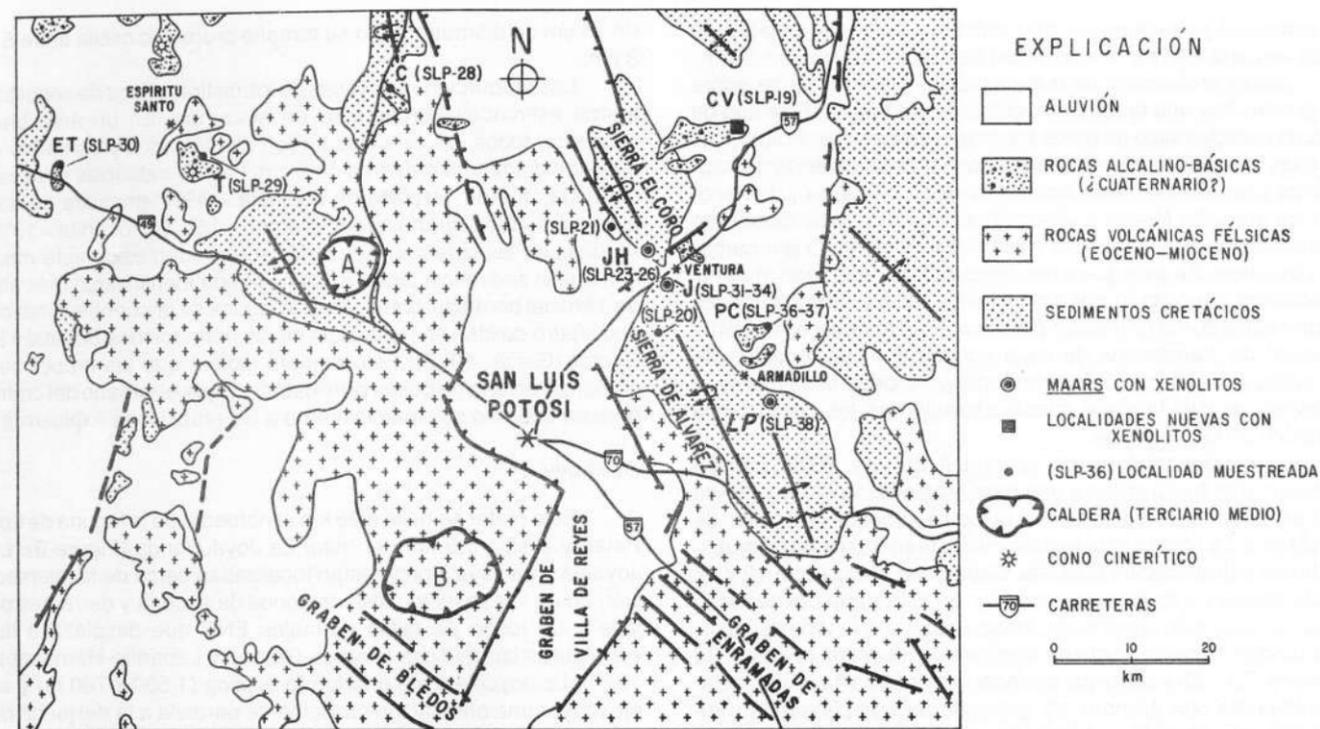


Figura 3.- Mapa geológico de la región de Ventura-Espíritu Santo (modificado de Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; y de Aguilón-Robles, 1983). Los cuadros negros corresponden a localidades con xenolitos recién descubiertas. Los círculos negros son las localidades citadas en el texto. C: cerro La Campana; CV: cerro Verde; ET: cerro El Tecamate; T: Tolosa; JH: La Joya Honda; J: La Joyuela; LP: laguna de Los Palau; PC: pozo del Carmen; A: centro volcánico de Ahualulco (Terciario medio); B: caldera de San Miguelito (Terciario medio). Los asteriscos señalan los poblados.

arriba de las gravas, hay un depósito de nube rasante (*base-surge deposit*), que sólo se encuentra expuesto en algunos lugares al sudoeste del cráter. El depósito es una toba de grano grueso, de

color pardo claro, en el que fueron observados pequeños canales que pudieran llegar a tener hasta 3 m de anchura y 1.5 m de profundidad. Un afloramiento longitudinal de uno de los canales

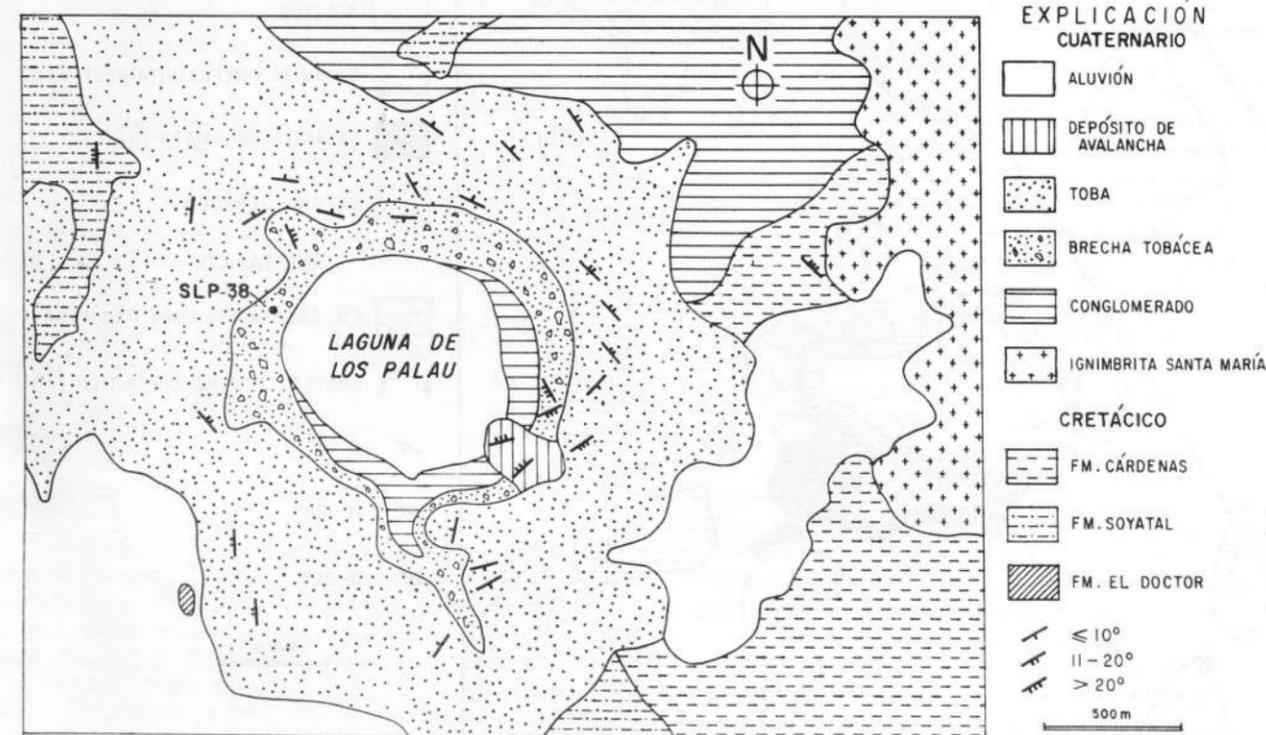


Figura 4.- Mapa geológico de la laguna de Los Palau. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

muestra una estructura del tipo antiduna, con una longitud de onda cercana a 8 m y una amplitud de aproximadamente 1.2 m.

Sobre el depósito de nube rasante, o directamente sobre las gravas, hay una brecha tobácea heterolitológica. Este tipo de roca es característico de todos los *maars* de San Luis Potosí. Las brechas tobáceas heterolitológicas son mezclas caóticas de fragmentos juveniles de rocas alcalino-básicas, de caliza y de xenolitos de granulita félsica a ultramáfica, en una matriz finamente desmenuzada de los mismos materiales, cementada por carbonato de calcio. Se cree que estas brechas tobáceas sean material piroclástico depositado del aire, a partir de las nubes eruptivas relacionadas con la formación del *maar*. Este material es la fuente principal de fragmentos de roca volcánica y de xenolitos de granulita; sin embargo, el cementante entorpece usualmente el muestreo, el cual también causa alteración en los clastos y se introduce en los xenolitos.

La brecha tobácea de la laguna de Los Palau cambia gradualmente hacia arriba a una toba heterolitológica de lapilli, la cual se encuentra expuesta en la parte superior del anillo de piroclastos. La unidad está relativamente bien clasificada y muestra buena estratificación paralela. Cada capa oscila entre 12 y 15 cm de espesor y es común encontrar en esta parte del depósito capas de toba bien clasificada, intercaladas con la toba de lapilli. Esta unidad superior contiene fragmentos juveniles de basanita (muestra SLP-38) y xenolitos abundantes de lerzolita de espinela, de websterita con granate, de granulita de dos piroxenos y de granulita con granate y silimanita, todos rodeados por capas delgadas de basanita vesicular. Las inclusiones pueden ser hasta

de 15 cm de diámetro, pero su tamaño promedio oscila entre 5 y 8 cm.

Las proporciones relativas de los distintos tipos de xenolitos fueron estimadas burdamente en el campo. En un área bien expuesta, todos los xenolitos fueron identificados y contados *in situ*, con diámetros mayores de 5 cm. Las abundancias relativas obtenidas fueron: lerzolita de espinela = 49%; granulita de dos piroxenos = 22%; granulita con granate = 16% y piroxenita = 13%. Algunas de las características más sorprendentes de este *maar* son que la secuencia piroclástica no pueda identificarse más allá de 1 km del borde del cráter y que la laguna se encuentre alineada con cuatro dolinas en las calizas de las Formaciones Soyatal y El Doctor (Garza, 1978). Esto pudiera indicar que las erupciones comenzaran en una dolina preexistente y que el tamaño del cráter pudiera deberse sólo parcialmente a las erupciones explosivas.

La Joyuela

Este cráter se halla a 25 km al noroeste de la laguna de Los Palau y a sólo 5.5 km del *maar* La Joya Honda (Figura 3). La Joyuela y La Joya Honda están localizadas cerca de la intersección de un lineamiento (NW) de conos de escoria y derrames de lava y un juego de fallas normales ENE que desplaza a las estructuras laramídicas (Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977). La Joyuela tiene una forma elíptica (1,500 x 700 m) y su eje mayor una orientación burdamente paralela a la del juego de fallas, lo que indica que la estructura regional pudo haber influido en la formación del cráter (Figura 5).

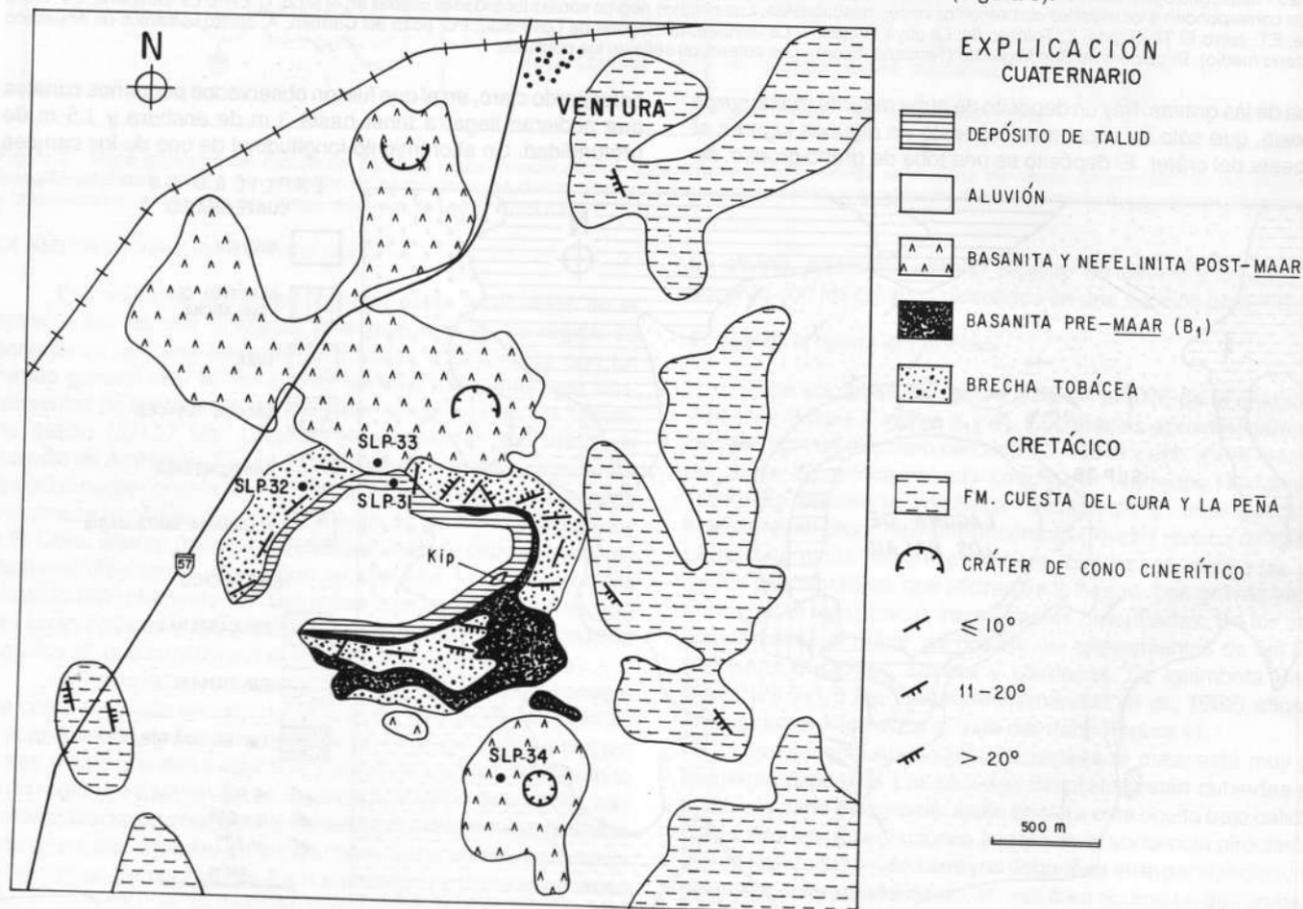


Figura 5.- Mapa geológico de La Joyuela. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

En el área se observa varios centros volcánicos. La formación de La Joyuela ocurrió en una etapa intermedia. El evento más antiguo fue la erupción de un derrame de basanita rica en olivino (B_1 en la Figura 5; muestra SLP-31), el cual yace sobre las calizas de la Formación La Peña. Los cambios en el espesor del derrame parecen indicar que éste se haya originado en un pequeño cono cinerítico que está parcialmente expuesto en la parte sudoriental de La Joyuela. A la erupción de B_1 , sucedió la formación de un pequeño cono cinerítico expuesto en la pared nororiental del cráter. En esta área, hay dos capas de escoria que yacen sobre B_1 : la unidad inferior está compuesta por bloques de material altamente vesicular y por bombas parcialmente soldadas entre sí. El tamaño máximo de los clastos es de 60 cm de diámetro. Esta unidad varía de masiva y caótica, con grandes clastos de color pardo rojizo en la base, a relativamente bien clasificada, con estratificación débil y fragmentos de color rojo ladrillo en la cima. La unidad superior de escoria está compuesta por vidrio basanítico altamente vesicular, con fragmentos hasta de 60 cm de diámetro; en su conjunto, es caótica, sin selección ni estratificación.

La secuencia piroclástica relacionada con la formación del *maar* yace sobre las capas de escoria y es una brecha tobácea heterolitológica con xenolitos. El depósito forma un anillo casi continuo alrededor del volcán y llega a tener una altura máxima de 80 m en la pared nororiental. El anillo se adelgaza hacia el oeste y no se presenta en el lado sudoccidental del cráter (Figura 5). Cerca del cono cinerítico arriba descrito, en la base de la secuencia piroclástica, fueron observadas algunas estructuras sedimentarias pobremente expuestas, que sugieren la presencia de un depósito de nube rasante.

La mayor parte de la brecha tobácea varía de masiva a estratificada, con capas de hasta 60 cm de espesor. En algunos lugares se observó diastratificación y estratificación graduada. El depósito está constituido por clastos de nefelinita de olivino (SLP-32) y fragmentos de caliza, en una proporción aproximada de 1:1. En todo el depósito hay xenolitos de lerzolita de espinela, piroxenita y granulita de dos piroxenos. Su tamaño oscila entre 2 y 5 cm, siendo extremadamente raros los xenolitos grandes. Las inclusiones comúnmente tienen una forma tabular, con bordes bien redondeados y casi siempre están rodeadas por una delgada capa de lava vesicular. Comparado con otros *maars* en el estado, La Joyuela parece tener muy pocos xenolitos. Sin embargo, en la matriz de la brecha tobácea, es muy común hallar xenocristales derivados de la lerzolita, lo que sugiere que éstos fueron desmenuzados durante las erupciones que originaron a La Joyuela.

El último evento volcánico en el área fue la erupción de un derrame de lava basanítica (SLP-33; Figura 5), con xenolitos en su base (lerzolita de espinela y piroxenita), mismo que parece estar asociado al cono cinerítico del cerro La Capilla (Figura 5). A un kilómetro al sudeste de La Joyuela hay un pequeño cono de basanita (SLP-34) que también parece ser más joven que el cráter (Figura 5).

La Joya Honda

A sólo 5.5 km al noroeste de la Joyuela, se encuentra La Joya Honda, que es la estructura freatomagmática mejor conocida del área. La Joya Honda es un cráter de forma elíptica, con ejes de 1,100 m (NE-SW) y 800 m (NW-SE) de longitud. La altura máxima del fondo al borde del cráter es de aproximadamente 300 m. El fondo del cráter es plano, elíptico y sus ejes tienen 400 y 250 m de longitud, respectivamente. El anillo de piroclastos descansa discordantemente sobre calizas plegadas de las Formaciones La Peña y Cuesta del Cura, y en la parte sudoriental

del cráter (Figura 6), sobre una delgada capa de escoria de basalto alcalino de olivino (SLP-25). El espesor máximo del depósito de tefra es cercano a los 100 m y está presente en el lado septentrional del volcán. El espesor de la cubierta piroclástica disminuye rápidamente hacia el sur, donde hay áreas cercanas al cráter en las cuales no se depositó. Esta distribución asimétrica indica que los vientos troposféricos se movían hacia el norte al tiempo de la erupción, o que el cráter fue producido por erupciones direccionales.

En las cercanías del cráter, el depósito piroclástico fue dividido informalmente en cuatro unidades. Debido a lo abrupto de la topografía, sólo se muestra dos de estas unidades en el mapa geológico (Figura 6), pero otras de las unidades se muestra en la Figura 7, que es un esquema de la pared septentrional del cráter. Salvo en la pared sudoriental (SLP-25; Figura 6), donde hay una capa de escoria *pre-maar*, la secuencia piroclástica siempre comienza con un depósito de nube rasante que descansa discordantemente sobre las calizas cretácicas. El depósito de nube rasante es una toba de color pardo claro, generalmente bien seleccionada y estratificada. Al igual que en los depósitos piroclásticos de los otros *maars*, los clastos más grandes son de caliza y de roca volcánica alcalino-básica. En los afloramientos de las paredes del cráter, se puede observar una amplia variedad de estructuras sedimentarias características de depósitos de nube rasante (Fisher y Waters, 1970), entre las que destacan: canales pequeños con diastratificación y estratificación graduada interna, antiformalas pequeñas, adelgazamiento de las capas arriba de obstáculos, disminución del tamaño de grano hacia los márgenes de los canales y capas con pisolitas. En el contacto entre el depósito de nube rasante y la brecha depositada del aire hay, además, huellas de impacto y deformación por el peso de las capas que yacen encima de él (*load cast*). Descansando sobre el depósito de nube rasante, hay una secuencia de brechas tobáceas que muestra inclinaciones de 20 a 30° hacia fuera del cráter. Estas brechas tobáceas fueron divididas en las unidades Bb_1 y Bb_2 (Figura 7), que pueden ser identificadas fácilmente en las paredes del cráter. Bb_1 es una brecha tobácea heterolitológica, de color pardo claro, que varía de masiva a pobremente estratificada. Cerca de su base, la diastratificación es común; hacia su cima, se transforma en masiva. En la base, los fragmentos mayores que exceden de 32 mm son de caliza y varían de angulares a subangulares. La abundancia, tanto de fragmentos juveniles volcánicos (SLP-26) como de xenolitos, aumenta hacia arriba. La unidad que yace encima (Bb_2) es una brecha tobácea bien estratificada, de color pardo, caracterizada por la falta de material fino en la matriz. En Bb_2 , la matriz usualmente se encuentra en el rango de ceniza gruesa a lapilli. La superficie meteorizada de Bb_2 muestra abundantes agujeros, dejados por bombas y bloques grandes, que fueron removidos por la erosión.

Conforme aumenta la distancia al borde septentrional del cráter, el tamaño de grano del depósito piroclástico disminuye y hay un rápido aumento en la proporción de material juvenil a clastos de caliza. Ambas características reflejan la selección eólica, con la separación rápida de la caliza, que es considerablemente más densa que la escoria altamente vesicular. En la Figura 6 se separa a la brecha tobácea cercana a la fuente de la toba más fina, depositada a mayor distancia.

Los xenolitos están distribuidos en la brecha tobácea, llegando a tener hasta 15 cm de diámetro. Su tamaño promedio, sin embargo, es del orden de los 7 cm. La abundancia relativa de los xenolitos, determinada en el campo, es la siguiente: lerzolita de espinela = 64%, andesita propilitizada = 15%, piroxenita = 13%, granulita de dos piroxenos = 5% y granulita con granate = 3%.

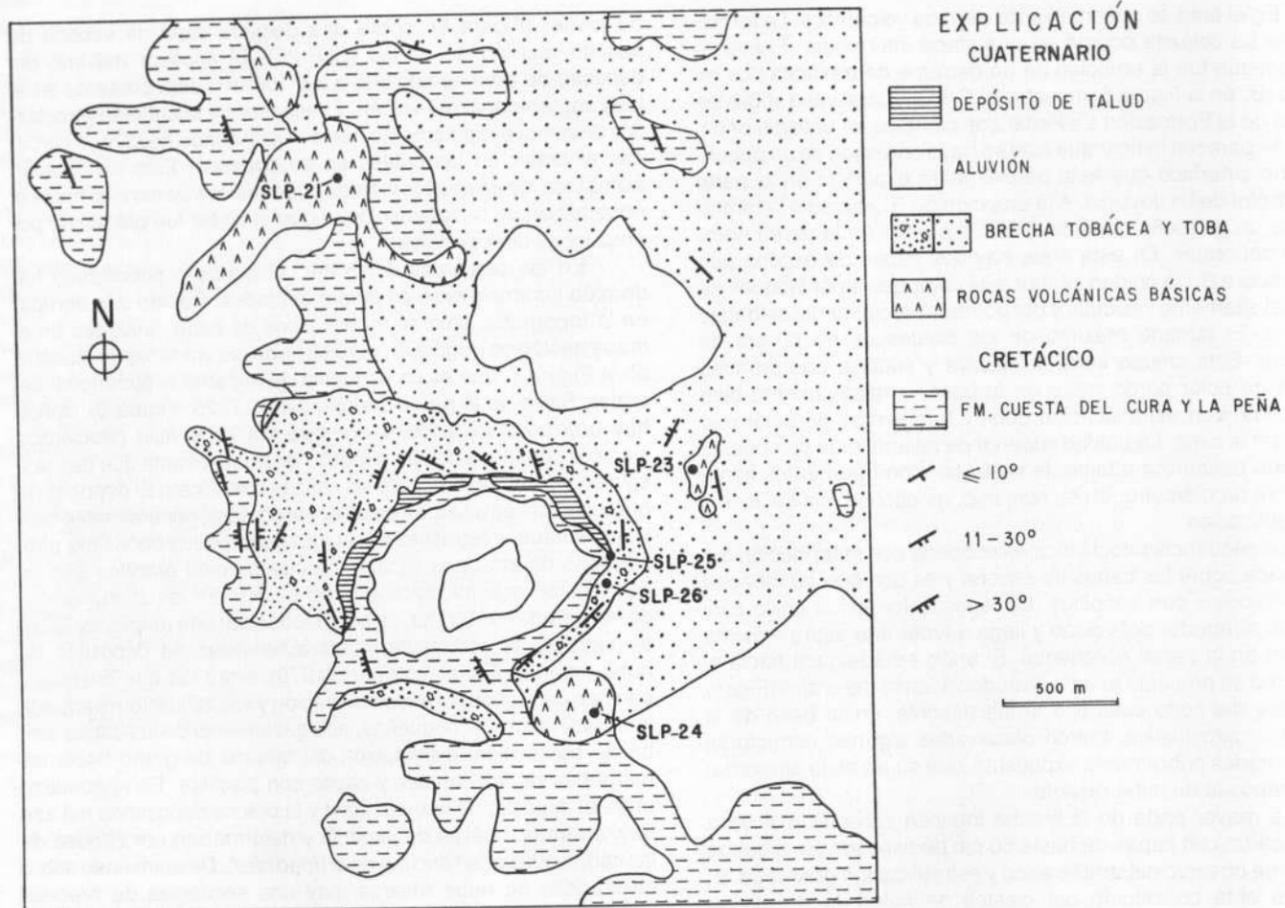


Figura 6.- Mapa geológico de La Joya Honda. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

La actividad eruptiva posterior al *maar* produjo pequeños conos y derrames de basalto alcalino de olivino (SLP-23) y nefelinita de olivino (SLP-24) en los flancos del *maar* (Figura 6).

LA REGIÓN DE SANTO DOMINGO

Esta región se encuentra al noreste de Ventura (Figura 2) y se caracteriza por una alternancia de valles y sierras. Las montañas están formadas principalmente por bancos gruesos de caliza arrecifal, pertenecientes a la plataforma de Valles-San Luis

Potosí (Figura 8). En la región de Santo Domingo, hay un pronunciado cambio en el rumbo de las estructuras laramídicas: al sur de El Huizache, las estructuras tienen rumbos NW; al norte de este poblado, cambian a rumbos N o NE.

Las rocas volcánicas alcalino-básicas del Cuaternario son relativamente escasas en la región de Santo Domingo. Las principales estructuras con xenolitos son cuatro *maars*. En el área de La Pólvora, hay varios conos cineríticos y derrames de basalto alcalino de olivino (VP: SLP-9, -10, -12; Figuras 2 y 8). Cerca del entronque entre las carreteras 80 y 101 (Figura 8), hay dos

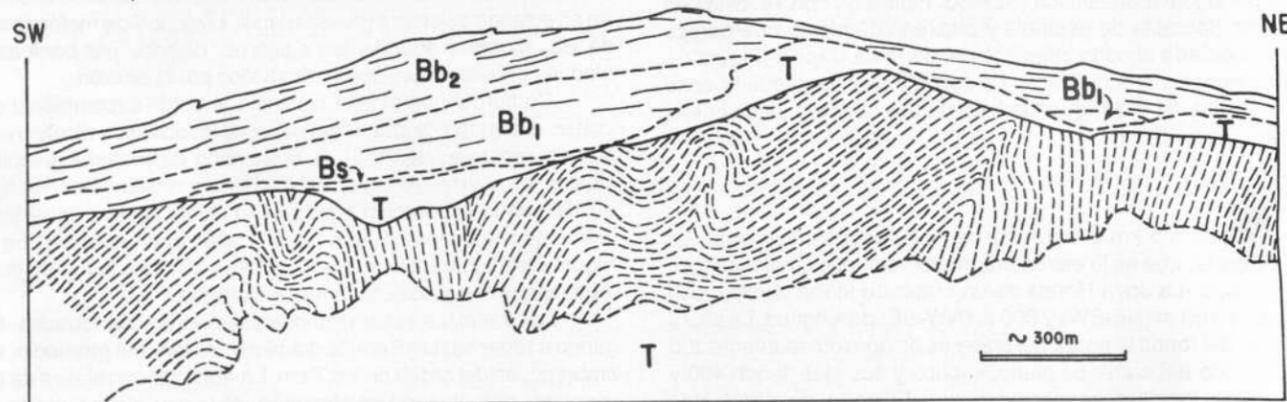


Figura 7.- Esquema geológico de la pared septentrional de La Joya Honda. La secuencia volcánica descansa discordantemente sobre caliza plegada de la Formación La Peña y la Formación Cuesta del Cura. Las unidades son T: depósito de talud; Bs: depósito de nube rasante; Bb₁ y Bb₂: brecha tobácea heterolitológica.

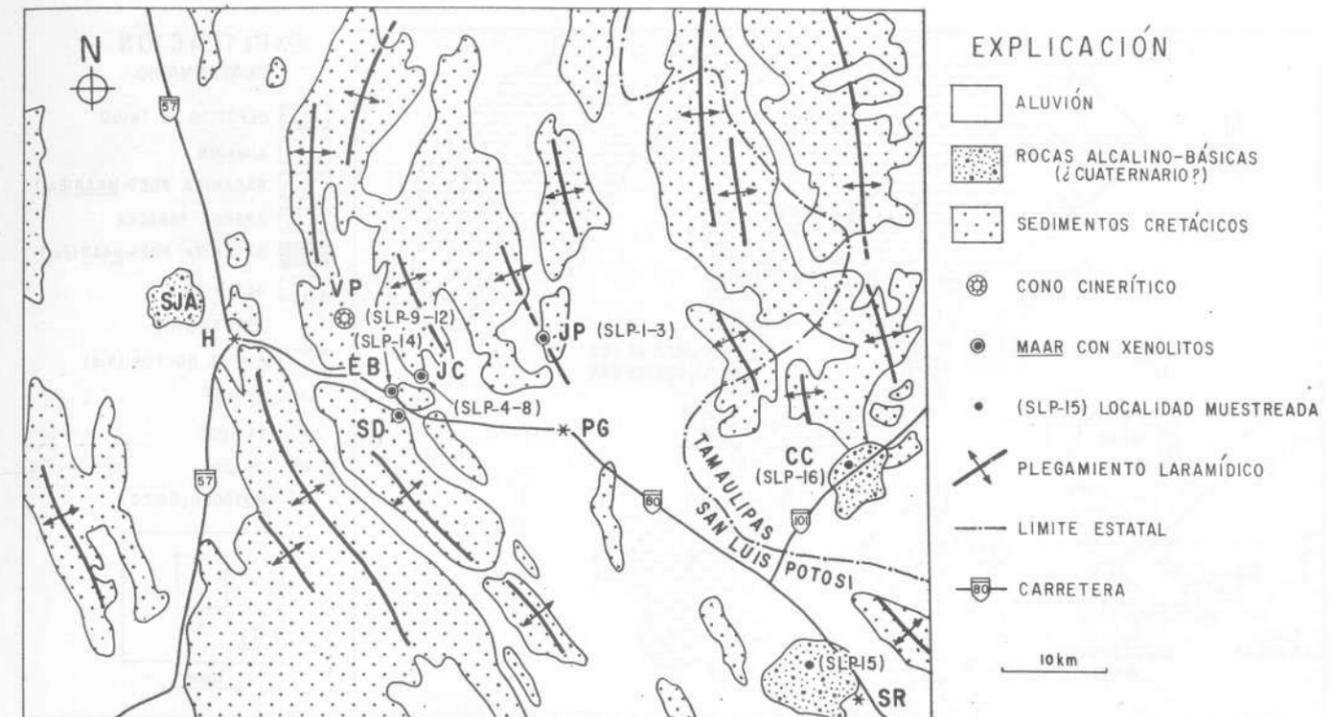


Figura 8.- Mapa geológico generalizado de la región de Santo Domingo (modificado de Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; y de López-Ramos, 1972, 1973). Los centros volcánicos son SJA: San Juan sin Agua; VP: La Pólvora; EB: El Banco; SD: Santo Domingo; JC: La Joya de los Contreras; JP: La Joya Prieta; CC: cerro Coloradito; SR: San Rafael. Los poblados son H: Huizache; PG: Presa de Guadalupe.

campos de lava basanítica relativamente extensos, con varios conos bien conservados (SLP-15, -16) (Figuras 2 y 8), que están descritos sucintamente en el Apéndice. Además de los xenolitos de lerzolita de espinela, característicos de los volcanes de Ventura-Espíritu Santo, los *maars* de Santo Domingo contienen megacristales de kaersutita e inclusiones de grano grueso con abundante kaersutita (Aranda-Gómez, 1982). Los xenolitos varían desde hornblendita (> 99% kaersutita) hasta piroxenita con kaersutita (kaersutita:clinopiroxeno 1:1). La presencia de xenolitos mixtos, constituidos por lerzolita de espinela con vetillas de hornblendita, prueba que la kaersutita proviene del manto.

El *maar* de Santo Domingo

Este cráter también se conoce como el xalapasco de Santo Domingo (Labarthe-Hernández, 1978); es una pequeña estructura freatómagmática, localizada a 4 km al noroeste del poblado de Santo Domingo (Figura 9). La carretera federal 80 pasa a sólo 30 m del borde del cráter; en cuyas paredes están expuestos bancos de caliza arrecifal de la Formación El Doctor, parcialmente cubiertos por brecha tobácea. Al norte de esta carretera, el depósito piroclástico descansa sobre gravas fluviales cuaternarias (?).

A 500 m al oeste del centro del cráter, en el fondo de un arroyo pequeño, hay un buen afloramiento de un depósito de nube rasante, el cual es una toba de grano fino, de color blanco a amarillo pálido, que, en algunos lugares, tiene estructuras como dunas y ondulaciones (*ripples*). Sobre el depósito de nube rasante, hay brecha tobácea, característica de estos volcanes. Esta localidad es el único lugar donde se observó bien expuesto al depósito de nube rasante.

El afloramiento más completo del depósito piroclástico se encuentra en la parte sudoccidental del cráter, donde la base de la secuencia está cubierta por un depósito de talud parcialmente cementado por carbonato de calcio. La sección expuesta comien-

za con una brecha tobácea masiva, sin clasificar, que se cree yazga sobre el depósito de nube rasante descrito antes. La brecha tobácea está compuesta, en un 85 a 90%, por fragmentos de basanita del tamaño de lapilli, mientras que el resto está formado por clastos de caliza, que tienden a ser más grandes que los de roca volcánica (hasta de 2 m de diámetro). También fueron observados xenolitos y cristales, producto de la desintegración de éstos. Sobre este depósito masivo, hay una secuencia que varía desde pobremente hasta bien estratificada. En comparación con la anterior, esta unidad es de grano más fino y contiene más caliza. Los fragmentos son, en su mayoría, del tamaño de guijarros gruesos; los fragmentos de caliza del tamaño de cantos pequeños constituyen menos del 5% de la roca.

Una de las características más sobresalientes del *maar* de Santo Domingo es la presencia de xenolitos compuestos, en los que se puede observar diques y bandas de piroxenita con kaersutita, en contacto con lerzolita de espinela. Estas últimas, en ocasiones, presentan una foliación débil, definida por bandas delgadas de diópsido de color verde esmeralda.

El Banco

Al norte del *maar* de Santo Domingo se encuentra a los remanentes del *maar* de El Banco (Figura 9). En la parte occidental de la estructura, existen bancos de material compuestos principalmente por escoria basanítica (SLP-14), de grano fino (hasta de 2 cm de diámetro). En el lado oriental del cráter, aflora una brecha tobácea heterolitológica, con escasos xenolitos de lerzolita de espinela.

La Joya de los Contreras

Este *maar* se encuentra a 3 km al norte del poblado de Santo Domingo (Figura 9). Se trata de un cráter somero, con

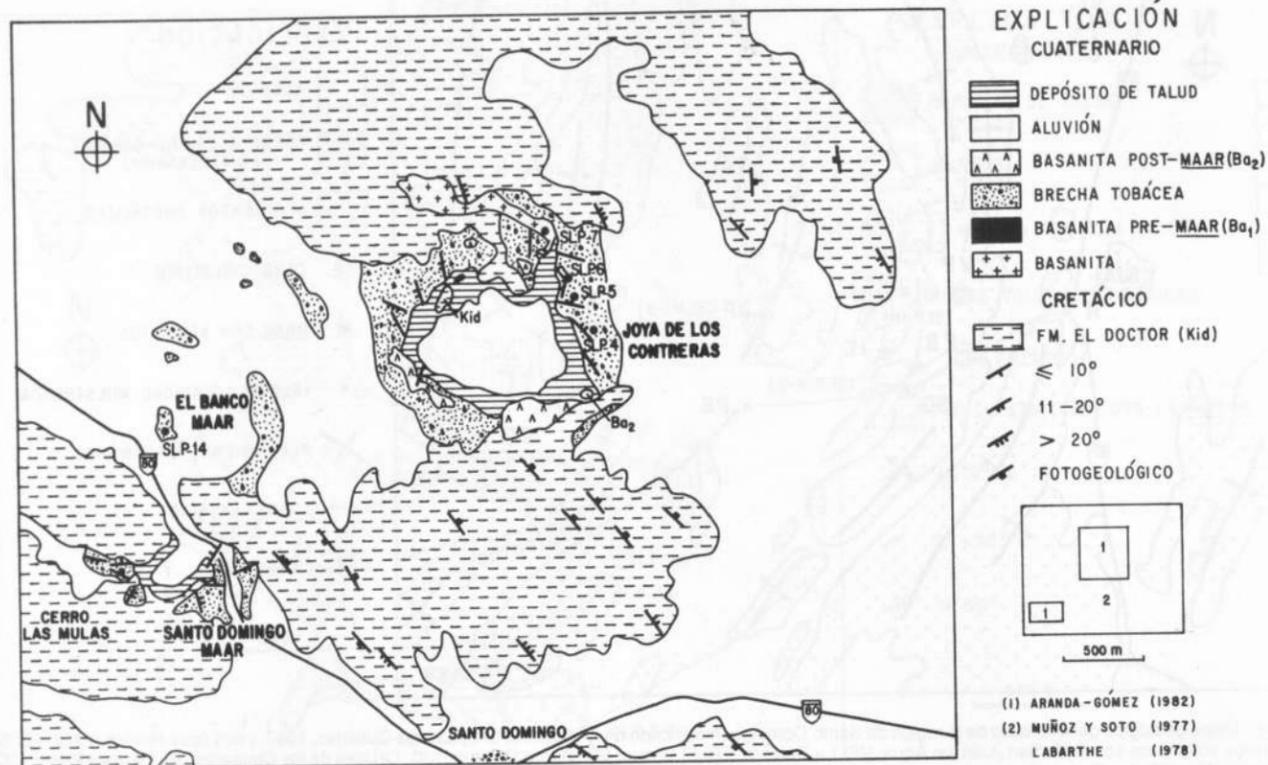


Figura 9.- Mapa geológico de los maars de Santo Domingo, El Banco y La Joya de los Contreras. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

forma elíptica (1,000 m E-W y 750 m N-S), rodeado por un anillo de piroclastos que, en algunos lugares, llega a tener 100 m de espesor. El fondo del cráter se encuentra 40 m abajo del nivel de los valles circundantes (Figura 9).

La actividad volcánica en esta área comenzó 2 km al norte del centro del cráter, con un derrame pequeño de basanita (SLP-7), el cual fluyó siguiendo un arroyo. Posiblemente en forma simultánea con este evento, se formaron uno o más conos de escoria en las cercanías del cráter actual, produciendo aglomerados de composición basanítica (Ba_1). Este depósito puede observarse, en varios lugares, debajo de la secuencia piroclástica acumulada durante la formación del maar. Ba_1 está compuesto por fragmentos vítreos de basanita, altamente vesicular. La mayoría de los clastos tiene un tamaño que varía entre 2 y 5 cm, aunque algunos fragmentos llegan a medir hasta 50 cm. El material vítreo está fuertemente oxidado, por lo que su color varía desde el pardo rojizo hasta el rojo ladrillo. El depósito carece de fragmentos de caliza y contiene xenolitos ultramáficos.

La secuencia piroclástica relacionada con la formación del maar descansa sobre Ba_1 y consiste en brecha tobácea heterolitológica estratificada, intercalada con horizontes masivos de la misma litología. Las capas en la secuencia pueden llegar a tener un espesor del orden de los 50 cm. Algunas de éstas muestran, claramente, laminaciones internas que, en su mayoría, son paralelas entre sí, aunque en algunos lugares se encuentra diastratificación. Los fragmentos de basanita (SLP-4, -5) y los xenolitos varían de subangulares a bien redondeados, y pueden ser hasta de 40 cm, si bien los clastos más comunes sólo miden entre 0.5 y 1.0 cm. Los fragmentos mayores constituyen sólo del 5 al 10% del depósito. Los megacrístales de kaersutita son comunes en la parte superior de la secuencia. Los fragmentos de caliza están, en ocasiones, ligeramente decolorados. La lertzolita de espinela

presenta un color rojo ladrillo, debido a la meteorización, y la granulita, por lo general, está parcialmente fundida. La abundancia relativa de xenolitos y megacrístales es la siguiente: lertzolita de espinela = 86%, megacrístales de kaersutita = 7%, piroxenita = 3%, granulita de dos piroxenos = 2% y granulita con granate = 2%.

Después de la formación del maar, hubo erupciones pequeñas que originaron delgados depósitos de escoria basanítica (Ba_2) en varios lugares alrededor del cráter (SLP-6, -8). Estos depósitos son caóticos, sin clasificación granulométrica, y están constituidos por bombas de basanita vítrea y vesicular, que llegan a tener varios metros de longitud. Los clastos de caliza son raros, pero los xenolitos de lertzolita y granulita feldespática son relativamente comunes, sobre todo como núcleos de bombas en forma de huso.

La Joya Prieta

Este maar se encuentra a 15 km al noreste del poblado de Santo Domingo (Figura 8). El cráter es de forma elíptica (750 x 500 m); su eje mayor tiene una orientación N75°E (Figura 10). El desnivel máximo, entre el fondo y el borde del cráter, es de 200 m y está presente en la pared oriental. La formación del maar fue precedida por la expulsión de cenizas y por un derrame de lava (SLP-3). El depósito piroclástico descansa directamente sobre la caliza de la Formación El Doctor, en la porción septentrional del cráter. El derrame está expuesto en la pared occidental del maar.

La secuencia piroclástica acumulada durante la formación del maar comienza con un depósito de nube rasante, que puede observarse en las paredes septentrional y occidental. Sobre este depósito, descansa una brecha tobácea que se caracteriza por la ausencia de xenolitos del manto y de megacrístales de kaersutita.

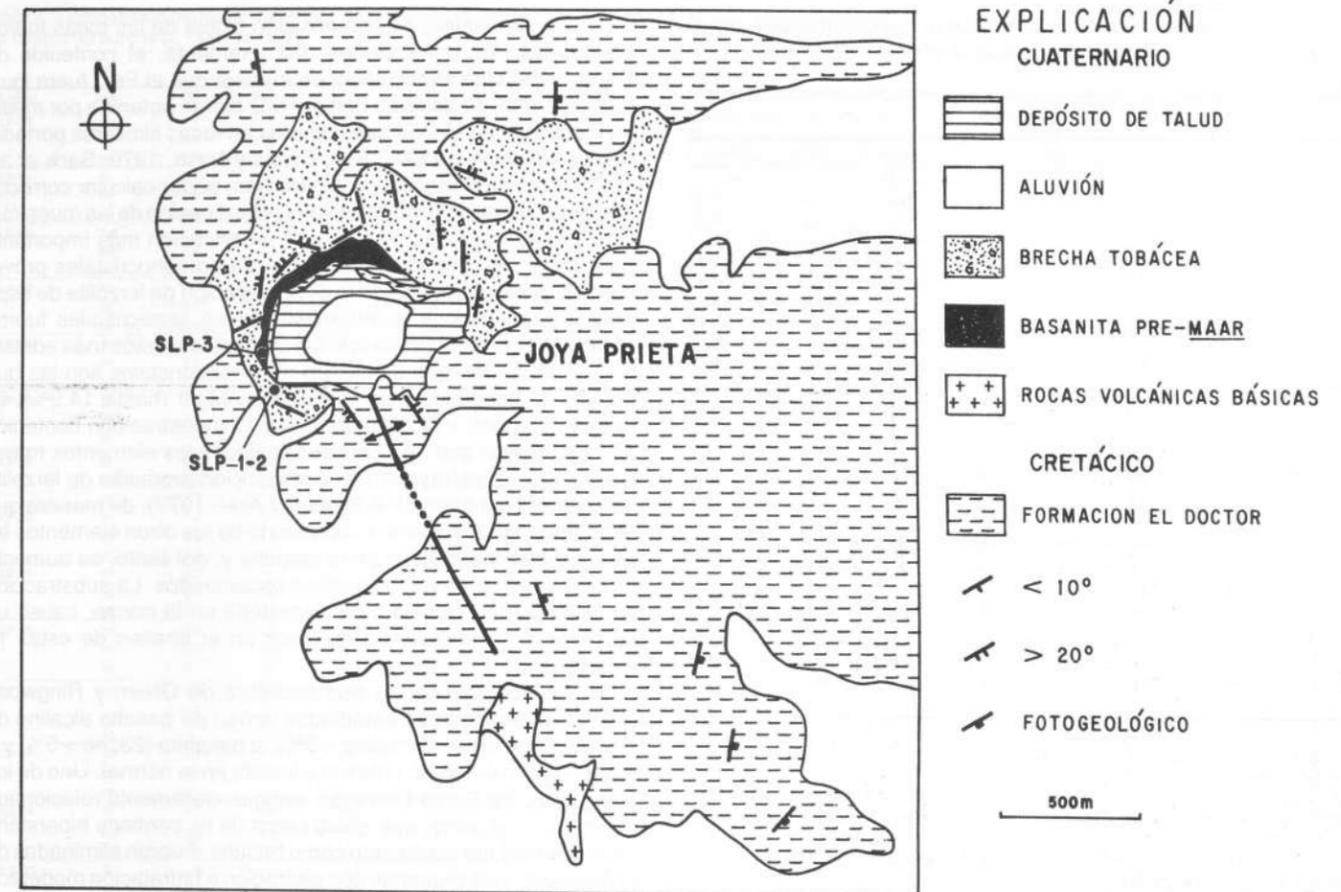


Figura 10.- Mapa geológico de La Joya Prieta. La intensidad de la inclinación de las capas está indicada mediante símbolos.

Los clastos juveniles en esta brecha inferior son de color pardo rojizo, debido a la oxidación.

Un horizonte delgado de toba, formado por una segunda nube rasante, separa a la brecha inferior de la brecha tobácea heterolitológica, que constituye la mayor parte de la secuencia y que contiene abundantes xenolitos y megacrístales. La unidad superior es casi continua alrededor del cráter y varía de pobremente a bien estratificada, con espesor de las capas de 30 cm a 1 m. Los clastos juveniles y los xenolitos llegan a ser hasta de 12 cm de diámetro, predominando los de 8 cm. En comparación con las brechas tobáceas de otros maars, la de La Joya Prieta parece ser mucho más rica en fragmentos de roca volcánica juvenil (basalto alcalino de olivino SLP-1, -2). Estos clastos imprimen una coloración parda a la matriz del depósito.

La característica más sobresaliente de La Joya Prieta es su gran abundancia de megacrístales de kaersutita, más numerosos que los xenolitos de lertzolita de espinela. Muchos de estos megacrístales muestran evidencias de fusión parcial. Ocasionalmente, también hay megacrístales de magnetita en el depósito. La abundancia relativa de xenolitos y xenocrístales es la siguiente: megacrístales de kaersutita = 84%, lertzolita de espinela = 12%, piroxenita y granulita con dos piroxenos = 4%.

PETROLOGÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

Las rocas alcalino-básicas portadoras de xenolitos de lertzolita de espinela empobrecida (*depleted*) están en las zonas de rift de todos los continentes, así como en muchas islas oceánicas,

como Hawaii y Tahití. En estos ambientes tectónicos, la composición química de las lavas portadoras y de los xenolitos incluidos, es notablemente constante, lo que indica que el manto superior y los procesos de fusión son similares en todo el mundo. La basanita es, en forma considerable, la roca portadora de xenolitos de lertzolita de espinela más común (Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

Las rocas basaníticas del Estado de San Luis Potosí son burdamente similares en composición a la basanita descrita en campos volcánicos bien estudiados en el oeste de los Estados Unidos de América y el sudeste de Australia (Smith y Carmichael, 1969; Hoffer, 1971; Laughlin *et al.*, 1972; Kesson, 1973; Frey *et al.*, 1978; Evans y Nash, 1979; Wass, 1980; Kempton *et al.*, 1984; Wilshire *et al.*, 1985). La presencia de xenolitos de lertzolita de espinela y de xenocrístales, producto de su desintegración, aunada al contenido alto de Mg, Cr y Ni en estas lavas, sugiere que los magmas provengan mayoritariamente del manto y que casi no hayan sufrido fraccionamiento o interacción con la corteza durante su ascenso a la superficie.

METODOLOGÍA

Un conjunto de 32 muestras de roca volcánica fue recolectado para el estudio petrológico (Figura 2). Las rocas incluyen clastos provenientes de las brechas tobáceas y ejemplares de lava y escoria, procedentes de volcanes cercanos a los maars (Figuras 3-10).

La composición modal de las rocas fue determinada por la cuenta de puntos en láminas delgadas (Tablas 1 y 2).

Tabla 1.- Composición modal determinada por cuenta de puntos para muestras selectas de lava y escoria (>1,000 puntos).

Muestra	Tipo	Ol [vol %]	Cpx	Pl	Oxidos	Simpl	Matriz
SLP-19	fc	0.9	—	—	—	—	84.1
	mf	6.0	1.4	—	2.0	—	
	xc	2.8	—	—	tr	1.2	
SLP-34	fc	1.4	tr	—	—	—	76.2
	mf	6.9	2.0	—	0.6	—	
	xc	11.1	tr	—	tr	1.1	
SLP-28	fc	0.6	tr	—	—	—	83.2
	mf	5.1	1.0	1.8	3.6	—	
	xc	4.5	—	—	—	0.2	
SLP-3	fc	4.2	—	—	—	—	71.2
	mf	6.2	1.9	13.4	3.1	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-23	fc	9.0	2.8	14.9	—	—	61.7
	mf	3.8	4.1	3.0	tr	—	
	xc	0.4	tr	—	—	—	
SLP-8	fc	0.6	—	—	—	—	75.1
	mf	4.6	2.0	9.0	3.5	—	
	xc	1.9	tr	—	tr	1.9	
SLP-15	fc	4.4	tr	—	—	—	87.4
	mf	1.5	1.5	5.3	tr	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-10	fc	4.9	0.8	—	—	—	71.1
	mf	7.3	0.7	13.5	1.7	—	
	xc	—	—	—	—	—	

fc: fenocristales (>0.3 mm); mf: microfenocristales (>0.03 mm, <0.3 mm); xc: xenocristales (los criterios se definen en el texto). Cpx es augita en SLP-10 y -15; Cpx es titanaugita en todas las otras muestras. Simpl: simplectitas de clinopiroxeno y olivino formadas a partir de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-19 también contiene indicios de xenocristales de ortopiroxeno, 1.5% de zeolita, e indicios de calcita. SLP-34 también contiene 0.6% de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-28 también contiene indicios de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-23 también contiene 0.3% de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-8 también contiene 0.7% de xenocristales de kaersutita y 0.3 % de xenocristales de ortopiroxeno.

Cada ejemplar fue analizado, por medio de fluorescencia de rayos X, por 22 elementos mayores y elementos-indicio. El contenido de tierras raras y otros elementos-indicio fue analizado por INAA (*instrumental neutron activation analysis*) en un subconjunto de ocho muestras. En todos los ejemplares se determinó el contenido de volátiles, calentando las muestras a 900°C (LOI: *lost on ignition*; Tablas 3 y 4).

Después de triturar las muestras y antes de pulverizarlas, los ejemplares fueron lixiviados en HCl al 10%, durante diez minutos, para remover cantidades pequeñas de calcita. Los elementos mayores fueron analizados en discos fundidos (tetraborato de litio), mediante análisis de longitud de onda dispersiva, modificando el método de Rose y colaboradores (1963). Los efectos de matriz fueron minimizados comparándolos con patrones de basalto alcalino, analizados por vía húmeda. Los errores, estimados a partir del análisis de otros patrones, son los siguientes: SiO₂ = 0.5% en peso, TiO₂ = 0.1%, Al₂O₃ = 0.5%, FeOT = 0.2%, MnO = 0.02%, MgO = 0.4%, CaO = 0.1%, Na₂O = 0.3%, K₂O = 0.05%, P₂O₅ = 0.05%. El FeO fue determinado por titulación. La pérdida por calcinación fue determinada a 900°C.

Los elementos indicio fueron determinados, en pastillas de polvo comprimido, por análisis de energía dispersiva. La incertidumbre, equivalente a una desviación estándar, fue estimada como un porcentaje de las cantidades presentes: Cr = 8%, Ni = 10%, Cu = 10%, Zn = 10%, Rb = 8%, Sr = 5%, Y = 10%, Zr = 5%, Nb = 8%, Ba = 10%, La = 15% y Ce = 10%.

En los análisis de composición global de las rocas fueron efectuadas dos correcciones. Primeramente, el contenido de Fe₂O₃ y FeO fue recalculado, de manera que el Fe³⁺ fuera igual que 15% mol, de acuerdo con el FMQ *buffer*, obtenido por medio de los óxidos de Ni y Ti, coexistentes en rocas similares portadoras de xenolitos (Wass, 1973; Evans y Nash, 1979; Sack *et al.*, 1980). Esta modificación se realizó para poder calcular correctamente la composición normativa y la clasificación de las muestras. En algunas muestras se hizo una modificación más importante para tratar de compensar la presencia de xenocristales provenientes, principalmente, de la desintegración de lertzolita de espinela. El contenido y la naturaleza de los xenocristales fueron determinados de acuerdo con los criterios descritos más adelante. Las muestras que contienen más xenocristales son las que poseen el contenido más elevado de MgO (hasta 14.9%), Cr (hasta 750 ppm) y Ni (480 ppm). En 13 muestras con contenido de MgO mayor que 9%, fueron calculados los elementos mayores, Ni y Cr, substrayendo la "composición promedio de lertzolita de espinela continental" (Maaloe y Aoki, 1977), de manera que MgO fuera igual que 9%. El contenido de los otros elementos-indicio se consideró trivial en la lertzolita y, por tanto, se aumentó proporcionalmente en los análisis recalculados. La substracción de lertzolita de espinela, con hiperstena en la norma, causó un aumento en la deficiencia de sílice en el análisis de estas 13 muestras.

De acuerdo con la nomenclatura de Green y Ringwood (1967), los ejemplares estudiados varían de basalto alcalino de olivino (6: nefelina normativa < 5%), a basanita (23: ne > 5%) y a nefelinita de olivino (2: nefelina y leucita en la norma). Uno de los ejemplares de Santo Domingo, aunque claramente relacionado con basalto alcalino, que aflora cerca de él, contiene hiperstena en la norma y fue clasificado como basalto. Fueron eliminadas de la discusión seis muestras con alteración e hidratación moderada (LOI > 2%), pues mostraban una disminución significativa en la proporción de K/Na y en el contenido de nefelina normativa, en comparación con otras muestras provenientes del mismo volcán. También se suprimió un ejemplar que posiblemente fue fraccionado (MgO < 7% en peso).

En el Apéndice se clasifica cada ejemplar como portador de xenolitos de lertzolita de espinela [SL], de xenocristales derivados de lertzolita [X], o sin inclusión [N]. De las 32 muestras analizadas inicialmente, los xenolitos y los xenocristales están presentes en las dos nefelinitas de olivino, en 19 de las 23 basanitas y en uno de los seis basaltos alcalinos de olivino.

Las muestras del Estado de San Luis Potosí forman un conjunto coherente de rocas alcalino-básicas, similar al de las rocas portadoras de xenolitos de lertzolita en otras partes del mundo (Smith y Carmichael, 1969; Hoffer, 1971; Laughlin *et al.*, 1972; Kesson, 1973; Frey *et al.*, 1978; Evans y Nash, 1979; Wass, 1980). Sin embargo, como demostraron Wilshire y colaboradores (1985), los xenolitos del oeste de los Estados Unidos de América fueron transportados por una variedad más amplia de magmas, que incluían basanita con nefelina, limburgita y *minette*.

PETROGRAFÍA

Las muestras son inequigranulares; varían de porfídicas a seriadas y de hipocrystalinas a holocrystalinas. Además de contener fenocristales de minerales primarios como olivino, plagioclasa y titanaugita (o augita) y xenolitos pequeños de lertzolita, la mayoría del basalto alcalino de olivino, basanita y nefelinita de olivino contiene xenocristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y espinela, derivados de dichos xenolitos. También son relativamente comunes, aunque menos abundantes, los xenocristales de cuarzo y feldespatos derivados de granulita cuarzo-fel-

Tabla 2.- Composición modal de las lavas y muestras de escoria, determinada por cuenta de puntos (> 1,000 puntos)

Muestra	Tipo	Ol	Cpx	Pl	Oxidos	Simpl	Matriz
SLP-38	fc	1.1	0.9	—	—	—	78.6
	mf	6.0	4.5	—	2.1	—	
	xc	6.7	—	—	tr	tr	
SLP-31	fc	1.1	1.0	—	—	—	68.0
	mf	5.6	3.3	—	3.9	—	
	xc	10.8	—	—	0.3	1.1	
SLP-32	fc	1.2	tr	—	—	—	78.1
	mf	6.4	3.3	—	0.7	—	
	xc	8.8	—	—	0.2	1.1	
SLP-33	fc	0.5	2.0	—	—	—	69.6
	mf	3.6	6.2	—	3.2	—	
	xc	11.8	1.2	—	0.2	1.2	
SLP-24	fc	1.1	tr	—	—	—	70.6
	mf	6.6	1.8	—	9.1	—	
	xc	6.2	—	—	—	1.0	
SLP-25	fc	2.1	3.8	9.3	—	—	70.1
	mf	2.3	5.0	5.8	tr	—	
	xc	—	tr	—	—	tr	
SLP-26	fc	0.6	1.9	—	—	—	67.0
	mf	5.6	2.6	—	0.3	—	
	xc	17.2	0.2	—	—	1.0	
SLP-20	fc	1.3	tr	—	—	—	67.1
	mf	9.2	7.0	—	1.2	—	
	xc	11.7	—	—	0.2	2.0	
SLP-21	fc	0.9	—	—	—	—	72.2
	mf	7.5	3.8	—	2.7	—	
	xc	8.5	—	—	0.5	0.6	
SLP-35	fc	12.6	7.8	14.2	—	—	53.5
	mf	3.6	3.6	1.8	2.7	—	
	xc	tr	tr	—	—	0.3	
SLP-36	fc	5.6	4.5	—	—	—	78.5
	mf	3.1	3.2	4.6	0.5	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-37	fc	4.7	0.3	—	—	—	65.9
	mf	8.5	7.5	7.8	5.1	—	
	xc	tr	—	—	—	tr	
SLP-29	fc	2.1	2.6	—	—	—	80.5
	mf	6.8	2.2	1.6	3.9	—	
	xc	0.3	—	—	—	tr	
SLP-30	fc	1.8	0.4	—	—	—	81.5
	mf	4.4	1.7	—	3.2	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-4	fc	—	—	—	—	—	75.8
	mf	5.7	1.2	7.3	7.2	—	
	xc	1.1	—	—	tr	—	
SLP-5	fc	1.4	—	—	—	—	79.4
	mf	4.0	0.7	7.0	2.8	—	
	xc	1.2	tr	—	tr	1.0	
SLP-6	fc	0.8	1.6	—	—	—	65.4
	mf	3.7	2.0	11.5	3.1	—	
	xc	7.8	0.3	—	0.3	1.0	
SLP-7	fc	1.4	—	—	—	—	75.8
	mf	5.0	—	7.9	2.1	—	
	xc	0.1	—	—	—	0.2	
SLP-1	fc	2.2	—	—	—	—	75.9
	mf	6.1	0.6	9.5	1.6	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-2	fc	1.8	—	—	—	—	77.9
	mf	5.0	0.3	13.4	1.0	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-9	fc	4.6	—	—	—	—	54.2
	mf	7.4	16.4	12.4	tr	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-12	fc	8.7	3.4	4.8	—	—	52.7
	mf	5.9	1.4	15.1	8.1	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-14	fc	—	—	—	—	—	50.7
	mf	8.9	—	39.3	1.1	—	
	xc	—	—	—	—	—	
SLP-16	fc	3.5	6.0	11.3	—	—	28.7
	mf	1.6	9.5	30.2	9.2	—	
	xc	—	—	—	—	—	

fc: fenocristales (>0.3 mm); mf: microfenocristales (>0.03 mm, <0.3 mm); xc: xenocristales (los criterios para su identificación están definidos en el texto). Cpx es augita en SLP-9, -12, -16 y -27; Cpx es titanaugita en todas las demás muestras. Simpl: simplectita de clinopiroxeno y olivino, formada a partir de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-38 también contiene indicios (<0.1 %) de xenocristales de ortopiroxeno (Op). SLP-31 también contiene 0.5% de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-32 también contiene indicios de xenocristales de ortopiroxeno.

SLP-33 también contiene 0.5% de xenocristales de ortopiroxeno. SLP-24 también contiene indicios de ortopiroxeno y 3.4% de zeolitas. SLP-25 también contiene indicios de xenocristales de ortopiroxeno y 1.6% de zeolitas. SLP-26 también contiene 0.4% de xenocristales de kaersutita, 0.5% de xenocristales de ortopiroxeno y 1.0% de zeolitas. SLP-20 también contiene 0.2% de xenocristales de ortopiroxeno. Las muestras listadas abajo contienen, además, los minerales accidentales (xc) o secundarios (s) siguientes: SLP-21 indicios de ortopiroxeno (xc). SLP-35 indicios de ortopiroxeno (xc). SLP-37 indicios de calcita (s). SLP-30 7% de zeolitas (s) e indicios de calcita (s). SLP-4 indicios de ortopiroxeno (xc) y de cuarzo (xc), 1.5% de zeolitas (s) y trazas de calcita (s). SLP-5 indicios de ortopiroxeno (xc) y 0.9% de cuarzo (xc). SLP-6 2.1% de ortopiroxeno (xc) y 0.1% de cuarzo (xc). SLP-7 0.1% de ortopiroxeno (xc), 6.4% de zeolitas (s) y 0.4% de calcita (s). SLP-1 4.0% de zeolita (s). SLP-2 7.1% de zeolita (s). SLP-9 1.2% de zeolita (s) y 3.8% de calcita (s).

Tabla 3.- Composición global de muestras selectas de lava y escoria, determinada por FRX.

MUESTRA [SLP-]	19	34	28	3	23	8	15	10
Elementos mayores (% en peso)								
SiO ₂	42.07	42.14	43.30	45.24	46.87	47.48	47.31	48.30
TiO ₂	3.44	3.12	3.08	2.50	2.65	2.08	2.35	2.08
Al ₂ O ₃	12.69	11.85	12.82	15.05	14.24	15.04	15.62	14.00
Fe ₂ O ₃	4.08	3.46	3.40	4.77	4.78	4.84	4.19	3.77
FeO	8.87	9.32	9.62	8.62	7.23	8.04	6.97	8.60
(FeOT)	(12.54)	(12.43)	(12.68)	(12.91)	(11.53)	(12.40)	(10.74)	(11.99)
MnO	0.20	0.18	0.20	0.21	0.17	0.22	0.16	0.17
MgO	9.84	13.07	9.30	6.79	8.95	6.79	7.45	8.94
CaO	9.88	8.79	8.43	8.86	9.33	6.88	9.07	8.59
Na ₂ O	4.88	4.19	5.02	3.74	3.21	4.83	3.85	3.34
K ₂ O	2.26	2.19	2.29	1.93	1.58	2.57	1.88	1.27
P ₂ O ₅	1.38	0.95	1.32	0.57	0.73	0.77	0.55	0.39
LOI	1.20	0.55	0.93	1.49	0.71	0.97	1.20	0.86
Total	100.79	99.81	99.71	99.77	100.45	100.51	100.60	100.31
Norma CIPW (% en peso)								
Or	13.36	12.94	13.53	11.41	9.34	15.19	11.11	7.51
Ab	0.35	0.18	7.56	15.64	20.80	20.05	19.38	26.28
An	6.05	7.06	5.69	18.58	19.78	11.77	19.79	19.46
Ne	22.18	19.11	18.92	8.67	3.45	11.28	7.15	1.07
Di	27.51	24.42	22.37	17.83	17.65	14.27	17.62	16.80
Ol	17.19	24.29	18.62	16.71	18.93	17.98	15.78	20.40
Mt	3.03	3.00	3.06	3.12	2.78	3.00	2.60	2.90
Ilm	6.53	5.93	5.85	4.75	5.03	3.95	4.46	3.95
Ap	3.20	2.20	3.06	1.32	1.69	1.78	1.27	0.90
Elementos traza (ppm)								
Cr	295	640	292	144	249	205		

Tabla 4.- Composición global de muestras selectas de lava y escoria, determinada por FRX.

MUESTRA [SLP.]	38	31*	32	33	24	25*	26	20	21	35	36	37	30	4*	5	6	7	1*	2*	9	12	14*	16
Elementos mayores (% en peso)																							
SiO ₂	42.29	41.53	41.02	42.41	41.61	47.45	41.89	42.64	42.24	46.27	44.84	43.87	43.56	43.97	44.85	45.60	43.54	44.60	43.63	49.70	47.33	42.87	48.38
TiO ₂	3.01	2.97	3.14	3.05	3.14	2.78	2.62	2.96	3.27	2.65	3.02	3.22	3.09	3.07	2.58	2.68	3.12	2.50	2.46	1.81	2.17	2.62	2.83
Al ₂ O ₃	12.15	10.93	11.92	12.03	12.26	15.32	11.05	11.70	12.83	14.16	14.39	13.86	13.38	14.34	14.35	14.64	14.64	15.06	14.77	13.68	13.90	13.73	15.84
FeO	3.44	4.14	3.95	4.37	4.37	4.94	3.77	3.24	5.03	3.53	3.58	3.07	3.88	5.99	4.28	4.13	4.99	5.15	5.80	1.54	2.38	6.12	2.47
(FeO ^T)	10.13	8.72	8.96	8.70	7.45	5.94	8.46	9.28	8.26	8.35	8.58	9.54	9.69	7.26	8.69	9.14	8.06	8.78	8.18	7.34	10.30	7.06	9.03
MnO	0.21	0.19	0.20	0.20	0.21	0.15	0.19	0.18	0.20	0.18	0.19	0.20	0.21	0.20	0.20	0.20	0.22	0.19	0.20	0.16	0.17	(12.57)	0.16
MgO	11.01	14.86	13.51	12.01	12.06	5.80	14.59	13.21	10.40	9.13	8.11	8.35	7.97	6.79	7.33	7.35	6.71	7.10	6.80	6.58	8.74	8.68	5.90
CaO	9.20	9.60	9.00	8.98	9.49	9.56	8.90	8.89	9.36	9.34	9.30	9.41	8.73	8.04	9.43	8.68	7.37	10.60	9.50	9.62	8.61	9.01	9.65
Na ₂ O	4.80	3.65	4.13	4.47	4.67	3.24	3.19	3.82	4.97	3.55	4.37	3.89	5.03	4.88	3.13	3.89	4.75	3.44	2.83	2.51	2.86	3.22	4.26
K ₂ O	2.06	0.95	2.33	2.17	2.29	1.62	1.80	1.77	2.26	1.52	2.04	2.24	2.49	2.90	1.74	2.13	2.41	1.18	1.71	1.56	1.07	1.30	3.12
P ₂ O ₅	1.05	0.62	1.15	1.11	1.24	0.73	1.10	0.82	1.27	0.71	0.95	1.08	1.25	1.10	0.66	0.69	0.73	0.65	0.60	0.58	0.28	0.45	0.97
LOI	1.41	2.72	0.85	0.87	0.99	2.73	1.72	0.96	0.89	1.01	1.55	0.96	1.85	2.00	4.22	1.75	1.13	3.38	3.37	6.30	1.31	1.05	2.79
Total	100.76	101.08	100.16	100.37	100.91	99.80	99.28	99.47	100.98	100.40	100.92	99.69	100.93	100.54	101.46	100.88	100.30	101.61	100.50	101.35	100.06	99.43	99.08
Norma CIPW (% en peso)																							
Or	12.17	5.61	5.75	12.82	7.19	9.57	10.64	10.46	13.36	8.98	12.06	13.24	14.72	17.14	10.28	12.59	14.24	10.11	9.22	6.32	7.68	18.44	11.64
Ab	1.07	4.15	0.00	1.50	0.00	26.21	4.14	4.61	0.43	18.49	11.65	9.49	6.65	8.27	16.51	15.15	17.48	12.93	16.77	16.99	24.20	23.74	1.01
An	5.52	10.64	7.11	6.35	5.73	22.48	10.52	9.55	6.03	18.21	13.63	13.74	6.58	8.66	19.97	16.20	12.79	21.02	23.34	24.43	21.33	19.64	9.13
Ne	21.42	14.48	18.93	19.68	21.41	0.65	12.38	15.01	22.53	6.26	13.72	12.69	19.46	17.89	5.41	9.62	12.30	8.77	3.89	2.30	0.00	1.90	18.98
Le	0.00	0.00	6.29	0.00	4.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Di	26.96	25.39	24.15	24.98	26.81	16.53	21.23	23.48	26.01	19.06	21.41	21.07	23.37	19.73	18.46	18.35	15.65	22.44	16.36	16.06	15.95	18.04	26.77
Cl	20.73	27.34	25.25	22.53	21.84	12.29	28.08	24.81	19.19	18.77	15.95	16.81	16.39	15.02	16.94	17.23	17.32	15.19	17.13	16.83	10.31	19.30	11.31
Al	3.19	3.00	3.03	3.06	3.00	2.51	2.87	2.84	3.09	2.78	2.86	2.97	3.19	3.06	3.03	3.10	3.04	3.20	3.10	3.03	2.83	2.89	3.03
Ilm	5.72	5.64	5.96	5.79	5.96	5.28	4.98	5.62	6.21	5.03	5.74	6.12	5.87	5.83	4.90	5.09	4.35	5.93	4.75	4.67	3.44	4.12	4.98
Ap	2.43	1.90	2.66	2.57	2.87	1.69	2.55	1.90	2.94	1.64	2.20	2.50	2.90	2.55	1.53	1.60	1.69	1.51	1.39	1.34	0.65	1.04	2.25
Elementos indicio (ppm)																							
Cr	411	696	497	487	399	191	747	629	348	222	187	175	142	76	142	158	162	65	110	118	292	280	18
Ni	373	450	369	356	329	115	480	408	294	162	158	143	139	90	122	119	153	73	83	100	187	165	44
Cu	60	47	46	48	50	47	58	38	49	54	56	58	39	34	51	49	36	47	48	49	68	48	23
Zn	114	81	105	97	95	95	106	93	98	88	109	102	114	111	107	96	106	89	99	103	103	94	107
Rb	41	18	37	44	42	28	32	32	48	28	35	39	42	67	25	34	37	26	27	27	17	17	50
Sr	905	828	1014	991	1048	755	893	768	1057	720	894	1009	1124	1184	942	770	876	768	773	735	330	507	1065
Y	29	21	24	29	23	26	23	19	28	25	27	27	27	27	23	26	26	23	26	23	22	22	25
Zr	339	272	348	347	366	263	309	264	371	245	321	366	387	433	296	289	336	258	257	249	151	196	412
Nb	88	66	89	90	89	52	77	65	96	47	71	80	85	84	53	55	62	48	45	41	17	30	77
Ba	460	399	453	469	494	3255	403	425	504	396	470	546	588	454	375	399	489	347	412	427	169	247	
La	51	37	57	60	59	21	50	38	75	35	43	52	55	53	49	33	46	29	44	34	5	18	
Ce	97	106	108	108	121	71	87	69	116	62	83	108	106	110	79	82	86	76	74	67	33	47	91

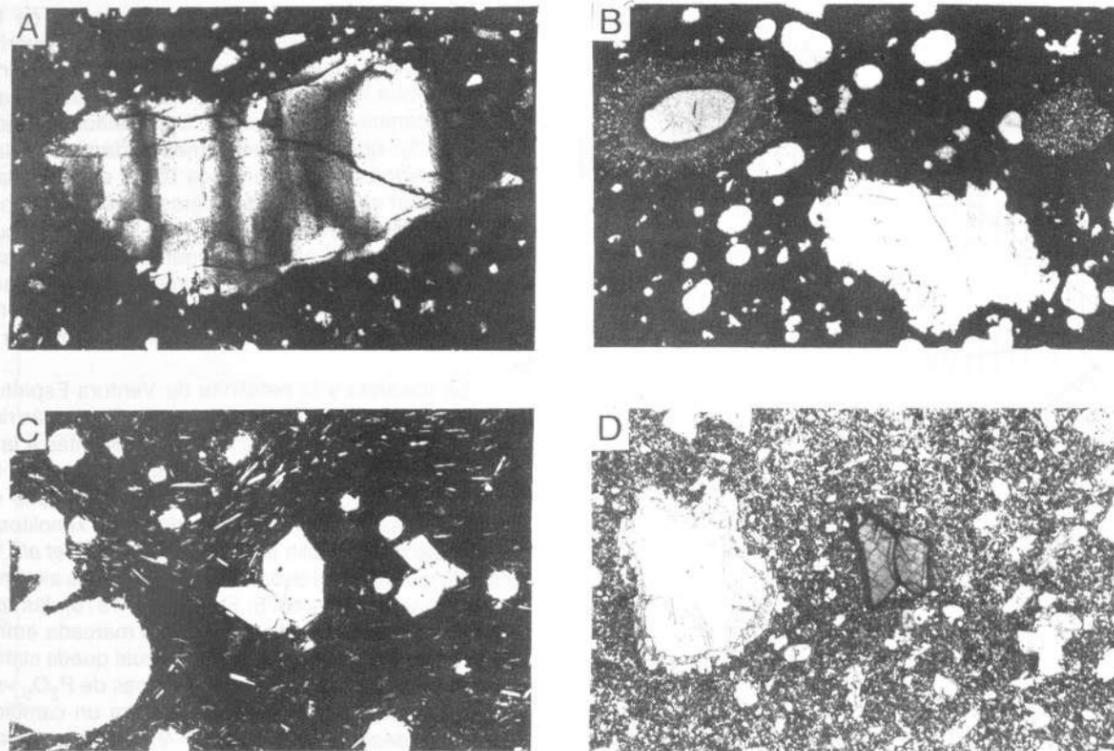


Figura 11.- (A) Fotomicrografía de un xenocristal de olivino que muestra extinción ondulatoria y los bordes corroídos, característicos de estos cristales accidentales; nicoles cruzados. (B) Fotomicrografía de un xenocristal de ortopiroxeno rodeado por un anillo de simplectita; en el ángulo superior derecho hay un pseudomorfo de simplectita, en el cual ya no existe un núcleo de ortopiroxeno; en el centro se observa un xenocristal de olivino corroído; se aprecia, también, varias vesículas; luz plana polarizada. (C) Fenocristales primarios de olivino en una muestra con estructura vesicular; luz plana polarizada. (D) Fotomicrografía de xenocristales de espinela y de piroxeno; al centro se observa un xenocristal de espinela rodeado por un anillo de reacción opaco; a la derecha hay un xenocristal de piroxeno con un sobrecrecimiento de titanita; una parte del xenocristal fue destruida durante la preparación de la lámina delgada. Se aprecia en la matriz la presencia de numerosos cristales euédricos (primarios) de titanita y olivino. Luz plana polarizada. Campo visual en todas las fotomicrografías: 3.5 x 2.2 mm.

ortopiroxeno (Figura 11, B) y los xenocristales de cuarzo. El olivino primario es característicamente euédrico (Figura 11, C), aunque algunos cristales muestren algo de reabsorción u oxidación incipiente; en cambio, los xenocristales de olivino presentan extinción ondulatoria (Figura 11, A) o el maclado característico del olivino en la lertzolita. Los xenocristales de espinela translúcida, de color pardo rojizo, siempre están rodeados por un anillo de reacción opaco (Figura 11, D), y tienen contactos precisos, no de transición, con el magma transportador. Los xenocristales de ortopiroxeno están invariablemente rodeados por coronas constituidas por intercrecimientos simplectíticos de olivino y clinopiroxeno (Figura 11, B). En algunos casos, el proceso de alteración consumió todo el xenocristal de ortopiroxeno, dejando sólo un pseudomorfo, compuesto por simplectita, sin núcleo de ortopiroxeno.

Los conjuntos de minerales primarios en las muestras estudiadas están íntimamente relacionados con la composición global de la roca y, en consecuencia, con la clasificación derivada de la norma CIPW. La nefelinita de olivino tiene fenocristales de olivino y de titanita, en una matriz con la misma mineralogía, más plagioclasa sódica, feldespatoides, titanomagnetita e ilmenita. Conforme disminuye la deficiencia de silice en la basanita y en el basalto alcalino de olivino, los conjuntos de minerales comienzan a tener, además del olivino y la titanita, plagioclasa cálcica, primeramente como microfocristales y luego como fenocristales. Hay tanto óxidos de Fe como de Ti en las matrices de la basanita y del basalto alcalino, pero no hay feldespatoides en este último tipo de roca.

La Figura 12 muestra en forma de "dendrogramas" (Sánchez-Rubio, 1977) la mineralogía primaria de los ejemplares estudiados. En estos diagramas se lee la abundancia relativa de los minerales, de izquierda a derecha. La figura ilustra una de las diferencias principales entre los magmas del área de Ventura-Espíritu Santo y los de la región de Santo Domingo. En los volcanes del grupo Santo Domingo, donde hay megacristales y xenolitos con kaersutita, la plagioclasa es el mineral más abundante en la basanita, el basalto alcalino y el basalto. En el área de Ventura-Espíritu Santo, la nefelinita de olivino y la basanita son más deficientes en silice. En estas rocas, el olivino es la fase más abundante; la plagioclasa, cuando está presente, sólo se encuentra en la matriz.

COMPOSICIÓN GLOBAL DE LAS ROCAS

En el conjunto de rocas alcalino-básicas del Estado de San Luis Potosí, el contenido de SiO₂, en análisis recalculados, libres de H₂O, aumenta en la secuencia de nefelinita de olivino (41-42%), basanita (42-49%), basalto alcalino de olivino (47-49%) y basalto (50%). En esta misma secuencia, el contenido normativo de nefelina y diópsido aumenta conforme disminuye el de albita y anortita. Asimismo, un gran número de elementos muestra un comportamiento aproximadamente incompatible en la secuencia, aumentando constantemente con el contenido de nefelina normativa los elementos siguientes: Ti, K, Na, P, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Hf, Ta, Th y U.

Los diagramas de variación de SiO₂ vs TiO₂ y P₂O₅ ilustran esta tendencia (Figura 13, A). En ellos se muestra símbolos

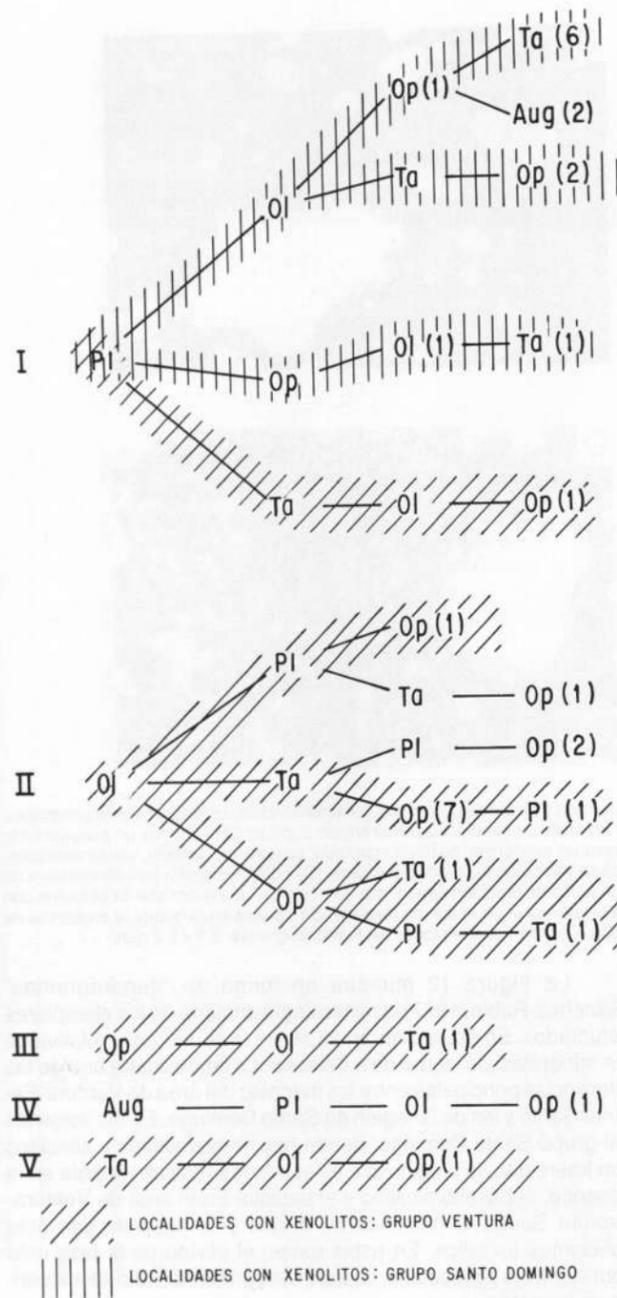


Figura 12.- Dendrogramas (Sánchez-Rubio, 1977), que ilustran el conjunto de minerales primarios en las rocas descritas. Se muestra las fases más abundantes a la izquierda y las más escasas a la derecha. El diagrama I incluye a aquellas muestras en que la plagioclasa (Pl) es el mineral más abundante. Estas rocas provienen principalmente del área de Santo Domingo. El diagrama II corresponde a las muestras de la región de Ventura-Espíritu Santo, donde el olivino es la fase dominante. Los dígitos entre paréntesis indican el número de muestras en cada grupo. Por ejemplo, hay seis muestras con la paragénesis $Pl > Ol > Op > Ta$, mientras que sólo hay un ejemplar en que $Pl > Ol > Op$. Abreviaturas Ol: olivino; Ta: titanaugita; Pl: plagioclasa; Op: óxidos opacos (titanomagnetita e ilmenita); Aug: augita.

diferentes para cada tipo de roca. Los símbolos negros corresponden a las rocas con gran deficiencia en SiO_2 de la región Ventura-Espíritu Santo, y los blancos representan las rocas relativamente más ricas en SiO_2 del grupo Santo Domingo. El área circundada por la línea interrumpida está definida por 76 rocas

volcánicas portadoras de xenolitos del oeste de los Estados Unidos de América (Wilshire *et al.*, 1985); la mayoría se agrupa cerca de las muestras de Santo Domingo. El área incluida en la línea punteada indica la composición de cinco basanitoides del campo volcánico de San Quintín, Baja California (Bacon y Carmichael, 1973), que son prácticamente idénticas a las rocas de Santo Domingo. Del conjunto de rocas recolectadas en Santo Domingo, son especialmente interesantes el basalto SLP-9 y los basaltos alcalinos de olivino SLP-10 y SLP-12, los cuales aparecen unidos por una línea en la Figura 13. Estas rocas están muy cerca una de otra, atravesando, sin embargo, el "plano crítico de deficiencia de sílice" (Yoder y Tilley, 1962). Ninguna de estas tres lavas contiene xenolitos de lertzolita ni megacrístales de kaersutita.

La basanita y la nefelinita de Ventura-Espíritu Santo son considerablemente más deficientes en sílice y más ricas en Ti, K, P y elementos afines. Estas rocas son distintas a la mayoría de las rocas con xenolitos descritas hasta ahora en los Estados Unidos de América, pero caen dentro del amplio espectro de composiciones de las rocas portadoras de xenolitos de lertzolita del sudeste de Australia (Kesson, 1973; Frey *et al.*, 1978; Wass, 1980). Al igual que en otros conjuntos de rocas alcalinas (Kesson, 1973; Sun y Hanson, 1975; Frey *et al.*, 1978), las rocas de San Luis Potosí muestran una correlación marcada entre el P_2O_5 y muchos elementos incompatibles, lo cual queda claro en la Figura 13, B, en la que se muestra diagramas de P_2O_5 vs Sr y Ce. El grupo de rocas, como un todo, muestra un cambio, gradual y progresivo, desde la muestra SLP-9, con hiperstena normativa, hasta la nefelinita de olivino, fuertemente deficiente en sílice. Las muestras de un solo volcán comúnmente cubren una pequeña parte del espectro de composiciones. Sin embargo, las muestras de La Joya Honda comprenden un basalto alcalino de olivino más antiguo que el *maar* (SLP-25), una basanita expulsada al tiempo que se formó el cráter (SLP-26) y una nefelinita posterior al *maar* (SLP-24). Las tres rocas cubren aproximadamente la mitad del espectro de composiciones de las muestras de San Luis Potosí.

PETROLOGÍA

La tendencia (*trend*) que presentan los elementos incompatibles (Ti, K, P, Sr, etc.) a aumentar con la disminución del contenido de sílice, con el incremento consecuente en la deficiencia en este elemento, no puede ser explicada por cristalización fraccionada, ni por algún modelo de asimilación de rocas corticales. Por lo tanto, se cree que todos estos magmas básicos representen magmas primarios provenientes del manto.

Pier y colaboradores (1987) determinaron las proporciones isotópicas de Sr y Nd en un subconjunto de rocas volcánicas portadoras de inclusiones, en un xenolito de lertzolita de espinela recolectado en la laguna de Los Palau y en un megacrístal de kaersutita proveniente de La Joya Prieta. Las proporciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las rocas portadoras muestran una correlación inversa con el contenido normativo de nefelina, con la abundancia de Ti, K, P y otros elementos-indicio incompatibles y con los valores de ϵNd . Estos resultados demuestran que los magmas alcalinos del Estado de San Luis Potosí no pudieron ser generados por fusión parcial progresiva de una misma roca-madre (Sun y Hanson, 1975; Frey *et al.*, 1978; Clague y Frey, 1982). Los datos isotópicos son compatibles con la mezcla de dos componentes provenientes de dos regiones distintas en el manto. El componente A es más pobre en elementos incompatibles, con una proporción $^{87}Sr/^{86}Sr$ mayor y con ϵNd menor. El componente B es más rico en elementos incompatibles, con una relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ menor y con un valor mayor de ϵNd (de acuerdo con la terminología de Frey y Green, 1974).

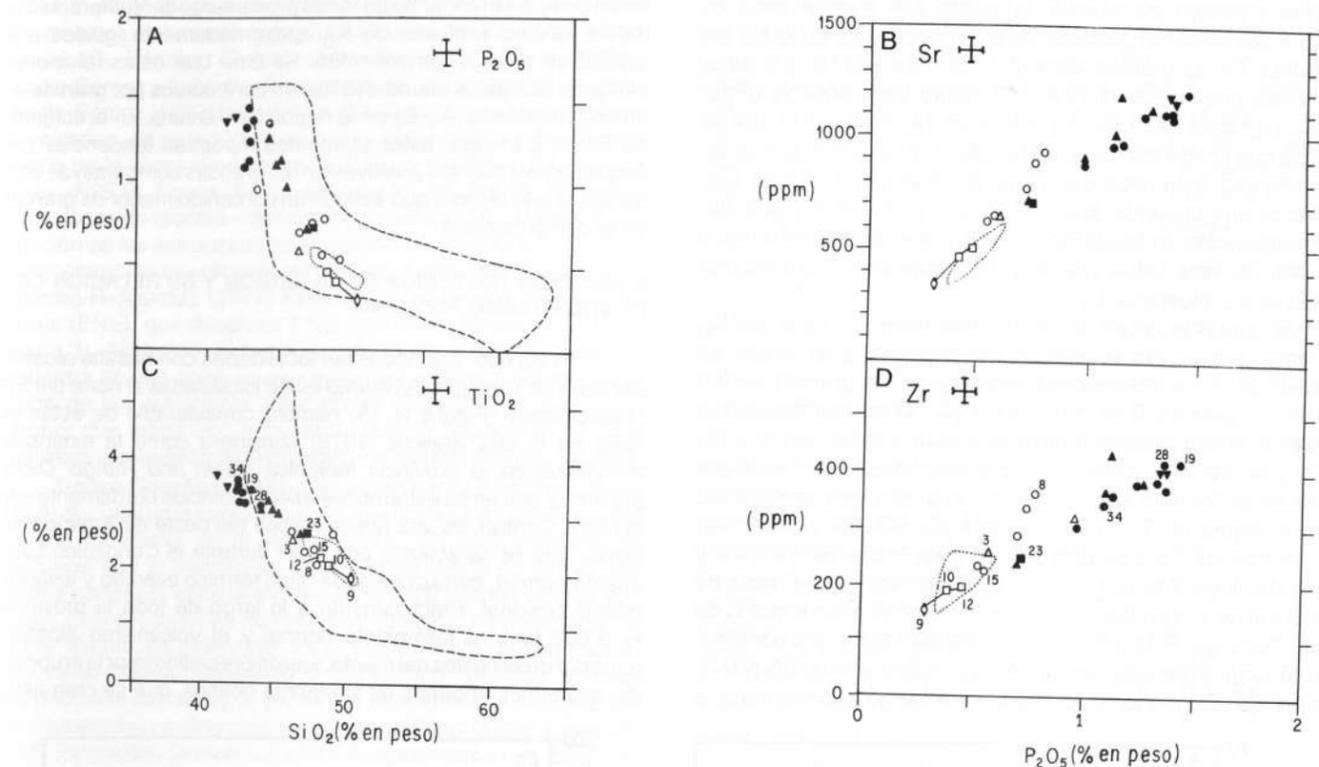


Figura 13.- Diagramas de variación en la composición global de las rocas. (A) SiO_2 vs TiO_2 y P_2O_5 (% en peso); (B) P_2O_5 (% en peso) vs Sr (ppm). Se presenta en forma gráfica los resultados de 25 análisis de rocas en que LOI es menor que 2% en peso. Los números corresponden a las muestras listadas en las Tablas 3 y 4. Las "cruces de error" indican la incertidumbre en los análisis químicos (Tabla 3). Como se explica en el texto, los análisis de elementos mayores fueron corregidos por contaminación con lertzolita de espinela; las modificaciones fueron efectuadas antes de elaborar la gráfica. Todos los elementos mayores fueron recalculados, de manera que el análisis, libre de agua, fuera igual que el 100%. La línea sólida que conecta a SLP-9, -10 y -12 se explica en el texto. Los símbolos negros corresponden a las muestras de la región de Ventura-Espíritu Santo, y los blancos a las de los volcanes de Santo Domingo. Triángulos invertidos: nefelinita de basalto alcalino de olivino con xenolitos de lertzolita de espinela. Triángulos: basanita sin xenolitos. Cuadrado negro: basalto alcalino de olivino con xenolitos del manto. Cuadrados blancos: basalto alcalino de olivino sin xenolitos. Diamante: basalto con hiperstena normativa, sin xenolitos. El área limitada por la línea interrumpida fue definida por 76 rocas portadoras de xenolitos del manto del oeste de los Estados Unidos de América (Wilshire *et al.*, 1985). El área más pequeña, limitada por la línea punteada, corresponde a cinco basanitoides del campo volcánico de San Quintín, Baja California (Bacon y Carmichael, 1973).

La mayoría de los investigadores anteriormente citados relacionó al componente B con fluidos metasomáticos que depositaron vetillas de kaersutita, apatita, flogopita, plagioclasa, magnetita y otros minerales en la región de donde provienen los magmas alcalino-básicos portadores de xenolitos (Lloyd y Bailey, 1975; Wilshire y Shervais, 1975; Frey y Prinz, 1978; Boettcher y O'Neil, 1980; Irving, 1980; Menzies y Murthy, 1980a y b; Wass y Rogers, 1980; Bergman *et al.*, 1981; Menzies y Wass, 1983; Kempton *et al.*, 1984; Wright, 1984; Menzies *et al.*, 1985; Wilkinson y Le Maitre, 1987). Menzies y Murthy (1980b) encontraron que, en los volcanes de la isla Nunivak, Alaska, y en los de Ataq, Yemen del Sur, los megacrístales de kaersutita y las rocas transportadoras tienen relaciones isotópicas de Sr y Nd similares.

Las evidencias de campo demuestran que los megacrístales de kaersutita encontrados en los volcanes del grupo Santo Domingo provienen de la disgregación de vetillas de kaersutita emplazadas en lertzolita de espinela (Aranda-Gómez, 1982). En estos mismos volcanes, también han sido encontrados recientemente algunos megacrístales de magnetita. De acuerdo con Pier y colaboradores (1987), la kaersutita del grupo Santo Domingo tiene una proporción $^{87}Sr/^{86}Sr$ menor que la de cualquier roca

alcalino-básica de San Luis Potosí hasta ahora analizada. Por lo tanto, esta kaersutita es, en cuanto a su composición isotópica, un buen candidato para el componente B.

Es de suponer que el componente B, representado por la kaersutita, y otros minerales metasomáticos depositados en las vetillas se hayan mezclado con un componente A, el que tendría un contenido menor de elementos incompatibles, pero una relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ mayor. Hasta ahora no se tiene evidencia acerca de la naturaleza del componente A, el cual es probable que sea astenosférico y que difiera isotópicamente del manto superior que subyace al área de estudio, el cual está representado por la lertzolita de espinela estudiada por Pier y colaboradores (1987).

En la interpretación de las concentraciones de elementos-indicio, se siguió la metodología de Minster y Allegre (1978), presentando de manera gráfica los datos obtenidos contra un elemento con un coeficiente global de distribución (*bulk distribution coefficient*, K_D) muy bajo. Allegre y colaboradores (1977) utilizaron al Ta para este propósito, mientras que Minster y Allegre (*op. cit.*) y Clague y Frey (1982) seleccionaron al Th. Estos últimos autores basaron su elección en que el Th presenta una gama amplia de concentraciones (*high concentration range ratio*), en la

suite volcánica de Honolulu, lo cual indica un K_D muy bajo. En el estudio presente se eligió al Nb como el elemento más incompatible, porque tiene una de las variaciones de concentración más amplias y porque los valores obtenidos con fluorescencia de rayos X son bastante precisos, determinándoseles en todas las muestras. En las gráficas comparativas contra el Nb, los otros elementos pueden ser divididos en cuatro tipos básicos (Figura 14). La Figura 14, A es una gráfica de Ta vs Nb, en la que se aprecia que la abundancia de estos elementos define aproximadamente una línea recta que pasa por el origen. El Th es otro elemento que presenta este mismo comportamiento, que fue interpretado como indicador de que el K_D de estos tres elementos (Ta, Nb, Th) tiene valores bajos y una abundancia proporcional similar en los miembros A y B.

El siguiente grupo de elementos tiene un valor de K_D ligeramente más alto en ambos miembros (A y B), como es indicado por las intersecciones positivas en las gráficas contra Nb. En la Figura 14, B se muestra el P_2O_5 . Otros elementos que presentan el mismo comportamiento son La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Hf, Zr y Sr. En este grupo, las tendencias lineales definidas por las rocas de Ventura y de Santo Domingo son muy semejantes entre sí (Figura 14, B). Los elementos K_2O , TiO_2 , Rb y Ba forman dos tendencias lineales distintas para las rocas de Ventura y Santo Domingo (Figura 14, C). La línea definida por las rocas de Ventura tiene una pendiente considerablemente menor que la de Santo Domingo. Esto indica que en Ventura hubo una contribución considerablemente menor de estos cuatro elementos provenientes del componente B. Esta información, considerada a

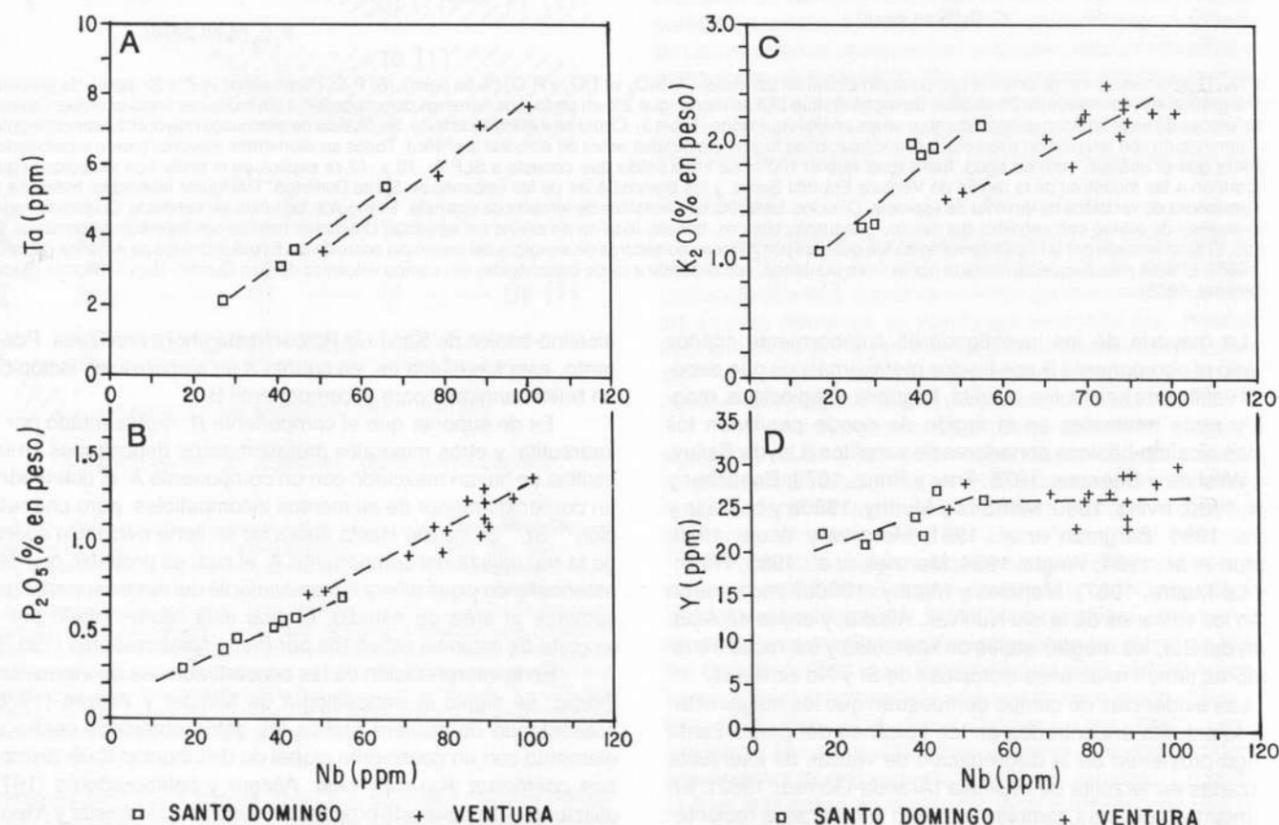


Figura 14.- (A) Gráfica del contenido total de Ta vs Nb. Las líneas fueron calculadas por el método de "mínimos cuadrados"; el Th muestra un comportamiento similar. (B) P_2O_5 vs Nb; otros elementos que producen gráficas semejantes son La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Hf, Zr y Sr. (C) K_2O vs Nb; otros elementos con comportamiento similar son Ti, Rb y Ba. (D) Y vs Nb; otros elementos con gráficas similares son Yb y Lu.

través del modelo de las vetillas metasomáticas, señala un contenido menor de flogopita en las vetillas bajo la región de Ventura.

Los elementos Y, Yb y Lu (Figura 14, D) son prácticamente constantes en el conjunto de rocas proveniente de Ventura, lo que indica valores similares de K_D aproximadamente iguales a la unidad en ambos componentes. Se cree que estas relaciones indiquen que estos elementos fueron controlados por granate en ambos miembros (A y B) en la región de Ventura. En el conjunto de Santo Domingo, estos elementos muestran tendencias con pequeñas pendientes positivas en las gráficas comparativas contra Nb, lo que se cree que indique un contenido menor de granate en el componente A.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA REGIÓN Y SU RELACIÓN CON EL VOLCANISMO ALCALINO

En México, casi todas las localidades con basalto alcalino portador de xenolitos del manto están localizadas al norte del Eje Neovolcánico (Figura 1). Un número considerable de éstas se halla en lo que Stewart (1978) considera como la extensión meridional de la provincia tectónica *Basin and Range*. Dicha provincia, que en su extremo meridional coincide burdamente con la Mesa Central, es una región amplia del oeste de América del Norte, que se caracteriza por tener durante el Cenozoico fallamiento normal, corteza delgada, flujo térmico elevado y levantamiento regional. Prácticamente a lo largo de toda la provincia (> 3,000 km), el fallamiento normal y el volcanismo alcalino, portador de xenolitos del manto, fueron precedidos por la erupción de volúmenes enormes de ignimbrita riolítica, que se cree estu-

quiera genéticamente asociada a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de América del Norte.

Los campos volcánicos de Santo Domingo, Ventura-Espíritu Santo y San Diego de la Unión (Figura 1) son las localidades con xenolitos del manto más meridionales dentro de la Mesa Central (G. Sánchez-Rubio, comunicación personal, 1986). Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández (1977) y, posteriormente, Aranda-Gómez (1982) hicieron resaltar la relación aparente entre los volcanes del grupo Ventura con la intersección entre el anticlinorio de la sierra de Álvarez (N20°W) y el *graben* de Villa de Reyes (N25°E; Figura 3). En esa región, es posible distinguir alineaciones de fuentes volcánicas con rumbo NW, paralelas a la dirección de las estructuras laramídicas (Zárate-Muñoz, 1977), y la concentración de volcanes en un área donde Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández (1977) infirieron la existencia de una falla normal (ENE), que desplaza a las sierras de Álvarez y El Coro (Figura 3). Asimismo, el campo volcánico de Santo Domingo se encuentra en una zona en que existe un cambio marcado en el rumbo de las estructuras laramídicas (Figura 8), lo que hace suponer que exista una estructura (¿falla?) regional (E-W) que controlara la expulsión de la basanita y el basalto alcalino del área.

Tristán-González (1986) y Aranda-Gómez y colaboradores (1989) discutieron la evolución tectónica durante el Cenozoico del extremo meridional de la Mesa Central. En esos estudios, se estableció que el fallamiento normal en la región ha tenido una historia compleja, encontrándose en el área cuando menos dos juegos distintos de fallas normales conjugadas. Posiblemente, el primer evento de extensión en la región haya ocurrido en el Paleoceno-Eoceno, causando la elevación de bloques, bordeados por fallas normales, al pie de los cuales fueron depositados conglomerados continentales (Formación Guanajuato, Edwards, 1955; Formación Cenicera, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). El siguiente evento importante fue la expulsión de las rocas volcánicas félsicas, el cual ocurrió a través de fisuras de extensión con orientación aproximada N-S (Waitz, 1922; Tristán-González, 1986).

Labarthe-Hernández y colaboradores (1982) y Tristán-González (*op. cit.*) establecieron que el *graben* de Villa de Reyes (N25°E) y otras estructuras transversales a él, como los *grabens* de Bledos (N40°W) y Enramadas (N50°W; Figura 3) ya existían durante el Oligoceno tardío, ya que fueron rellenados por los clastos de la Formación Panalillo (K-Ar, 26 Ma). La presencia de depósitos de grava extensos, con faunas de vertebrados del Plioceno-Cuaternario (Mooser, 1959; Mooser y Dalquest, 1975; Carranza-Castañeda *et al.*, 1982), así como el basculamiento de grandes bloques cubiertos por ignimbritas del Terciario medio, sugieren que durante el Terciario tardío, y aún durante el Cuaternario, debió de haber otro período de reactivación de algunas de las estructuras del extremo meridional de la Mesa Central.

En la región de Ventura, los depósitos piroclásticos de dos de los *maars* descansan sobre gravas continentales de posible edad pliocénico-cuaternaria. La laguna de Los Palau se formó sobre una superficie profundamente disecada, cubierta por gravas cementadas por caliche, y los depósitos distales de La Joya Honda descansan sobre gravas con vertebrados pliocénico-cuaternarios (?). Las estimaciones indirectas del gradiente geotérmico en el área indican que éste es alto (Aranda-Gómez, 1982). Las estimaciones, con base en el flujo térmico medido cerca de la superficie, también coinciden (Ziagos *et al.*, 1985).

En los Estados Unidos de América, la transición entre el volcanismo ignimbrito, relacionado con la subducción, y la expulsión de basalto alcalino portador de xenolitos, ha sido correlacionada en tiempo con el choque entre la dorsal del Pacífico oriental y la trinchera que bordeaba la costa occidental de América

del Norte. El mecanismo exacto que causó la tectónica de extensión y el volcanismo alcalino aún es materia de debate (Stewart, 1978, p. 22-27).

En el caso de la Mesa Central, los últimos episodios de fallamiento normal y el volcanismo alcalino pudieran relacionarse con una gran reorganización de placas que habría originado la separación de la península de Baja California. De acuerdo con Gastil y Jency (1973), el fallamiento normal asociado al protogolfo de California ocurrió durante el Mioceno tardío. McCoy (1984) consideró que el fallamiento normal en la cuenca de San José del Cabo (B. C. S.) pudiera haber acaecido desde el Mioceno medio. La primera generación de corteza oceánica dentro del Golfo de California sucedió hace 4 Ma (Larson, 1972). Al oriente del golfo, en la Mesa Central, como una consecuencia directa de esta reorganización de placas, habría podido ocurrir una reactivación de fallas preexistentes, acompañada por la expulsión de basalto alcalino, portador de xenolitos.

McDowell y Keizer (1977) demostraron que, al oeste de la ciudad de Durango, el fallamiento normal y la erupción del basalto alcalino de la Formación Metates (K-Ar, ~12 Ma; McDowell y Keizer, *op. cit.*) fueron simultáneos. Este basalto, aunque no contiene xenolitos de lertzolita, se caracteriza por contener xenolitos de granulita y megacristales de plagioclasa, kaersutita, magnetita y apatita. En la parte noroccidental del Estado de San Luis Potosí, recientemente, fueron descubiertos los remanentes de un campo volcánico al que se llamó Los Encinos, que se caracteriza por tener numerosos cuellos volcánicos de composición basáltica (*sensu lato*) con inclusiones abundantes de plagioclasa, kaersutita, magnetita y apatita; esto permite suponer que pudiera ser de la misma edad que la Formación Metates, cuya edad coincide burdamente con la del protogolfo de California.

Los campos volcánicos de Ventura-Espíritu Santo, Santo Domingo, San Diego de la Unión y La Breña (Sánchez-Rubio, 1978) pudieran representar la culminación de una historia prolongada de tectónica de extensión durante el Plioceno-Cuaternario.

MODELO PETROGENÉTICO PARA LOS MAGMAS ALCALINOS DE SAN LUIS POTOSÍ

Con base en la composición química (elementos mayores y elementos-indicio), en el contenido isotópico (Pier *et al.*, 1987) de las lavas portadoras de xenolitos, y en el ambiente tectónico de la región, se propone el modelo que se ilustra en la Figura 15. Como respuesta a la tectónica de extensión que actuó a partir del Mioceno, la parte astenosférica del manto (componente A) comenzó a ascender debajo de la región. Como consecuencia, empezaron a ascender fluidos ricos en CO_2 , los cuales subieron con mayor rapidez que el diapiro. Se cree que estos fluidos hayan sido capaces de remover elementos con un valor bajo de K_D de las rocas del manto, a través de las que emigraron. Wendlandt y Harrison (1979) demostraron experimentalmente que, al disminuir la presión, los fluidos con abundante CO_2 se enriquecen progresivamente en tierras raras ligeras (*light REE*), en comparación con los silicatos fundidos con los que coexisten. Por lo tanto, un fluido ascendente, rico en CO_2 , será muy eficiente removiendo tierras raras ligeras y otros elementos afines en la parte más somera del manto. Los autores consideran que, abajo de San Luis Potosí, esta fase fluida se enriqueció en elementos incompatibles, abstraídos de un manto superior del tipo de MORB-OIB (*mid-ocean ridge basalt-ocean island basalt*), el cual está representado por los xenolitos de lertzolita de espínela. Una vez que este fluido rico en CO_2 entró en contacto con rocas encajonantes progresivamente más frías, comenzó a precipitar kaersutita (y posiblemente otros minerales como apatita y flogopita) a lo largo de

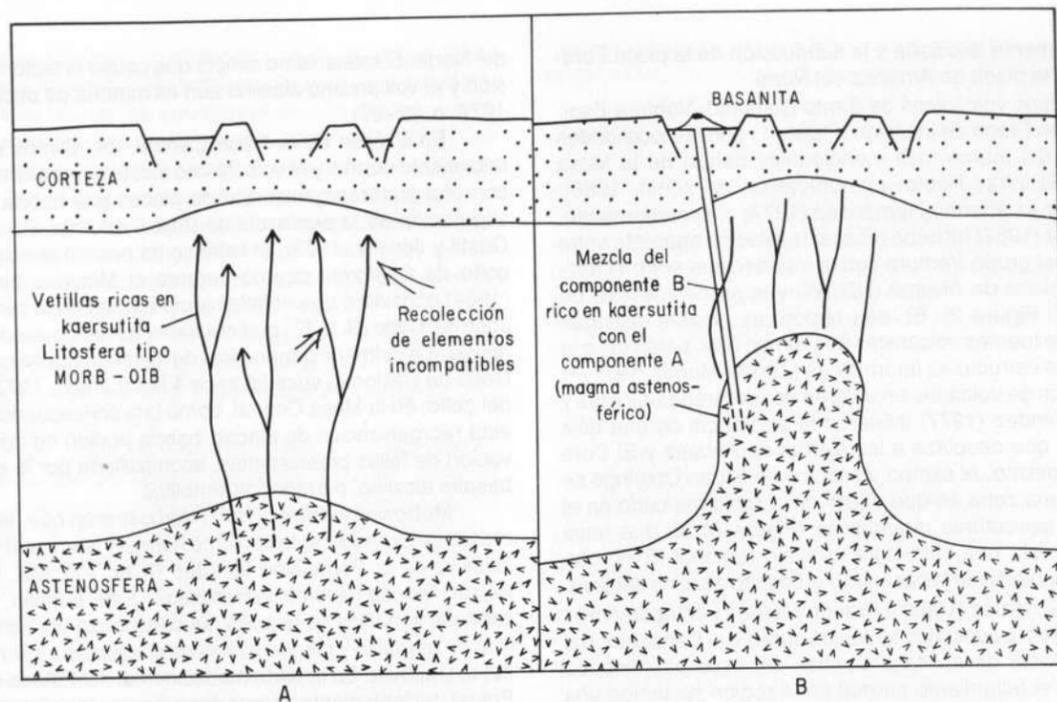


Figura 15.- Modelo esquemático de la evolución magmática postmiocénica en la parte meridional de la Mesa Central. (A) Durante las fases iniciales del pulso de extensión (Mioceno) se produjo una ampolla en la astenosfera, causando la formación de fluidos ricos en CO_2 , mismos que al ascender "robaron" elementos con $K_2\text{O}$ bajos de una litosfera empobrecida (*depleted*) del tipo de MORB-OIB. Estos fluidos finalmente, por precipitación, causaron la formación de vetillas ricas en kaersutita, con características isotópicas parecidas a las de los MORB-OIB. (B) Conforme ascendía el diapiro astenosférico, continuaba el adelgazamiento de la corteza y el desarrollo en la superficie de estructuras del tipo de *basin and range*. Finalmente, se produjo fusión parcial en el diapiro (componente A); al ascender, este magma fundió los precipitados metasomáticos (componente B), formados en la fase anterior, y se mezcló con ellos. Esta mezcla de magmas produjo el espectro isotópico observado en los conjuntos volcánicos de los grupos Ventura y Santo Domingo.

vetillas en el manto superior. Aunque la fase fluida se originó propiamente en la astenosfera, su función primordial fue la de redistribuir y concentrar a los componentes de B, a partir de un gran volumen de manto empobrecido (*depleted mantle*; Roden y Murthy, 1985). Por último, los magmas que fueron producto de fusión parcial en el diapiro astenosférico llegaron a la región más somera del manto. Estos magmas tenían una proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mayor y representaban al componente A del modelo que se presenta en este estudio. El paso de estos magmas provenientes de la astenosfera elevó la temperatura del manto superior, surcado por vetillas de kaersutita y otros minerales, causando fusión selectiva de las vetillas del componente B. La mezcla de los componentes A y B dio origen a los magmas de Santo Domingo y Ventura, mismos que transportaron a la superficie, entre otros, xenolitos de lherzolita y de kaersutita. Este modelo explica la presencia de los megacristales de kaersutita, de los xenolitos compuestos (lherzolita-piroxenita con hornblenda) y la composición isotópica del anfíbol accidental. Chen y Frey (1985) propusieron un modelo similar para explicar las composiciones química, elemental e isotópica del volcán Haleakala en Hawaii, las cuales son casi idénticas a la de las rocas de San Luis Potosí. El modelo presentado aquí difiere sólo en el mecanismo propuesto para la concentración del componente B, a partir del manto del tipo de MORB-OIB. Chen y Frey (1985) explicaron lo anterior por medio de un porcentaje muy pequeño (< 2%) de fusión parcial, mientras que en este estudio se considera que la concentración se debió a un fluido proveniente de la astenosfera, rico en CO_2 , que "robó" los elementos de las rocas a través de las que emigró.

AGRADECIMIENTOS

Para la elaboración de este artículo se utilizó una parte de la tesis doctoral del primer autor, quien desea agradecer al Dr.

Jack M. Rice la ayuda que le brindó como director de la misma. En esa primera etapa hubo varias instituciones que proporcionaron apoyo económico al proyecto; entre ellas, destacan el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, la National Science Foundation (subvención EAR-7922877 al Dr. Jack M. Rice), el Consejo de Recursos Minerales, la Geological Society of America, Sigma Xi y la Universidad Autónoma de San Luis Potosí. El Sr. Alejandro López-Báez trabajó como asistente de campo del primer autor, en el verano de 1979.

En la segunda etapa, los autores contaron con el apoyo del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, del United States Geological Survey, del Franklin and Marshall College y de la Washington University en Saint Louis.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, Alfredo, 1983, Cartografía geológica de las hojas Espiritu Santo, Pinos, El Obraje y Ojuelos, Estados de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 93, 76 p., escala: 1:50,000.
- Allegre, C. J., Treuil, M., Minster, J. F., Minster, B., y Albareda, F., 1977, Systematic use of trace elements in igneous processes: part 1, Fractional crystallization processes in volcanic suites: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 60, p. 57-75.
- Aranda-Gómez, J. J., 1982, Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central México: Eugene, University of Oregon, disertación doctoral, 236 p. (inédita).
- Aranda-Gómez, J. J., y Labarthe-Hernández, Guillermo, 1977, Estudio geológico de la Hoja Villa Hidalgo, S. L. P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 53, p. 33-58.
- Aranda-Gómez, J. J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1987, Mantle xenoliths in Mexico, in Nixon, P. H., ed., Mantle xenoliths: Nueva York, John Wiley and Sons, p. 75-84.

- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M., y Nieto-Samaniego, Á. F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 33-45.
- Bacon, C. R., y Carmichael, I. S. E., 1973, Stages in the P-T path of ascending basalt magma—an example from San Quintín, Baja California: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 41, p. 1-22.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981, Basaltic volcanism on the terrestrial planets: Nueva York, Pergamon, 1286 p.
- Bergman, S. C., Foland, K. A., y Spera, F. J., 1981, On the origin of an amphibole-rich vein in a peridotite inclusion from the Lunar Crater Volcanic Field, Nevada, U. S. A.: Earth and Planetary Science Letters, v. 56, p. 343-361.
- Boettcher, A. L., y O'Neil, J. R., 1980, Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas; evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites: American Journal of Science, v. 280-A, p. 594-621.
- Cabrera-Ipiña, Octaviano, 1963, Bosquejo geológico del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Geología y Metalurgia, v. 1, p. 5-20.
- Cameron, K. L., Clark, L. F., y Cameron, Maryellen, 1983, A preliminary report on the nature of the lower crust and upper mantle beneath southeastern Chihuahua in Clark, K. F., ed., Geology and mineral resources of north-central Chihuahua: El Paso Geological Society, Guidebook for the 1983 Field Conference, p. 102-107.
- Carranza-Castañeda, Oscar, Miller, W. E., y Martínez-Reyes, Juventino, 1982, Early and late Cenozoic vertebrate localities in central Mexico: México, D. F., Society of Vertebrate Paleontology, Guidebook of Guanajuato, Reunión anual, 42, p. 1-50.
- Carrillo-Bravo, José, 1971, La plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 23, p. 1-102.
- Clague, D. A., y Frey, F. A., 1982, Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu—implications for the oceanic mantle below Hawaii: Journal of Petrology, v. 23, pte. 3, p. 447-504.
- Chen, C. Y., y Frey, F. A., 1985, Trace element and isotopic geochemistry of the lavas from Haleakala Volcano, East Maui, Hawaii—implications for the origins of Hawaiian basalts: Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 8743-8768.
- Demant, Alain, y Robin, Claude, 1975, Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, v. 1, p. 70-83.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: U. S. Geological Survey Professional Paper 264-H, p. 153-183.
- Evans, S. H., Jr., y Nash, W. P., 1979, Petrogenesis of xenolith-bearing basalts from southeastern Arizona: American Mineralogist, v. 64, p. 249-267.
- Fisher, R. V., y Waters, A. C., 1970, Base-surge bed forms in maar volcanoes: American Journal of Science, v. 268, p. 157-180.
- Frey, F. A., y Green, D. H., 1974, The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 38, p. 1023-1059.
- Frey, F. A., Green, D. H., y Roy, S. D., 1978, Integrated models of basalt petrogenesis—a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data: Journal of Petrology, v. 19, pte. 3, p. 463-513.
- Frey, F. A., y Prinz, M., 1978, Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona; petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis: Earth and Planetary Science Letters, v. 34, p. 129-176.
- Garza-Blanc, S. A., 1978, Cartografía geológica Hoja Santa Catarina: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 61, 40 p.
- Gaskin, B. J., Butler, J. C., y Gaskin, W. A., 1973, Geology of the Jalapasco de La Joya Crater: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 5, p. 631-632 (resumen).

- Gastil, R. G., y Jency, W. A., 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt: Stanford University Publications in Geological Science, v. 13, p. 171-180.
- Green, D. H., y Ringwood, A. E., 1967, The genesis of basaltic magmas: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 15, p. 103-190.
- Greene, G. M., 1975, The geochemistry of spinel lherzolites from Jalapasco de La Joya in San Luis Potosí, Mexico: Houston, University of Houston, tesis de maestría, 43 p. (inédita).
- Greene, G. M., y Butler, J. C., 1979, Spinel lherzolites from Jalapasco de La Joya, San Luis Potosí, SLP (sic), Mexico: Mineralogical Magazine, v. 43, p. 483-486.
- Hoffer, J. M., 1971, Mineralogy and petrology of the Santo Tomás Black Mountain Basalt Field, Potrillo Volcanics, south-central New Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 603-612.
- Irving, A. J., 1980, Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle: American Journal of Science, v. 280-A, The Jackson Volume, p. 389-426.
- Kempton, P. D., Menzies, M. A., y Dungan, M. A., 1984, Petrography, petrology and geochemistry of xenoliths and megacrysts from the Geronimo volcanic field, southeastern Arizona, in Kornprobst, J., ed., Kimberlites II; The mantle and crust-mantle relationships: Amsterdam, Elsevier, p. 71-84.
- Kesson, S. E., 1973, The primary geochemistry of the Monaro alkaline volcanics, southeastern Australia—evidence for upper mantle heterogeneity: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 42, p. 93-108.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, 1978, Algunos jalapascos en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 58, 17 p.
- Labarthe-Hernández, Guillermo, Tristán-González, Margarito y Aranda-Gómez, J. J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto técnico núm. 85, 208 p.
- Larson, R. L., 1972, Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3345-3360.
- Laughlin, A. W., Brookins, D. G., y Causey, J. D., 1972, Late Cenozoic basalts from the Bandera lava field, Valencia County, New Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1543-1552.
- Lloyd, F. E., y Bailey, D. K., 1975, Light element metasomatism of the continental mantle—the evidence and the consequences: Physics and Chemistry of the Earth, v. 9, p. 381-416.
- López-Ramos, Ernesto, 1972, Carta geológica del Estado de Tamaulipas: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, escala 1:500,000.
- 1973, Carta geológica del Estado de San Luis Potosí: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, escala 1:500,000.
- 1976, Compilación de la Carta Geológica de la República Mexicana: México, D. F., Comité de la Carta Geológica de México, escala 1:2,000,000.
- Maaloe, S., y Aoki, K., 1977, The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 63, p. 161-173.
- McCoy, C., 1984, Stratigraphy and depositional history of the San José del Cabo through, Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V. A., Jr., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 267-273.
- 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. 1479-1487.
- Menzies, Martin, Kempton, A., y Dungan, M., 1985, Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo volcanic field, Arizona, U. S. A.: Journal of Petrology, v. 26, p. 663-693.
- Menzies, Martin, y Murthy, V. R., 1980a, Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas—isotopic evidence: American Journal of Science, v. 280-A, p. 622-638.