

01123
13



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

VARIACIONES GEOQUIMICO-TEMPORALES Y PERFIL
ISOTOPICO DE Sr, Nd y Pb DEL VOLCAN POPOCATEPETL

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A :
GIOVANNI S O S A C E B A L L O S

ASESOR: M.C. GABRIELA SOLIS PICHARDO

MEXICO, D. F.

FEBRERO 2003



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



INSTITUTO NACIONAL
DE ESTADÍSTICA Y
CENSO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-1435

SR. GIOVANNI SOSA CEBALLOS
Presente

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora M. C. Gabriela Solís Pichardo y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**VARIACIONES GEOQUÍMICO-TEMPORALES Y PERFIL ISOTÓPICO DE Sr, Nd y Pb
DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

- I INTRODUCCIÓN
- II MARCO GEOLÓGICO REGIONAL
- III ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
- IV PETROGRAFÍA
- V GEOQUÍMICA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
- VI CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 26 de noviembre de 2002
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

P

B

RECONOCIMIENTOS

Agradezco el apoyo brindado para la realización de este trabajo al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, por la beca otorgada durante el proyecto CONACyT 32330-T. De la misma manera me gustaría reconocer la valiosa ayuda que me brindaron de manera amable y desinteresada personal tanto de mi facultad como de los Institutos de Geología y Geofísica de la UNAM. Agradezco a los Ingenieros Alfredo Morales y Jorge Nieto sus comentarios acerca de la estructura de este trabajo, a Diego, del taller de laminación, por su ayuda en las técnicas de laminación y por las veces que rescató mi trabajo y evitó que siguiera quebrando láminas, a Consuelo, de Geología, por su ayuda en la toma de las microfotografías, al Químico Rufino Lozano y a Santiago, del Lab. de fluorescencia de rayos X, por su ayuda en la preparación de las muestras y determinación de resultados, a Gabriel Valdés, de Geofísica, por su ayuda en el programa Iqpetwin y al Mto. Mariano Ellas de Geología por su ayuda en petrografía.

Mi reconocimiento más afectuoso lo quiero brindar a todo el personal de LUGIS, no sólo por su aportación académica en mi formación como geólogo, sino también por enseñarme a realizar cualquier trabajo como debe ser y hacer del laboratorio un recinto universitario en el cual me dio mucho orgullo realizar mi tesis. De esta manera agradezco a Juan Julio y a Sol por su labor en el espectrómetro y sus palabras, siempre de aliento, al Dr. Raymundo por su confianza, y sus comentarios acerca de este trabajo, al Dr. Peter, también por su confianza y su muy importante ayuda para, y durante la realización de este trabajo, a Teodoro, por sus enseñanzas en la petrografía y en la molienda de rocas, y de manera muy especial a la Maestra Gaby por su comprensión, confianza, paciencia y su muy atinada ayuda en la realización de este trabajo.

A mi querida UNAM.

A mis padres, Toño y Lupita, con mi más profundo respeto y con el enorme orgullo de ser su hijo. *¡Este trabajo es para ustedes!*

A Danny y Luisillo, para que se motiven y triunfen en sus vidas, no me importa en qué.

A Mayra y a Fermín, por ocupar un lugar muy especial en mi vida.

AGRADECIMIENTOS

Por raro que parezca, al primero que le debo agradecer es al Director de mi secundaria por correrme de la escuela y así, no continuar mis estudios con lasallistas a su vez ello me permitió ingresar a la Preparatoria # 4 y empezar mi aventura en el esplendoroso mundo de la Universidad. Mi eterno cómplice, alcahuete y amigo, mi papá, fue el primero en traerme a la Universidad, la imagen la recuerdo bien, me subió a una de las estructuras del espacio escultórico para que juntos apreciáramos un concierto que se realizaba sobre las lavas, bastantes años después regresé al mismo lugar, pero ahora con Gustavo Tolson como mi primer profesor de Geología. Hoy le agradezco a mi padre el siempre haberme inculcado una consciencia universitaria y a Gustavo el haber sido tan académica y didácticamente capaz como para haber despertado en mí un enorme gusto por la geología, el cual me va a acompañar toda mi vida. La enorme admiración y cariño que tengo por la UNAM no han sido motivo para no quejarme amargamente de cómo funcionan en ocasiones las cosas en su interior, más sin embargo la esencia de la universidad va a radicar en quienes formamos parte de ella sin intereses distintos a hacerla cada vez más grande y mejor. Esta esencia la respire por primera vez en la preparatoria y hoy en día recuerdo con cariño a mis cuates, a los cuales me da orgullo mencionar en estas líneas: Juan, David, Ivan, Vero y Alma. Pero sin duda la etapa que marcó mi vida ha sido la que viví en la Facultad de Ingeniería, gracias a todos mis profesores, a todos los cine clubs, a las islas, al CCU, al estadio de CU, a todos los conciertos a los que fui, al MUCA, a los tamaleros, a los laboratoristas, a los choferes de prácticas, al techo del edificio de Física, en Ciencias, a los Institutos de Geología y Geofísica, muy especialmente al LUGIS y a todo su personal, ¡gran parte de este trabajo es por su dirección y ayuda!

De manera muy especial quisiera agradecer a mis amigos y a mi novia, ellos hicieron de esta aventura algo que sólo llegué a imaginar en mis sueños. Benjas, Yardenia, Myriam, Marquitos, Héctor, Cesarín, Mike, Jonathan, Aldo, los Menchuk y Fermín, de todos los momentos lindos que me pueda acordar en la Universidad sin duda más de uno de ustedes han estado conmigo; los quiero mucho y espero al menos tener noticias de ustedes toda mi vida; A mi querida novia Mayra le debo muchas cosas, entre ellas, aprender a convivir conmigo y enseñarme a convivir con ella, a no comer sólo tortas y enseñarme que en CU existen comedores; y sobre todo, tener confianza en mí para compartir un proyecto de vida del cual los dos estamos convencidos. Gracias por todo Mayrita ¡iiiiii. y además por presentarme al Justy y al Chucho, dos buenos personajes de Ciencias;.

Sin duda alguna mi paso por la Universidad ha sido la etapa más feliz de mi vida, las personas que aprecio, especialmente mi familia, saben que así es y nunca pierden oportunidad para enterarse de cómo van los PUMAS, o cómo va la huelga? o cuándo acabas la tesis?, estos

son de mis últimos teclados y no quiero acabar sin recordar y agradecer a cada uno de mis amigos externos a la UNAM, ustedes también han sido parte importante de mi vida y les dedico con mucho cariño este trabajo. Primero mi querida mamá, jamás me hizo un lunch para irme de práctica, pero ella y yo sabemos que me lo tengo bien ganado; te quiero mucho mamá te admiro y creeme que tú apoyo en todos los aspectos fue importantísimo para que acabara la universidad Mis hermanos también cooperaron en esto, ¡alguien tenía que acabar la universidad en la casa!, ustedes saben cuanto los quiero y lo orgulloso que me siento de poderles poner un ejemplo. A todos los cuates de mi unidad César, Alejo, Cut, Mau, Javis, Pico, el buen Coque, Vichanel, Yair, Gustavo por ser cómplices de otra etapa muy importante en mi vida, mi infancia; A la familia Vallejo Gil de Tlacotepec, por su amistad, especialmente Íris. A mis tíos Miguel Ángel y Lidya por darme posada y calor de hogar durante mi oscuro paso por el anexo de Ingeniería. A mi tío Roy y mi tía Judith por recibirme con mis cuates de la Fac. en Veracruz. A mis tíos, abuela y primos por parte de mi papá, especialmente a Claudia, Liz y Erick. A mis tíos Luis y Horte y a mis primos Ivan y Ladys por su cariño y amistad. A mi super tía Anita, gracias por todo Anis; tú sabes lo mucho que te quiero, y tú y yo sabemos lo orgulloso que hubiera estado el abuelo de ver esto; A la mamá de Mayrita y Uli por creer en mi de una manera insospechada. Bueno, creo que es todo, lo único que me resta decir es

¡POR FIN, AQUÍ ESTÁ LA TESIS PAPÁ!

Índice

RESUMEN	1
Capítulo I.- INTRODUCCIÓN	
I.1 Objetivos	3
I.2 Localización	3
I.3 Antecedentes	5
I.4 Metodología	6
Capítulo II.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	
II.1 Provincia de la Faja Volcánica Transmexicana	8
II.2 Estratigrafía Regional	14
Capítulo III.- ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL	
III.1 Volcán Nexpayantla	19
III.2 Volcán Ventorrillo	23
III.3 Volcán Popocatepetl	25
III.4 Última reactivación	28
Capítulo IV.- PETROGRAFÍA	
IV.1 Andesitas de piroxeno	33
IV.2 Dacitas	36
IV.3 Diques	38
IV.4 Productos piroclásticos	39
IV.5 Flujo Piroclástico del 29-01-2001	41
IV.6 Xenolitos	42

Capítulo V.- GEOQUÍMICA DEL VOLCÁN POPOCATEPÉTL

V.1 Elementos mayores	45
V.2 Elementos traza	49
V.3 Geoquímica isotópica	55
V.3.1 Geoquímica del Sr	59
V.3.2 Geoquímica del Nd	60
V.3.3 Geoquímica del Pb común	61
V.4 Resultados isotópicos de Sr, Nd y Pb de algunas rocas del Popocatepetl	62
V.4.1 Epsilon Nd	68
V.4.2 Mezcla entre dos componentes	69
V.5 Discusión de resultados	73

Capítulo VI.- CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

RESUMEN

Tradicionalmente el Volcán Popocatepetl ha sido estudiado en diversas ramas de la vulcanología, poniendo especial énfasis en la actividad y productos menores a 23 mil años debido a su actividad histórica y a sus constantes manifestaciones de los últimos años. La falta de estudios para las estructuras mayores a 23 mil años ha tenido como consecuencia la ausencia total de publicaciones con estudios de geoquímica isotópica para las paleoestructuras del Popocatepetl (Nexpayantla y Ventorrillo).

El presente trabajo se enfocó en obtener nuevos datos de isotopía de Sr, Nd y Pb para las lavas de Nexpayantla, Ventorrillo y xenolitos encontrados en las lavas del volcán así como datos de Pb para muestras del flujo piroclástico del 29/01/01. Lo anterior con el fin de verificar un cambio en la isotopía para toda la columna representativa del volcán, y así, contribuir en la determinación de la génesis de las rocas del Popocatepetl mediante su comparación con fuentes del manto ya caracterizadas y con el modelado de mezclas binarias. También se presentan datos de óxidos mayores y elementos traza así como el análisis de su variación con el tiempo y su interpretación geológica. Todo trabajo de geoquímica isotópica requiere de un análisis petrográfico previo con el fin de verificar la viabilidad de las muestras para su estudio isotópico, por lo tanto también se presenta el análisis en lámina delgada de algunas lavas, productos piroclásticos y xenolitos del volcán.

Los resultados de la petrografía dieron como resultado que en general cualquier roca del Volcán Popocatepetl es viable para un estudio isotópico debido a la ausencia de sericitización y carbonatación. Los análisis geoquímicos mostraron que los óxidos mayores y los elementos traza han sufrido cambios en el tiempo, los cuales denotan procesos de cristalización fraccionada y diferentes grados de contaminación, esta última por los valores de Ba y Th presentados. Los datos de isotopía de Sr, Nd y Pb denotaron que el magma que generó las rocas del Popocatepetl es una mezcla de litosfera oceánica fundida con componentes corticales, en la cual es posible que el basamento carbonatado que se reporta inmediatamente por debajo del volcán juegue un papel determinante.

Capítulo I INTRODUCCIÓN

México es un país cuya superficie total está cubierta en un poco más del 33% por rocas volcánicas del Oligoceno al Reciente y cuyo paisaje está adornado por majestuosos volcanes, los cuales han motivado desde la antigua Mesoamérica profunda admiración a sus pobladores. En un principio, cuando las explicaciones razonables eran sustituidas por los cultos divinos, más de una de aquellas "montañas que escupían fuego" fueron consideradas como deidad. El Popocatepetl fue uno de los volcanes más venerados por nuestros antepasados, los antiguos mexicas lo tenían deificado como Huitzilopochtli y creían que sus flujos de lava eran serpientes de fuego con las cuales descuartizó a su hermana Coyolxauhqui en su batalla del cerro Coatepec. También el Popocatepetl jugó un papel trascendental, debido a su historia eruptiva de los últimos 6,000 años, en el florecimiento de nuevos asentamientos y devastación de centros urbanos mayores como Cholula, Xochitécatl, Cacaxtla y Huejotzingo, especialmente por sus últimas erupciones plinianas.

Actualmente, nuestro interés y admiración por los volcanes dista mucho de la veneración politeísta de nuestros antepasados, y debido a que las zonas aledañas a los grandes volcanes son prósperas para la vida, se han generado asentamientos rurales y urbanos en las inmediaciones de cada uno de los volcanes que conforman el paisaje nacional. El convivir tan de cerca con los volcanes ha motivado al hombre a estudiarlos a fondo. En un principio surge el interés de un conocimiento integral para conocer su origen, evolución, y su relación con el ser humano. Después, por necesidad, surge el requerimiento de crear medidas preventivas, debido a la enorme potencialidad de este fenómeno natural.

A medida que el hombre vaya ganando terreno en el conocimiento de los volcanes y comprenda cada vez más acerca de su origen y su ciclo activo, sin duda éste estará preparado para vivir armónicamente y de manera sustentable con la forma más espectacular en que la Tierra nos manifiesta que está viva.

I.1 Objetivos

Tradicionalmente el Popocatepetl ha sido estudiado en diversas ramas de la vulcanología, sobre todo en depósitos y erupciones menores a 23 mil años, lo cual ha generado un descuido general en el estudio de las paleoestructuras que dieron origen al edificio volcánico que ahora conocemos. Por lo tanto, el objetivo del presente trabajo es:

- Contribuir en la determinación de la génesis de las rocas y productos piroclásticos derivados del volcán Popocatepetl a través de toda su historia eruptiva mediante datos isotópicos de Sr, Nd, y Pb aportando nuevos datos para las estructuras mayores a 23 mil años.
- Mostrar las variaciones geoquímico-temporales que ha sufrido el volcán en sus diferentes etapas constructivas.
- Determinar las características petrográficas de algunos productos volcánicos del Popocatepetl y de los xenolitos encontrados en sus lavas.

I.2 Localización

El volcán Popocatepetl es un estratovolcán con una altitud de 5,452 m.s.n.m. compartido entre las entidades federativas del Estado de México, Puebla y Morelos. Geológicamente está localizado en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (Fig. 1). En línea recta, el volcán Popocatepetl se encuentra ubicado a 65 km al sureste de la ciudad de México (19° 03' N; 98° 35' W, Carrasco et al., 1986). El volcán por sí solo cubre un área de 500 m², y algunos de sus depósitos piroclásticos y flujos de lava se encuentran a una distancia de más de 25 km del cráter cubriendo una superficie de hasta 1,000 km² (Robin y Boudal, 1987).

La ruta de acercamiento más accesible parte de la Ciudad de México por la carretera México-Cuautla. A los 48 km, después de pasar la población de Amecameca, a 2 km se inicia la desviación de 22 km que conduce al Paso de Cortés, el cual divide a los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl. La otra ruta parte de la carretera pavimentada de Tonanzintla a Cholula en el Estado de Puebla, que en un recorrido de 43 km de camino sobre terracería entronca con el mencionado Paso de Cortés (Fig. 2).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

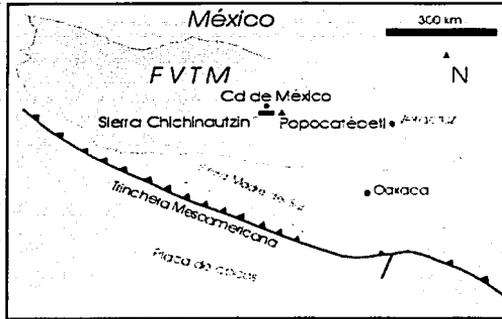


Figura 1. Localización del Volcán Popocatépetl en la Faja Volcánica Transmexicana.

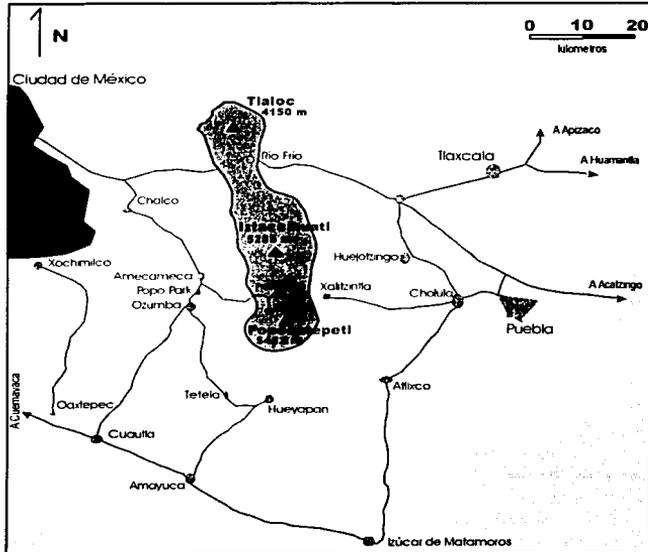


Figura 2. Rutas de acceso al volcán Popocatépetl.

1.3 Antecedentes

El volcán Popocatepetl, cuyo nombre más antiguo de origen tolteca fue Xalliquehuac (arenales que se levantan o vuelan), cuenta con una historia geológica muy reciente, y con una relación mítico-antropológica ancestral, en la cual existen evidencias de su veneración antes de que llamara la atención de los toltecas en 1347. El arqueólogo francés Desirée Charnay localizó en el Popocatepetl 5 adoratorios precortesianos cuyas fechas van del 950 al 1000 d. C. Sin embargo, se piensa que pudieron haber manifestaciones rupestres hace 10,000 años acerca del Popocatepetl (Villa, 1997).

Los primeros registros acerca de la actividad histórica del volcán Popocatepetl se encuentran en códices prehispánicos y los primeros reportes escritos en castellano son información generada por algunos de los cronistas que acompañaban a Hernán Cortés en su intento por conquistar nuestro país (i.e. Pedro Mártir, Oviedo, Bernal Díaz, Motolinía, Gómara, Salazar y Solís, entre otros; Villa, 1997). Sin embargo, dada la naturaleza de la información, ésta debe tomarse siempre con cierta reserva. Posteriormente, en 1576, Sahagún hace interpretaciones de los Códices y le da rostro a la concepción que los aztecas tenían del volcán.

En los Códices Florentino y Mendoza se representan gráficamente algunas erupciones ocurridas entre 1347-1354 (Villa, 1997) las cuales son seguidas por manifestaciones explosivas en los siglos XVI, XVII, y XVIII (Mooser et al., 1958) y una época de calma en el resto del siglo XIX. La reanudación de la actividad se reporta hasta el periodo comprendido entre los años de 1919-1938.

Uno de los primeros trabajos que puede mencionarse es el de Alexander von Humboldt en 1808. Este autor consideraba al Popocatepetl como la montaña más alta de México. Posteriormente, surgen trabajos de carácter narrativo, de los cuales el de mayor importancia es el de Félix y Lenk en 1894, quienes proponen la preexistencia de un antiguo volcán, que hoy en día lo conocemos como Nexpayantla. Aguilera y Ordóñez en 1895, hacen una descripción detallada y más o menos completa según las limitaciones de la época, sobre los aspectos geomorfológicos y geológicos del volcán, incluyendo además algunos análisis petrográficos de las rocas que lo forman.

Otro campo de investigación en el Popocatepetl ha sido la glaciología. En la década de los 80's, las contribuciones más significativas están a cargo de White (1981) con trabajos acerca de las fluctuaciones del glaciar y más recientemente Delgado-Granados (1997) ha trabajado con el mismo problema.

Después de 70 años de permanecer en quietud, el Popocatepetl sufrió una reactivación el 21 de diciembre de 1994 emitiendo de manera esporádica cantidades significativas de ceniza. La actividad continuó en marzo de 1996 con el emplazamiento de un domo de lava en el interior del cráter. Después de mantenerse en estado fumarólico el volcán tuvo una fuerte actividad en el periodo diciembre 2000-enero 2001.

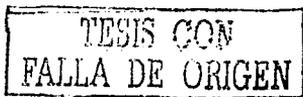
El Popocatepetl se estudió todas las décadas del siglo pasado, pero fue la actividad del '94 la que catalizó la investigación científica y las medidas preventivas. Entre los trabajos más interesantes tenemos los de Siebe et al. (1996) sobre peligros volcánicos y la relación entre los volcanes y la arqueología; Armienta et al. (1998) con aspectos geoquímicos y petrológicos de la última reactivación; Delgado-Granados et al. (2001). con monitoreo de gases de la actividad fumarólica, personal del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), ha trabajado con escenarios potencialmente eruptivos y peligros volcánicos; Arciniega-Ceballos et al. (2000) trabajaron con la sismicidad observada en el volcán.

La geoquímica isotópica de las paleoestructuras del Popocatepetl es uno de los grandes ausentes en el estudio del volcán. El primero en obtener resultados de isotopía fue Boudal en su tesis doctoral, más sin embargo sus resultados nunca fueron publicados. Schaaf et al. (1996) presentan un trabajo sobre la evolución isotópica de Sr y Nd para lavas y pómez menores a 23 mil años. En Siebe et al. (1997) se reportan dos valores de Sr y Nd correspondientes a los eventos plinianos de hace 14 mil años y Schaaf et al. (2003) presentan datos de Sr, Nd y Pb para eventos menores a 23 mil años.

1.4 Metodología

El presente trabajo constó de tres etapas de trabajo: muestreo geológico, análisis petrográfico y determinación de las características geoquímicas (elementos mayores y elementos traza) e isotópicas (Sr, Nd y Pb).

El muestreo geológico se sustentó en un análisis estratigráfico y bibliográfico del volcán, con el fin de ubicar los afloramientos en función de su edad y sobre todo para tener la seguridad de que las muestras en las proximidades del volcán eran producto de la actividad del Popocatepetl. Primero se eligieron las unidades de interés y se refirieron geográficamente en la carta topográfica Huejotzingo E14B42 esc. 1:50,000 del INEGI. Debido a que se contaba con muestras de lavas y productos piroclásticos menores a 23 mil años (pertenecientes al Volcán Popocatepetl) el muestreo se hizo en dos salidas a campo. La primera de ellas se enfocó en



obtener muestras pertenecientes a la segunda etapa constructiva conocida como Volcán Ventorrillo y la segunda se empleó para ingresar a la Barranca Nexpayantla y obtener las muestras más viejas de la secuencia.

El análisis petrográfico tuvo dos metas: caracterizar qué tipo de rocas y xenolitos fueron muestreados y determinar la viabilidad de las rocas para su estudio de geoquímica e isotopía en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM. Para ésto se prepararon y examinaron 21 láminas delgadas de productos de calda, coladas de lava y xenolitos.

El estudio geoquímico constó de dos partes: la primera fue interpretar las abundancias de elementos mayores y elementos traza en las muestras para mostrar las variaciones geoquímico-temporales del volcán. Los elementos mayores se analizaron por fluorescencia de rayos X en el LUGIS, y los elementos traza se determinaron por medio de un ICP-MS en la compañía Actlabs de Canadá. La segunda parte consistió en determinar el cambio en la isotopía del volcán a través de su historia eruptiva. Para ello se utilizaron las rocas anteriormente preparadas para el estudio geoquímico y se trataron químicamente. Este tratamiento consistió en la separación de los elementos de Sr, Nd y Pb por medio de columnas de intercambio iónico DOWEX, de columnas para REE y de columnas para Pb común para posteriormente medir sus isótopos mediante un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. El trabajo de preparación mecánica de las rocas, su tratamiento químico y la determinación de los valores de isotopía fueron realizados en el LUGIS de los Institutos de Geología y Geofísica, de acuerdo al manual interno de procedimientos correspondiente a cada área.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Capítulo II MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1 Provincia de la Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Fig. 3) es uno de los rasgos geológicos más estudiados en nuestro país. Su origen, edad y evolución son tema de constante estudio y debate. Los avances en la geoquímica, la petrología y la geofísica han servido para alimentar las dudas en los investigadores y han alentado la generación de nuevos modelos geológicos acerca de su origen y evolución. A continuación se hace un esbozo sobre la FVTM mencionando sus primeros estudios, patrones estructurales, división geográfica, así como también los diferentes modelos que intentan explicar su origen y evolución.



Figura 3. Mapa de localización de la FVTM modificado de Wallace y Carmichael (1999). Los círculos negros indican volcanes cuaternarios: SJ San Juan, S Sangaguay, C Ceboruco, Co Colima, T Cerro Tancitaro, P Parícutin, Jo Jorullo, To Nevado de Toluca, J Jocotitlán, Po Popocatepetl, Iz Iztaccihuatl, Cp Cofre de Perote, Oz Pico de Orizaba, SMT San Martín Tuxtla, EC El Chichón.

Antecedentes

Alexander von Humboldt en 1808 fue el primero en proponer una explicación para lo que él consideraba un cinturón lineal de volcanes. Él proponía que se trataba de una fractura en la

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

coraza que atravesaba el país desde el Pacífico hasta el Golfo de México; inclusive pensaba que las islas volcánicas de Revillagigedo eran producto de una extensión de esta fractura mayor. Posteriormente Mooser y Maldonado (1961); Mooser (1969); Gastil et al. (1978) consideran lo mismo y hacen algunas modificaciones para establecer sus interpretaciones.

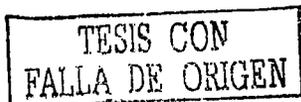
Demant (1978) describió las principales características de la FVTM en cuanto a extensión y distribución e indicó que el vulcanismo ubicado en su parte central corresponde al Plio-Cuaternario. Además diferenció dos tipos de estructuras. Por un lado, grandes estratovolcanes orientados en dirección N-S (Popocatepetl-Iztaccíhuatl, Orizaba-Cofre de Perote y los volcanes de Colima) y por el otro, un gran número de pequeños volcanes alineados en dirección NE-SW sobre fracturas de tensión que forman fosas tectónicas. Nixon (1979) estableció que el magmatismo calcoalcalino en esta región se podía relacionar con la subducción de la Placa de Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana.

Posteriormente, el mismo Nixon (1982) describió a la FVTM como una cadena volcánica que se extiende más de 1,000 km desde San Blas, Nayarit, en el Pacífico, hasta Jalapa, Veracruz, en el límite del altiplano al oriente. Hizo notar que tiene una orientación totalmente diferente a la del resto de las unidades estructurales de México. Además relacionó al vulcanismo con la tectónica y diferenció tres sectores de la FVTM: La fosa tectónica Tepic-Chapala, relacionada con la subducción de la Placa de Rivera; la fosa tectónica de Colima, provocada por una diferencia en el ángulo y la velocidad de subducción entre las placas Rivera y Cocos; y la porción central y oriental de la FVTM, relacionado a la subducción de la Placa de Cocos.

Sedlock et al. (1993) citan que la FVTM consiste de rocas volcánicas principalmente de composición andesítica a dacítica del Mioceno Tardío (11 Ma). Su interpretación consiste en que las rocas fueron generadas por la subducción de las placas de Cocos y Rivera, pero aclaran que la FVTM presenta varias características que no son típicas de arcos continentales. Desde 1994 han surgido interpretaciones tectónicas alternas al modelo de subducción de las placas de Cocos y Rivera, mencionando en primera instancia que el vulcanismo de la FVTM es generado por una pluma del manto o que es generado por una apertura de rift continental.

Geología de la FVTM

La FVTM es un arco volcánico que atraviesa la República Mexicana en una dirección preferencial E-W entre los paralelos 19° y 21°, con una longitud aproximada de 1,000 km y un ancho variable entre los 20 y 200 km. En esta provincia se han determinado aproximadamente 8,000 centros volcánicos (Robin, 1982 en Nixon et al., 1987) entre los cuales tenemos desde estratovolcanes de composición andesítica-dacítica (Popocatepetl, Pico de Orizaba, Nevado de



Toluca), hasta volcanes tipo escudo; varios miles de centros eruptivos pequeños como conos de lava y escoria, así como también calderas de colapso, las cuales podrían incrementar su número debido al análisis de imágenes Landsat con fines de prospección geotérmica (Anguita et al., 2001).

La edad de inicio del vulcanismo tiene diversas opiniones, Gastil et al. (1979) ubican el vulcanismo más reciente del extremo oeste del arco en 4.5 Ma. En el este de México, Cantagrel y Robin (1979) establecieron tres ciclos distintos de actividad volcánica, ubicando el más antiguo en 20 Ma y el más reciente empezando hace 3 Ma. Mooser et al. (1974) combinan el método de K-Ar con datos paleomagnéticos para construir siete fases de vulcanismo, perteneciendo la primera al Oligoceno (30 Ma). Este último trabajo fue de gran influencia para otros autores en el establecimiento de la edad de la FVTM. Posteriormente Nixon et al. (1987) aportan nuevos datos de K-Ar para la edad y evolución de la FVTM. Según otros autores como Cantagrel y Robin (1979), Venegas et al. (1985) entre otros; la actividad de la FVTM empezó en el Mioceno continuando durante el Plioceno y el Cuaternario. Todavía otros autores como Demant (1978) mantienen que la actividad de la FVTM se limita al Plioceno y al Cuaternario

Ferrari et al. (1999) proponen que la FVTM es el producto de la transición del vulcanismo que se originó hace 38 Ma con la Sierra Madre Occidental (SMO), estando dicha transición en función de la evolución del sistema de subducción. Los primeros episodios de vulcanismo ignimbrítico de la SMO se dieron de 25 a 38 Ma, teniendo su primer manifestación de rotación en el Mioceno Temprano. Posteriormente en el Mioceno Medio (17-12 Ma) el arco se extendía hasta la costa del Golfo de México para alcanzar una orientación estable con una orientación más o menos tendiente al E-W en el este y NW-SE en el oeste para el Mioceno Tardío (12-7 Ma). Desde hace 7 Ma el arco con las características de la FVTM ha mantenido su posición actual pero el frente volcánico ha migrado hacia la trinchera.

Ya que la FVTM atraviesa de E a W el país y además tiene una anchura muy variable, la faja se ha subdividido en función de sus características estructurales y ubicación geográfica (Fig. 4). Pasquaré et al. (1987) dividen la FVTM en tres sectores principales: el Sector Occidental, comprendido desde las costas del Océano Pacífico hasta el Lago de Chapala; el Sector Central, ubicado entre el Lago de Chapala y el lineamiento estructural Taxco-San Miguel Allende; y el Sector Oriental, localizado entre el lineamiento Taxco-San Miguel Allende y el Golfo de México. Sus tres sectores los fundamentaron basándose en la dirección de los fracturamientos corticales mayores.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

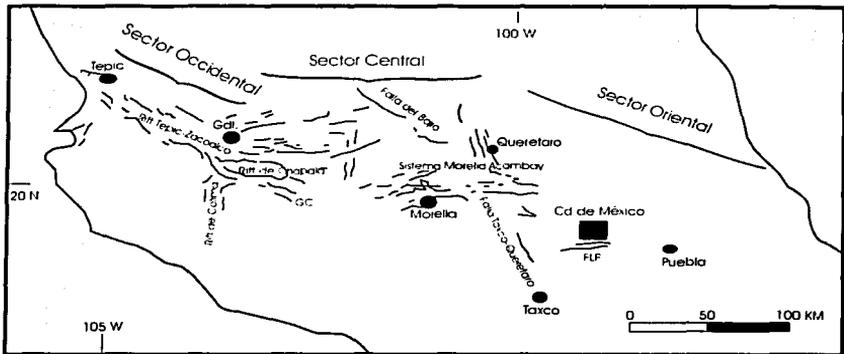


Figura 4. Principales sistemas de fallas con edades menores a 10 Ma que afectan la FVTM. GC Graben de Cotija, FLP Falla la Pera. Nótese la ausencia de fallamiento aparente en el Sector Oriental. Modificado de Ferrarí (2000).

Nixon et al. (1987) dividen la FVTM, tanto geográfica como estructuralmente y establecen las porciones Oeste, Central y Este.

La *Porción Oeste* es subdividida en tres regiones estructurales principales:

- 1) *El Graben Tepic-Chapala* .- es una depresión topográfica que se extiende desde la costa del Pacifico hasta Guadalajara. En esta porción las lavas cuaternarias y las rocas piroclásticas comúnmente rellenan cuencas elongadas dentro de rocas volcánicas terciarias con una orientación NW-SE o E-W. Estas estructuras, en conjunto con el alineamiento NW-SE de los conos de escoria en los flancos de los volcanes compuestos, como el Ceboruco o el Sangagüey, denotan una clara presencia de fracturas en las rocas basamentales con una orientación W-SE. A su vez, el Graben Tepic-Chapala es dividido en dos regiones: La Región de Tepic y la Región de Tequila.
- 2) *La Región de Guadalajara*.- se encuentra localizada cerca de la intersección entre los grabens de Tepic-Chapala y Colima. Es una zona de transición entre la porción oeste de la FVTM y la región de Michoacán.

- 3) *El Graben de Colima*.- se extiende desde el oeste del Lago de Chapala hasta casi la costa del Pacífico. Las diferencias que se han hecho entre los dos grabens, el de Tepic-Chapala y el de Colima, son de estilo estructural. Los centros volcánicos de mayor importancia son el Nevado de Colima y el Volcán de Colima. Una de sus características principales es la presencia de vulcanismo calco-alcalino y alcalino contemporáneamente.

La *Porción Central* se divide en tres regiones geográficas:

- 1) *Zona Volcánica de Michoacán (ZVM)*.- La zona volcánica se extiende hasta el sur de Guanajuato. Al oeste está limitada por el Graben de Colima y al sur por el río Tepalcatepec. La margen este de la zona volcánica está marcada por una serie de lineamientos con una orientación de NNW-SSE, llamado como el sistema de fallas Querétaro-Taxco. El cambio de la Porción Oeste a la Porción Central es muy evidente dado que en la ZVM no tenemos los volcanes mayores que hay hacia el oeste y, en contraste, tenemos una cantidad muy grande de volcanes monogenéticos los cuales no están controlados por ningún sistema de fallas simple (como en la región de Tepic-Chapala).
- 2) *Región de Toluca*.- al sur de la Ciudad de Toluca se tiene el volcán Nevado de Toluca y numerosos conos monogenéticos los cuales según Fries (1960) son contemporáneos con el Grupo Chichinautzin. El Nevado de Toluca se encuentra enclavado en una intersección de fallas como es el Sistema Querétaro-Taxco, la Falla Tenango y la Falla San Andrés.
- 3) *Sierra Nevada*.- su porción sur está formada por el *Popocatepetl* y el Iztaccíhuatl, siendo el primero de éstos el único volcán históricamente activo en la Sierra y cuya composición es dacítica-andesítica. Su extremo norte se extiende hasta la carretera que une la Ciudad de México y la de Puebla, llamándose en esa porción Sierra Río Frío, la cual se encuentra hasta el noreste de Teotihuacán, rumbo hacia Pachuca.

La *Porción Este*

El límite geográfico de la FVTM al este, está localizado donde el Altiplano desciende unos 2,000 m hacia la planicie del Golfo. Nixon et al. (1987) mencionan que el vulcanismo más reciente hacia el este es el de Los Tuxtlas ya que se encuentra dentro de una provincia alcalina de edad Oligocénica a Cuaternaria. En contraste, y a pesar de que las rocas volcánicas de San Andrés Tuxtla están más al este, éstas no se consideran como parte integral de la FVTM debido a sus basaltos alcalinos de afinidad sódica. En esta porción también encontramos volcanes mayores como El Pico de Orizaba, el cual es el pico más alto del país, con 5,675 m de altura, La Malinche y El Cofre de Perote.

Origen y evolución de la FVTM

El origen y evolución de la FVTM es un tema de constante investigación. El hecho de que la faja volcánica no sea paralela a la trinchera y de que su geoquímica en algunas partes no sea tan fácilmente relacionada con un modelo tradicional de subducción, ha motivado diferentes puntos de vista acerca de cómo se formó la faja, hace cuánto y qué es lo que va a pasar con ella.

La primera concepción que se tuvo sobre la FVTM fue simplemente apreciativa, sin fundamento científico, más sin embargo, y sin tener concepto alguno de la subducción de placas, denotó por primera vez la oblicuidad de la faja con respecto a la trinchera. En el siglo XIX Alexander von Humboldt describe a la faja como una cadena de volcanes que salieron gracias a una gran fractura que cruzaba el país de este a oeste. Más tarde, y siguiendo el modelo de la fractura cortical, De Cserna (1971) propone una zona de fractura Permo-Triásica por debajo de la FVTM, modelo que cobra auge al ser descubierta la Zona de Fractura Clarión en el noreste del Océano Pacífico.

Posteriormente, el descubrimiento de la tectónica de placas marca un cambio en la concepción de los fenómenos geológicos, entre ellos el origen del vulcanismo. La FVTM es entonces interpretada por la mayoría de los geólogos, incluyendo aquellos que sugerían el modelo de fractura cortical como Mooser y Maldonado (1961), como un arco continental originado por la subducción de las placas de Rivera y Cocos por debajo de la Placa Norteamericana. (e.g. Molnar y Sykes, 1969; Mooser, 1972; Demant y Robin, 1975;).

Actualmente el modelo de subducción es el más ampliamente reconocido, debido al carácter calcoalcalino de los productos volcánicos y a la geometría de las placas que se subducen. Más sin embargo, a partir de su postulación y a lo largo de su evolución, han surgido modelos alternos que sugieren un origen diferente para la FVTM en función de su oblicuidad con respecto a la trinchera y de manifestaciones puntuales de vulcanismo con una geoquímica no tan fácilmente relacionable con la subducción Verma (1999). De esta manera, Gastil y Jency (1973) en Nixon et al. (1987), en pleno auge de la tectónica de placas, relacionan el vulcanismo a una extensión del Sistema de Fallas de San Andrés en el Golfo de California; Shubert y Cebull (1984) sugieren que la FVTM es una zona de extensión que sirve como un límite de placas entre la placa de Norteamérica y una parte de ella abortada hacia el sur. Por otra parte Moore et al. (1994) y Márquez et al. (1999^a, 1999^b) promueven la idea de que la FVTM es producto de una pluma del manto mientras que Sheth et al. (2000) sugieren que la FVTM es originada por una estructura de rift intracontinental.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

II.2 Estratigrafía Regional

En la actualidad estamos familiarizados con el paisaje geológico que circunda al volcán Popocatepetl: sus depósitos de caída han mantenido la topografía preexistente y las etapas destructivas–constructivas del cono han ocultado las evidencias de las rocas subyacentes y más próximas al volcán. Más sin embargo, la presencia de algunas rocas a nivel regional y xenolitos encontrados en lavas del Popocatepetl e Iztaccihuatl, nos indican que la historia de la región en su gran mayoría, fue de cuenca sedimentaria, seguida de algunas manifestaciones volcánicas predecesoras a la actividad del Popocatepetl.

Según Nixon (1989), hasta el momento se han encontrado dos tipos principales de xenolitos asociados a las lavas del Iztaccihuatl, de La Malinche y del Popocatepetl. Un tipo está compuesto de xenolitos raros de metapelita y de arenisca epidotizados, los cuales muy probablemente provengan de las rocas sedimentarias pelágicas, las brechas calcáreas y las calizas Cretácicas que están expuestas en la región de Cuernavaca y la Cuenca de Puebla. El otro tipo de xenolitos (encontrados sólo en el Iztaccihuatl) son bloques de lava angulosos y subangulosos con fenocristales de andesina, hiperstena y hornblenda que podrían representar material derrumbado de las paredes de una cámara magmática antigua o algún conducto.

Se asume que el basamento inmediato por debajo del Popocatepetl es una secuencia de rocas sedimentarias Cretácicas. Las rocas que subyacen a estas es una incógnita dado que no existe ninguna perforación que alcance niveles profundos y tampoco hay xenolitos que se puedan relacionar con rocas diferentes a las Cretácicas. Ortega-Gutiérrez et al. (1994) sugieren que la FVTM se encuentra emplazada en suturas entre terrenos antiguos, lo cual puede sugerir que el basamento más antiguo en el área es cristalino.

Las rocas más antiguas en el área de influencia del volcán Popocatepetl se pueden relacionar con la Cuenca del Río Balsas-Mezcala, la cual está limitada al sur por el parte-aguas de la Sierra de Guerrero y al norte por la FVTM, que a su vez se encuentra sobre la Plataforma Guerrero-Morelos (Fig. 5). Debido a la importancia de la presencia de xenolitos sedimentarios dentro de las lavas, a continuación se hace una revisión de las formaciones Cretácicas y Cenozoicas pertenecientes a esta cuenca y que probablemente subyacen al volcán Popocatepetl y se presenta su edad relativa en una columna estratigráfica (Fig. 6).

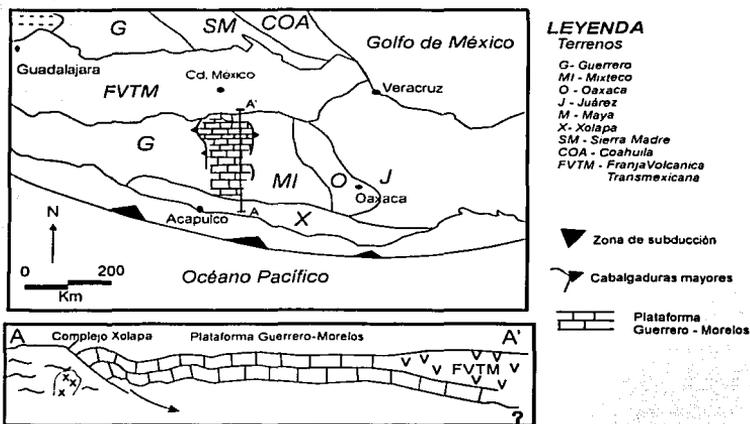


Figura 5. Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México y relación de la Plataforma Guerrero-Morelos con la FVTM. Modificado de Campa y Coney (1983).

Formación Morelos

El primero en describir a esta formación como una secuencia de calizas y dolomitas de edad Albiano-Cenomaniano y darle nombre fue Fries (1960). La formación está ampliamente distribuida pero sepultada en muchas ocasiones por rocas Cenozoicas. La mayoría de sus afloramientos corresponden a núcleos de anticlinales. Su base se encuentra expuesta en el área de Alpuyecá, Morelos, lugar donde la infrayace la Formación Xochicalco y en donde su espesor alcanza hasta los 400 m. En un principio, Fries (1960), reportó dos miembros: uno de anhidritas y otro de calizas. La mayoría de sus sedimentos fueron depositados en una plataforma carbonatada semi-restringida. La formación Morelos consiste en calizas y dolomitas con algunos horizontes arcillosos. Principalmente las calizas son bioclásticas, wackstone y packstone intraclástico en estratos de 0.3-1 m de espesor. La dolomita es más usual que se presente en la parte basal, mientras que en la parte media y superior predomina la caliza. En algunas zonas de la formación, existen diferentes grados de dolomitización.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Formación Cuautla

Cuando Fries (1960) describió esta unidad, se dió cuenta que encima de la Fm. Morelos habla estratos de calcarenita, así como fósiles exclusivos de esta nueva unidad como algunos rudistas y foraminíferos plantónicos. Esto lo llevó a definir la Formación Cuautla, dentro de la cual reconoció tres facies principales, asignándole una edad Cenomaniana a la base y Turoniana a la cima

Posteriormente, en la tesis doctoral de Hernández-Romano, 1999, se hace una revisión de la litología en el área y se encuentra que hay un claro cambio litológico que denota cambios en los procesos de sedimentación, más sin embargo suprimen una de las facies que propuso Fries, (1960) y proponen dos miembros para la Fm. Cuautla: Miembro Huitziltepec y Miembro Zotoltilán.

Miembro Huitziltepec.- Está formado por capas delgadas de grainstones de litoclastos, bioclastos y pellets intercaladas con packstones-wackstones bioclásticos. Se encuentra en la parte oriente de la cuenca suprayaciendo a la Fm. Morelos.

Miembro Zotoltilán.- Está formado por capas delgadas packstones bioclásticos dominados por fragmentos de calciesférulidos, equinodermos y moluscos. Se encuentra suprayaciendo al Miembro Huitziltepec.

Formación Mezcala

Es la unidad Cretácica más joven en el área que circunda al Popocatepetl. Su edad es asignada al Turoniano-Campaniano y fue descrita por Fries en 1960. Descansa encima de la Fm. Cuautla con concordancia aparente, aunque el cambio de litología normalmente es marcado, desde caliza a lutita. La parte inferior de la formación consta principalmente de lutita y limolita interestratificada, con pocos interestratos de arenisca. Más arriba en la sección, aumenta la proporción de arenisca a expensas de lutita, y en la parte superior aumenta la proporción de arenisca con interestratos de conglomerado de grano fino, con abundancia de granos de cuarzo. Las areniscas de la parte inferior, en cambio, suelen contener una proporción marcada de granos de caliza y dolomita derivados de la erosión de las formaciones subyacentes. En algunos lugares, las capas basales de la formación constan de caliza arcillosa laminada, de unos 15 a 25 cm de espesor cada una con intercalaciones de lutita. Más arriba de la formación, en cambio, existe una estratificación gradual consistente en la sucesión repetida de arenisca, limolita y lutita que pasan gradualmente de la primera a la última. El espesor de las

capas individuales que constituyen la formación varía ampliamente desde pocos centímetros hasta 50 cm y, excepcionalmente hasta poco más de 1 m.

Formación Balsas

Los primeros depósitos que descansan sobre las rocas cretácicas consisten en un grupo de sedimentos clásticos, volcánicos y lacustres continentales de edad Eoceno-Oligoceno que se denominan Grupo Balsas (Fries, 1960). El Grupo Balsas está constituido de gran variedad de rocas entre las que se encuentran conglomerados calcáreos, conglomerados volcánicos, evaporitas, calizas lacustres, areniscas, limolitas, tobas y derrames volcánicos interstratificados. Los conglomerados calcáreos están formados por fragmentos de calizas, pedernal y dolomita de las formaciones cretácicas Morelos, Cuautla y Mezcala, encontrándose éstos principalmente en la parte basal siendo más escasos hacia la parte superior, en donde abundan la limolita, caliza lacustre y yesos. El conglomerado presenta una coloración rojiza o amarillenta y está constituido por fragmentos que van desde el tamaño de cantos rodados hasta gránulos, algunos cementados con calcita y otros con matriz arcillosa.

Formación Tlaica

El nombre de Formación Tlaica es el que se propone en La Hoja Cuernavaca por Fries en 1965 para las rocas silíceas que forman la base de la secuencia volcánica cenozoica al oriente del meridiano 99° 10' y al suroeste del volcán Popocatepetl. La localidad tipo de esta formación se encuentra en el pueblo de Tlaica, ubicado 5 km al sur del km 116 de la carretera Cuautla-Izúcar de Matamoros. En esta localidad la formación está constituida por uno o más derrames cineríticos que descansan sobre el Grupo Balsas con concordancia angular aparente. Litológicamente hay variación en textura, color, composición química y mineralogía. En la localidad tipo la roca es riolítica mientras que en el Cerro Colorado situado 3 km al sur, parece que tiene composición latítica.

Grupos Ixtlilco y Tepexco

El Grupo Ixtlilco es una secuencia de rocas volcánicas, propuesto en La Hoja Cuernavaca por Fries (1965), y es el más extenso en el área sur y suroeste que circunda al Popocatepetl. El grupo descansa con discordancia erosional encima de la Fm. Tlaica. El grupo se acuña en cortas distancias hacia el poniente, norte y oriente y está formado por intercalaciones de derrames de lava y depósitos de calda. Las lavas difieren notablemente en textura y color, pero parece que en composición química son más uniformes: la mayoría son riolacitas. En la misma Hoja Cuernavaca se propone el nombre de Grupo Tepexco para una secuencia de rocas

Capítulo III Estratigrafía del Volcán Popocatepetl

Una de las partes fundamentales de un trabajo de geoquímica de esta naturaleza es la estratigrafía. Debido a los objetivos y a las características de este estudio la información estratigráfica fue consultada de manera cuidadosa a partir de toda la información previa disponible. Tradicionalmente el volcán Popocatepetl ha sido dividido en 2 formaciones: Nexpayantla y Popocatepetl, (Carrasco et al., 1986) o en dos volcanes: uno primitivo y el otro actual, (Robin y Boudal, 1987), (Fig. 7) Sin embargo, a partir de su última etapa eruptiva, los trabajos de estratigrafía se han intensificado, sobre todo en el área de depósitos de calda. Debido a que en este trabajo se requerían muestras de toda la historia eruptiva del Popocatepetl a continuación se hace un repaso de las características del volcán, en las que se distinguen las etapas constructivas y destructivas de Nexpayantla y Ventorrillo así como la edificación del cono moderno. También se muestra una columna estratigráfica esquemática donde se puede observar a qué etapa constructiva pertenecen cada una de las muestras que conforman este trabajo (Fig. 8).

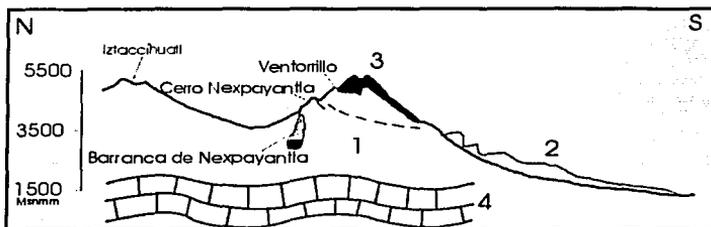


Figura 7. Sección esquemática del Volcán Popocatepetl modificada de Robin y Boudal (1987). 1 Paleopopo, 2 Humocks del primer colapso, 3 Popocatepetl, 4 Calizas Cretácicas.

III.1 Volcán Nexpayantla

La edificación del Volcán Popocatepetl consta, como es característico en los estratovolcanes, de dos o más etapas de construcción, la última de las cuales permite observar el edificio volcánico actual. La primera de estas etapas constructivas fue reportada por Mooser et al. (1958) al observar que había un edificio previo a la edificación del Popocatepetl al cual pusieron por nombre Volcán Nexpayantla. Sus flujos forman parte de casi la totalidad de los

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

flancos noroccidental-occidental del actual volcán y en menor proporción en los flancos norte, noreste y sur.

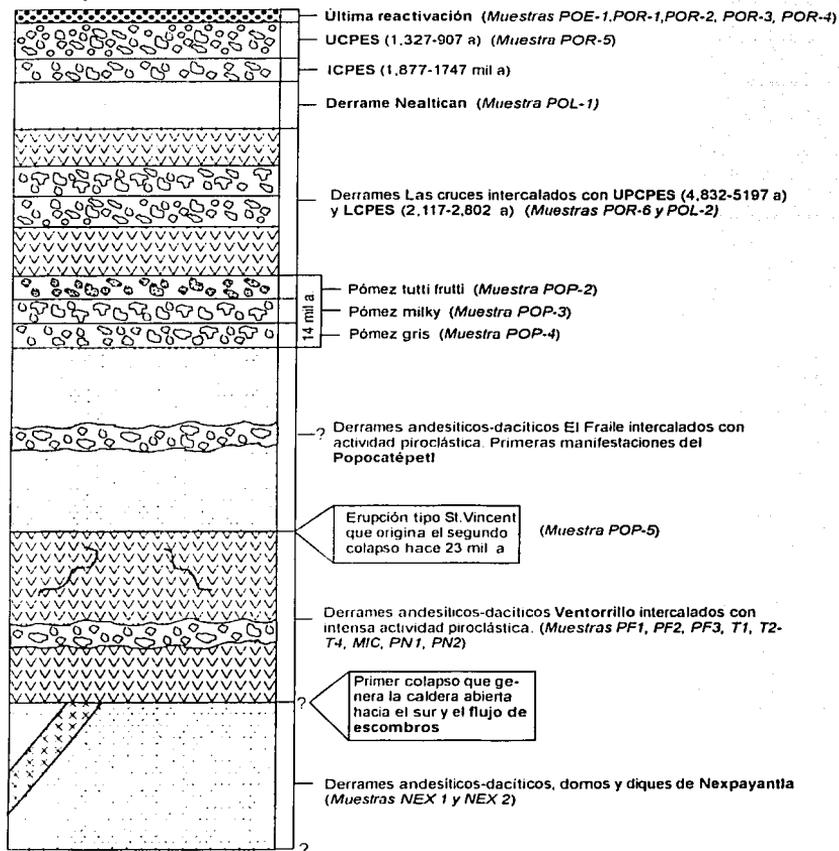


Figura 8. Columna estratigráfica esquemática del Volcán Popocatepetl que muestra los productos de las diferentes etapas constructivas que han dado origen al edificio volcánico actual. También se muestra a qué etapa corresponden las muestras de este trabajo. La relación temporal relativa del Derrame Nealtican es comunicación personal de Ramón Espinasa. Los signos de interrogación corresponden al inicio de eventos con edad desconocida

La naturaleza de los productos de este volcán antiguo se describieron por Carrasco et al. (1986) como andesitas basálticas ricas en olivino con microfenocristales de magnetita y abundantes microlitos de plagioclasas cálcicas; a andesitas y dacitas (Foto 1) con un espesor de 10-40 m ricas en plagioclasa (andesina-oligoclasa) en una matriz de microlitos de plagioclasa y ferromagnesianos completamente alterados, todas las rocas contienen clinopiroxenos y ortopiroxenos. Hacia el sur, los flujos de lava masiva se convierten gradualmente a series conglomeráticas intercaladas con horizontes de ceniza (Robin y Boudal, 1987). Los derrames del volcán Nexpayantla se encuentran cortados por diques de composición félsica en La Barranca Nexpayantla (Foto 2) en el flanco NW. Actualmente se pueden ver domos producidos por éste volcán como son el Cerro Tlamacas y el Cerro Nexpayantla (Espinasa, comunicación personal).

La edad de los derrames propios de este volcán no se conocen, debido a la falta de fechamientos. Los únicos datos con que se cuenta y que establecen un rango de edades, son los de paleomagnetismo obtenidos por Mooser et al. (1974) y Carrasco et al. (1986), los cuales denotan que las lavas de Nexpayantla tienen una polaridad normal, lo cual indica que no pueden tener más de 0.73 Ma según la escala de tiempo de Harland et al. (1982) en Nixon et al. (1987).



Foto 1. Sitio de muestreo en el interior de la Barranca de Nexpayantla. Dacita NEX-1



Foto 2. Cascada de la Bola. Interior de la Barranca de Nexpayantla.

El volcán Nexpayantla sufrió un episodio altamente destructivo provocado por una erupción de tipo Monte Santa Helena o Bezymianny (Robin y Boudal, 1987), el cual hizo que se colapsara la cima del volcán y dió origen a una estructura elíptica (caldera) de 6.5 x 11 km abierta hacia el sur (Fig. 9). Dicho evento provocó una avalancha de escombros y generó una topografía irregular.

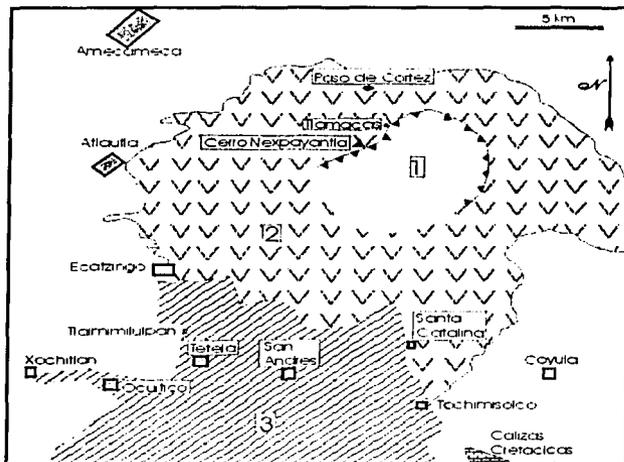


Figura 9. Mapa esquemático de la caldera provocada por el colapso de Nexpayantla. 1 caldera, 2 coladas de lava de Nexpayantla, 3 depósitos del flujo de escombros y de la actividad piroclástica asociada al colapso de la cima. Modificada de Robin y Boudal (1987).

Flujo de escombros

En la parte S y SW del volcán se encuentra un gigantesco flujo de escombros provocado por el colapso del Volcán Nexpayantla formando una típica superficie de hummocks, la cual cubre más o menos 300 km² (Robin y Boudal, 1987). Los afloramientos de esta avalancha están formados por fragmentos de roca (slabs) fracturados, formando unidades de roca no consolidada. Cada slab consiste de una roca con un patrón de fracturamiento radial y de aspecto pulido, debido al transporte caótico que sufrió, embebida en una matriz de bloques pulverizados con un tamaño de centímetros a decímetros. En algunos sectores las rocas

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

provenientes de la costra que conformaba la estructura del volcán y que se encontraban en contacto con el criptodomo sufrieron una intensa fumarolización, lo cual convirtió la roca entera en arcilla (Robin y Boudal, 1987). En los lugares donde se encuentra aflorando este flujo de escombros se puede notar una intercalación del mencionado flujo con depósitos piroclásticos y un episodio de pómez y ceniza asociados también a la avalancha que produjo el flujo.

La edad del flujo de escombros no se sabe, ni tampoco se sabe la edad de los derrames andesíticos que rellenan la caldera originada por el colapso del volcán Nexpayantla. Lo único que se sabe es que estos derrames forman la parte inicial de la 2ª etapa constructiva del edificio volcánico la cual corresponde al Volcán Ventorrillo.

III.2 Volcán Ventorrillo

Los derrames que dan inicio a la edificación del Ventorrillo se pueden encontrar claramente entre el Cerro Ventorrillo (5,000 m) (Foto 3) y el contacto con el Volcán Nexpayantla en la Barranca Nexpayantla. Hacia el sur los flujos llegaron tan lejos como Tochimilco; hacia el norte se encuentran rodeando al Cerro Tlamacas (Espinasa, comunicación personal); hacia el oeste no pasan más allá del límite con la caldera; y al este es muy difícil ubicarlos debido a que están tapados por los productos del Popocatepetl (Robin y Boudal, 1987). Los flujos tienen una composición andesítica-dacítica (Foto 4) con una composición generalmente formada por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa (andesina) (Carrasco et al., 1986).

Un cráter de 1.2 x 1.6 km ocupa la cima del volcán Ventorrillo, sus bordes se elevan hasta 5,100 y 4,400 m y se encuentra parcialmente relleno por los flujos del Popocatepetl. El flanco NW del volcán está cortado por un circo glacial llamado El Abanico en donde la inclinación de los flujos andesíticos muestran que la cima del volcán Ventorrillo se encontraba aproximadamente 200 m arriba de donde se encuentra ahora.

La actividad del Volcán Ventorrillo estuvo caracterizada por una alternancia de periodos efusivos y explosivos que provocaron la destrucción parcial de su edificio. Robin y Boudal (1987), reportan 3 periodos de intensa actividad piroclástica con nubes ardientes del tipo St. Vincent, la última de las cuales se asocia con el cráter visible en la estructura y con la fase terminal de la evolución del Volcán Ventorrillo hace aproximadamente 23 mil años.

De 23 mil años hasta nuestros días empieza la tercer etapa constructiva, a la cual corresponde la edificación de lo que hoy en día conocemos como Volcán Popocatepetl.

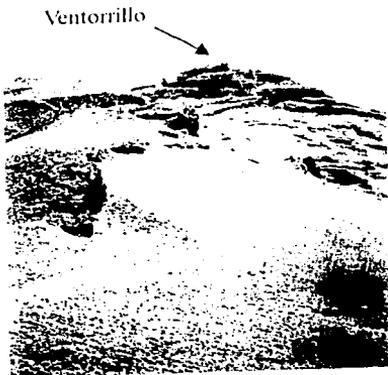


Foto 3. Ventorrillo y parte superior del Abanico.



Foto 4. Sitio de muestreo en el Cerro Torre de Microondas. La roca es una dacita (MIC) que texturalmente presenta procesos incompletos de mezcla de magmas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III.3 Volcán Popocatépetl

El cráter del Volcán Popocatépetl se encuentra al sur de lo que fue el cráter del Volcán Ventorrillo (Foto 5) y sus lavas se caracterizan por una variación en la mineralogía en la cual desaparecen los cristales de olivino dando lugar a una mineralogía consistente en ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa (andesina) y anfíbol (Carrasco et al., 1986). Sin embargo, las lavas más jóvenes muestran una reaparición de olivino. Sus derrames de lava se encuentran tan lejos como Nealtican y se pueden ver intercalados con depósitos de caída de tipo pliniano en todos su flancos, excepto hacia el NW.

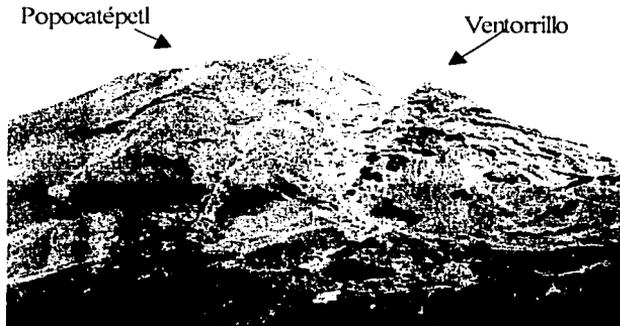


Foto 5. Vista panorámica del Volcán Popocatépetl y Cerro Ventorrillo .

Debido a las consecuencias sociales que las erupciones históricas produjeron en la antigua Mesoamérica y al riesgo actual en que viven los pobladores de zonas aledañas al volcán, es que ésta última etapa constructiva es la más estudiada, en particular con fechamientos de depósitos piroclásticos menores a 15, 000 años o de carácter histórico y con un constante monitoreo de la actividad volcánica.

De esta manera, se tiene que después de la erupción pliniana de hace 23, 000 años aflora una serie de derrames intercalados con depósitos de caída hacia el SW y SE denominados (de manera informal por Espinasa, tesis en preparación) como Derrames El Fraile. Posteriormente a

esta serie de derrames, se encuentran tres diferentes depósitos de calda fechados aproximadamente en 14, 000 años, los cuales corresponden a la Pómez Gris (Siebe et al., 1999), la Pómez Milky y la Pómez Tutti Frutti (Siebe et al., 1997^a).

La base de la secuencia es la Pómez Gris, la cual es una pómez densa, color gris oscuro, y de composición andesítica-dacítica con cristales de hornblenda, ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino y óxidos. La Tutti Frutti es un depósito pliniano generado en la etapa final de una erupción freato-pliniana mayor, tiene un eje de dispersión hacia el NW. Este depósito es uno de los más distintivos alrededor del volcán y representa la única guía estratigráfica que está presente en todo el Valle de México. La Tutti Frutti consiste en un depósito de caída heterolitológico que incluye pómez juvenil dacítica de color naranja, xenolitos de granodiorita microcristalina color gris, siltstone metamorfozada color verde pálido, skarn de contacto metamórfico color verde brillante y otros fragmentos del basamento local. El depósito es de tal magnitud que se han encontrado evidencias hasta 70 km de distancia del volcán, como en la Cd. de México o el flanco sur del Ajusco y depósitos con un espesor de hasta 50 cm y líticos con un diámetro de 10 cm como en la carretera que conecta Xochimilco con Oaxtepec, 35 km al oeste del volcán.

Después de los eventos plinianos de 14 mil años, pero con una edad de inicio desconocida, empieza la erupción de los Derrames las Cruces (denominado informalmente por Espinasa, tesis en preparación), los cuales se intercalan con las secuencias eruptivas plinianas denominadas por Siebe et al., (1996) como "Upper Pre Ceramic", "Lower Ceramic" e "Intermediate Ceramic". Debido a su alcance y a su control estratigráfico a continuación se hace una revisión de las características de estas secuencias eruptivas:

Secuencia eruptiva pliniana "Upper Pre Ceramic" (UPCPES)

Esta secuencia tiene un rango de edad que va de los $4,832 \pm 65$ a $5,197 \pm 70$ años determinado por Siebe et al., (1996) con fechamientos de ^{14}C . Sus primeras manifestaciones fueron caldas menores de ceniza seguidas de explosiones hidromagmáticas que produjeron una serie de surges calientes y turbulentos de 2 a 10 cm de espesor compuestos por capas de ceniza con carbón y estratificación cruzada. Después del emplazamiento de los surges se produjo una erupción que generó un depósito delgado de pómez llamado "upper pre ceramic plinian pumice fall" (UPCPPF), el cual tiene un eje de dispersión en dirección al NE y está compuesto por fragmentos angulares de pómez andesítica de dos piroxenos de color ocre-café.

Secuencia eruptiva pliniana "Lower Ceramic" (LCPES)

Esta secuencia generalmente se encuentra por encima de un depósito de ceniza retrabajada de color gris oscuro a café que pertenece a la parte superior de la secuencia "Upper Pre Ceramic". Su rango de edad va de $2,117 \pm 65$ a $2,802 \pm 135$ años, el cual fue determinado por Siebe et al., (1996) a partir de edades obtenidas por el método de ^{14}C . La secuencia eruptiva empezó con la emisión de caldas y flujos menores de ceniza. Después de esta fase inicial ocurrió la erupción que dió origen a un depósito delgado (110 cm) compuesto por pómez de color ocre de composición andesítica con clastos de escoria color gris oscuro y unos pocos clastos de limolita color verde claro. A este depósito es al que se le llama "lower ceramic plinian pumice fall" (LCPPF). Su principal eje de dispersión se encuentra hacia el E-N-S, alcanzando hasta 20 km de distancia a partir del cráter. Así como en la "UCPPF" la erupción de la "LCPPF" terminó con un emplazamiento radial de ceniza que posteriormente fue remobilizada por lahares.

Derrame Nealtican

El derrame Nealtican (denominado informalmente por Espinasa, tesis en preparación), se encuentra al NE del volcán y su emisión es a partir de un cráter adventicio. El derrame se extiende desde Xalitintla hasta Nealtican hacia el este y hasta Tianguismanalco hacia el sur. Su composición es andesítica (Schaaf et al., 2003).

Secuencia eruptiva "Intermediate Ceramic" (ICES)

Después de la erupción mayor que produjo la LCPFF ocurrió una erupción de menor dimensión que originó esta secuencia eruptiva (ICES) que incluye el emplazamiento de lavas, lahares, caldas de pómez y flujos de ceniza. El rango de edad va de $1,747 \pm 100$ a $1,877 \pm 175$ años, el cual fue determinado por Siebe et al., (1996) mediante la obtención de edades por el método de ^{14}C .

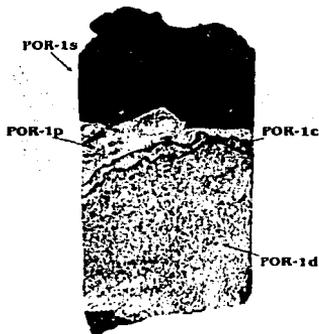
Secuencia eruptiva pliniana "Upper Ceramic" (UCPES)

Las primeras manifestaciones de esta secuencia están representadas por caldas menores de ceniza, flujos piroclásticos y pequeños lahares. Esta actividad fue seguida por explosiones hidromagmáticas y por el emplazamiento de surges turbulentos y calientes. Los depósitos característicos de esta secuencia consisten en más de 5 capas delgadas (2-10 cm) de ceniza arenosa color ocre y gris, comúnmente con estratificación cruzada y con presencia de carbón.

Después del emplazamiento de los surges, la fase principal de la erupción ocurrió en tres pulsos plinianos produciendo tres depósitos de caída superpuestos, los cuales componen el depósito pliniano de caída "Upper Ceramic" (UCPPF). Los ejes de dispersión de estos tres depósitos son diferentes probablemente debido a las direcciones de los vientos dominantes en el tiempo en cuestión. En un principio, la unidad 1 tuvo una dirección de dispersión hacia el NE, la unidad 2 hacia el E-NE y finalmente la unidad 3 hacia el E. El depósito pliniano de caída "Upper Ceramic" está caracterizado por fragmentos angulares de color gris-rosáceo de pómez andesítica con dos piroxenos. La edad de la secuencia eruptiva fue determinada por Siebe et al., (1996) mediante el método de ^{14}C , obteniéndose un rango de edad de 1,327 a 907 años.

III.4 Última reactivación

El volcán Popocatepetl despertó el 21 de diciembre de 1994 después de 70 años de calma. La actividad previa fue registrada entre 1919 y 1927 con cierta actividad fumarólica menor en 1944. A pesar de estar en estado latente, el volcán ha estado lejos de generar depósitos con las dimensiones y características de aquellos que conforman su historia eruptiva, siendo estas últimas manifestaciones de baja intensidad como fumarolas de gas intercaladas con columnas eruptivas ricas en ceniza que alcanzan de 4 a 8 km de altura por encima de la cima del cráter y expulsiones de lava hacia el interior del cráter De la Cruz-Reyna et al. (sin publicar). Una de las expulsiones de material más interesantes de los últimos años es la que generó el flujo piroclástico del 29/01/01 donde podemos observar en un solo fragmento una porción dacítica del domo en contacto con pómez y escoria (Foto 6).



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Foto 6. Fragmento recuperado del flujo piroclástico del 29/01/01. Foto tomada por Antonio Altamira IGEOLOG-UNAM.
POR-1s = escoria, POR-1p = pómez, POR-1c sin clasificar y
POR-1d = domo dacítico.

Capítulo IV Petrografía

Para la realización de este trabajo se prepararon y analizaron 21 láminas delgadas con el fin de caracterizar las rocas petrográficamente y comprobar su viabilidad para los análisis de geoquímica isotópica. La ubicación de las muestras se presenta en el mapa de la figura 10. La preparación de las láminas delgadas consistió en hacer un corte a cada muestra para dejarla de un tamaño aproximado de 2.5 x 4.5 cm. Las muestras muy porosas con un gran número de vesículas fueron sumergidas en resina UV por 24 hrs. con el fin de que la resina rellenara las vesículas y al secarse permitiera devastar la muestra sin que ésta se desmoronara. Una vez cortada la muestra se devastó con abrasivos de carburo de silicio y alúmina del orden de No. 180, 400 y 600 para quitar las marcas de la cortadora y dejarla lista para la adhesión del portaobjetos con resina UV. Ya pegado el portaobjetos se hizo un segundo corte en la muestra para dejar un espesor no mayor a 0.5 cm y se procedió a devastarla nuevamente con abrasivos y con disco de diamante hasta llegar a un espesor aproximado de 30µ. El análisis petrográfico se realizó con un microscopio marca Olympus BX60 ubicado en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), que se encuentra en el Instituto de Geofísica, UNAM. Las microfotografías fueron tomadas con una cámara digital marca Olympus perteneciente al Instituto de Geología, UNAM.

Los tipos de rocas (Tabla 1) con los que cuenta este trabajo son rocas piroclásticas, flujos de lava, diques y xenolitos encontrados dentro de las lavas y dentro de los depósitos de caída (Figuras 8 y 10). Las rocas piroclásticas (POR-5, POP-1, POP-3, POP-4) tienen un rango que va de 1-23 000 años, fueron muestreadas por Siebe en 1994 en el camino que va de Paso de Cortés a Xalitlitzintla. También se cuenta con dos muestras pertenecientes al flujo piroclástico del 29 de enero del 2001. La primera, POR-1, presenta la peculiaridad de contener un fragmento dacítico del domo (POR-1d) con pómez (POR-1p) y escoria (POR-1s) (Foto 6). La segunda es un fragmento de escoria (POE-1).

Las muestras de flujos de lava que se colectaron en campo pertenecen a diferentes etapas eruptivas del volcán. De esta manera, se obtuvieron ejemplares de las rocas más antiguas en la Barranca de Nexpayantla (NEX 1), de la etapa intermedia en la zona denominada por los alpinistas como El Castillo, el cual pertenece al Volcán Ventorrillo (PF1, PF3, PN1), en el Cerro Tlamacas (T1 y T4) y en la Torre de Microondas (MIC). De las erupciones más recientes se contó con dos flujos de lava (POL-1 y POL-2), los cuales fueron muestreados por Siebe en 1994 en el camino de Paso de Cortés a Xalitlitzintla y cerca del Poblado de Sn. Nicolás de los Ranchos. Los diques muestreados fueron encontrados cortando la secuencia de lavas de la Barranca Nexpayantla (NEX 2) y en el Castillo (Ventorrillo) (PF2 B).

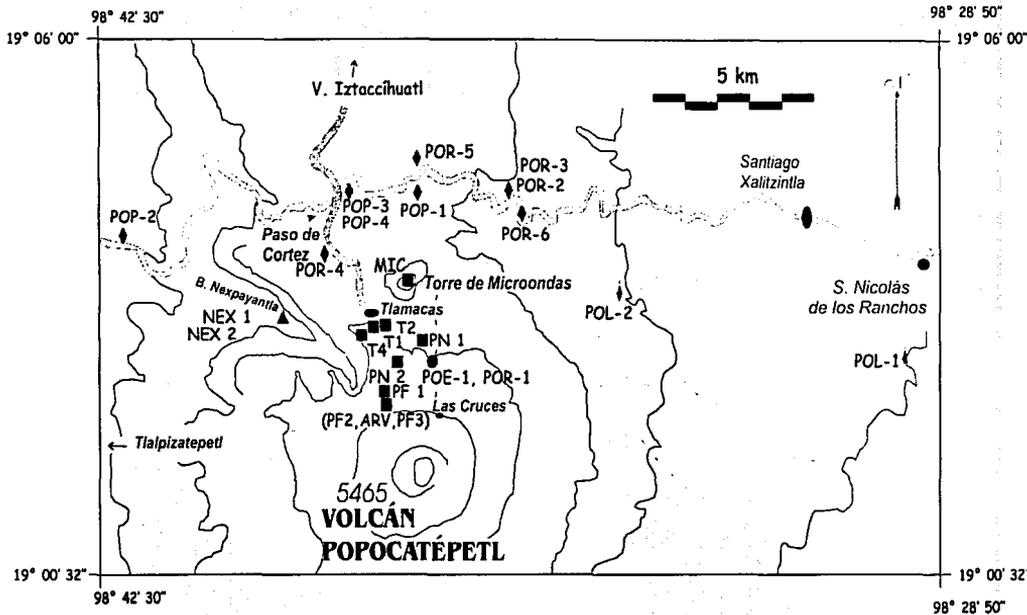


Figura 10. Mapa de localización de muestras. Las muestras con simbología de rombos fueron muestreadas por Siebe, C. En 1994. Las muestras POE-1 y POR-1 (círculos) fueron muestreadas por Macías, J.L. en 2001 y las muestras con simbología de cuadros y triángulos fueron muestreadas para este trabajo en 2002.

En este trabajo encontramos dos xenolitos. Uno muy pequeño (2 cm) fue encontrado dentro del dique (PF2 B) que corta la secuencia del volcán Ventorrillo. El segundo (ARV) también se halló en la estructura del volcán Ventorrillo, es de tamaño más considerable que el primero, aproximadamente 20 cm, y se encontraba dentro de un depósito piroclástico intercalado con lavas.

Muestra	Estructura	Tipo de roca	Latitud	Longitud	Petrografía	Geoquímica	Isotopia Sr Ni Pb
POE-1	Popocatépetl	escoria	19° 02' 53"	98° 37' 17"	a	b	b b a
POR-1s	Popocatépetl	escoria	19° 02' 53"	98° 37' 17"	a	b	b b a
POR-1p	Popocatépetl	pómez	19° 02' 53"	98° 37' 17"	a	b	b b a
POR-1c	Popocatépetl	lava	19° 02' 53"	98° 37' 17"	a		
POR-1d	Popocatépetl	lava	19° 02' 53"	98° 37' 17"	a	b	b b a
POR-2	Popocatépetl	pómez	19° 05' 12"	98° 36' 02"		b	b b b
POR-3	Popocatépetl	pómez	19° 05' 12"	98° 36' 02"		b	b b b
POR-4	Popocatépetl	pómez	19° 05' 12"	98° 36' 02"		b	b b b
POR-5	Popocatépetl	pómez	19° 05' 09"	98° 38' 41"	a	b	b b b
POR-6	Popocatépetl	pómez	19° 04' 57"	98° 35' 48"		b	b b b
POL-1	Popocatépetl	pómez	19° 02' 55"	98° 29' 28"	a	b	b b b
POL-2	Popocatépetl	pómez	19° 03' 45"	98° 34' 12"	a	b	b b b
POP-1	Popocatépetl	pómez	19° 05' 12"	98° 37' 32"	a	b	b b b
POP-2	Popocatépetl	pómez	19° 04' 31"	98° 42' 21"		b	b b b
POP-3	Popocatépetl	pómez	19° 05' 13"	98° 38' 37"	a	b	b b b
POP-4	Popocatépetl	pómez	19° 05' 13"	98° 38' 37"	a	b	b b b
POP-5	Popocatépetl	pómez	18° 51' 34"	98° 42' 17"		b	b b b
PF 1	Ventorrillo	lava	19° 02' 26"	98° 38' 03"	a		
PF 2B	Ventorrillo	dique	19° 02' 18"	98° 38' 01"	a	a	a a a
PF 3	Ventorrillo	lava	19° 02' 18"	98° 38' 01"	a	a	a a a
T 1	Ventorrillo	lava	19° 03' 25"	98° 38' 11"	a		
T 2	Ventorrillo	lava	19° 03' 25"	98° 38' 11"	a		
T 4	Ventorrillo	lava	19° 03' 16"	98° 38' 19"	a		
MIC	Ventorrillo	lava	19° 04' 02"	98° 37' 39"	a	a	a a a
PN 1	Ventorrillo	lava	19° 03' 11"	98° 37' 25"	a	a	a a a
PN 2	Ventorrillo	lava	19° 03' 15"	98° 38' 30"	a		
NEX 1	Nexpayantla	lava	19° 03' 30"	98° 39' 43"	a	a	a a a
NEX 2	Nexpayantla	dique	19° 03' 30"	98° 39' 43"	a	a	a a a
ARV 1	Xenolito	xenolito	19° 02' 18"	98° 38' 01"	a	a	a a a
ARV 2	Xenolito	xenolito	19° 02' 18"	98° 38' 01"	a	a	a a a

Tabla 1. Localización de muestras, estudio realizado, procedencia y tipo de roca.

- a) este trabajo.
- b) tomado de Schaaf et al. (2003).

A continuación se presentan las descripciones petrográficas detalladas de algunas muestras pertenecientes a las distintas estructuras volcánicas que conforman este trabajo. También se muestran algunas microfotografías correspondientes a dichas muestras donde se denota como *NX* cuando la microfotografía fue tomada con nicoles cruzados y como *LN* cuando fue tomada con luz natural. El resumen de la mineralogía de cada muestra se presenta en la tabla 2.

Muestra	Clasif.	Matriz	Plagioclasa	Ortopiroxeno	Clinopiroxeno	Hornblenda	Biotita	Olivino	Opacos
		%	%	%	%	%	%	%	%
POE-1	escoria	86	5	1	1				
POR-1s	escoria	87	5	3	1			7	
POR-1p	pómez	90	5	2	2			1	
POR-1c	andesita	87	5	3	3			2	
POR-1d	dacita	86	7	2	3			2	
POR-5	pómez	90	5	3	1	1			
POL-1	andesita	77	15	5	2			1	
POL-2	andesita	49	30	15	5		1		
POP-1	pómez	80	15	3	2				
POP-3	pómez	89	1	2	3	5			
POP-4	pómez	89	3	2	2	3	1		
PF 1	andesita	94	2	2	2				
PF 2B	andesita	58	30	5	2			5	
PF 3	andesita	83	7	7	3				
T 1	dacita	70	17	3	3	5	1		1
T 2	andesita	89	5	3	2			1	
T 4	andesita	72	15	7	5				1
MIC	dacita	65	20	7	3	2	2		1
PN 1	andesita	82	10	5	2			1	
PN 2	andesita	73	20	5	2				
NEX 1	dacita	65	25	2	1	3	2		1
NEX 2	dacita	73	15	5		3	3		1

Muestra	Clasif.	Plagioclasa	Ortoclasa	Clinopiroxeno	Epidota	Zircón	Esfena	Apatito
		%	%	%	%	%	%	%
ARV 1	xenolito	45	40	10	2	1	1	1
ARV 2	xenolito	30	40	25	2	1	1	1

Tabla 2. Estimaciones visuales de porcentajes de minerales y clasificación de las muestras del Volcán Popocatepelt.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

IV.1 Andesitas de Piroxeno

Todas las muestras (PF1, PF3, T2, T4, POL-1, POL-2, PN1 y PN2) exhiben 2 tipos de textura, la glomeroporfirítica y la pilotaxítica (Foto 7), siendo esta última la más dominante en todas las muestras. La textura glomeroporfirítica con agregados fenocristalinos de plagioclasa y piroxeno se presenta de manera aislada, el piroxeno dominante es el ortopiroxeno. La textura pilotaxítica siempre está acompañada por fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales accesorios como olivino, en las muestras PN1 y T2; hornblenda en T4; y óxidos de Fe en T4, PN2 y PN1.

Las muestras PF1 y PF3 desarrollaron una textura traquítica (Foto 8) con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno mientras que las muestras POL-1 y POL-2 presentan una textura hipocristalina con microlitos aislados de plagioclasa y fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y como minerales accesorios olivino (POL-1) y biotita (POL-2). Barker (1983) reportan que los microlitos en andesitas son generalmente andesina-oligoclasa y que la pasta vítrea contiene cuarzo y feldespato potásico que no siempre es visible.



Foto 7. Muestra PF3. Textura glomeroporfirítica y pilotaxítica. NX, objetivo 5x.

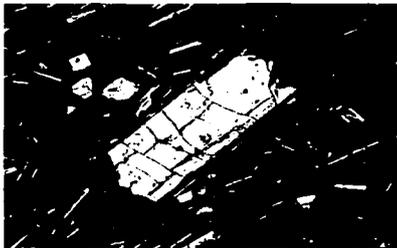


Foto 8. Muestra PF1. Ortopiroxeno en textura traquítica. NX, objetivo 5x.

Plagioclasa

Todas las muestras contienen del 15% al 30% de fenocristales de plagioclasa en su gran mayoría fuertemente zonadas. Williams et al. (1980) reportan que para andesitas de grandes estratovolcanes, las plagioclasas zonadas pueden tener un núcleo tan cálcico como la anortita, con oligoclasa en los bordes. Los fenocristales de plagioclasa que presentaron macla de albíta favorable para medir el ángulo de extinción dieron como resultado promedio la andesina. La mayoría de las plagioclasas en todas las muestras presentan inclusiones de vidrio denominadas

"fritting" por Barker (1983) (Foto 9). Danyushevsky et al. (2002) reportan que las inclusiones se dan antes de la erupción, en la etapa en que está creciendo el cristal y pueden ser de vidrio, piroxeno y sulfuros. Su importancia radica en la fluctuación que pudieran aportar para la temperatura de cristalización. Aparte de las inclusiones de vidrio, las muestras PF3 y PN2 contienen plagioclasas con inclusiones de piroxeno y apatito las cuales se consideran inclusiones intratélúricas por ocurrir antes de la erupción



Foto 9. Muestra T2. Plagioclasa y ortopiroxeno con inclusiones de vidrio. NX, objetivo 5x.

Piroxenos

Los fenocristales de piroxeno tienen una abundancia de hasta 10% siendo más abundante el ortopiroxeno (Fotos 10 y 11) y con menos presencia el clinopiroxeno del tipo de la augita (Foto 12). Williams et al. (1980) reportan que para grandes estratovolcanes puede ocurrir clinopiroxeno del tipo de la pigeonita, sin embargo, éste no es fácilmente visible y en muchas ocasiones se encuentra formando parte de la pasta componente de la matriz. La gran mayoría de los piroxenos también presentan inclusiones de vidrio, sobre todo los ortopiroxenos.

En general, todos los ortopiroxenos están frescos excepto en la muestra POL-2 donde se muestran corroídos en sus bordes. Barker (1983) reportan que estos halos de alteración son de titanomagnetita granular. Algunos cristales presentan macla y sólo en una muestra, POL-2, se ven los cristales muy fragmentados y con sus bordes rodeados por un halo de titanomagnetita granular y plagioclasa.

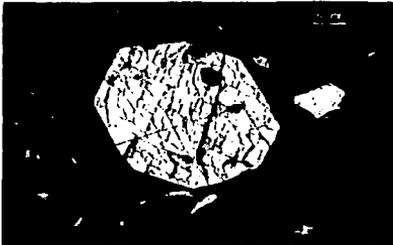


Foto 10 Muestra PN1. Ortopyroxeno en sección transversal. NX, objetivo 10x.

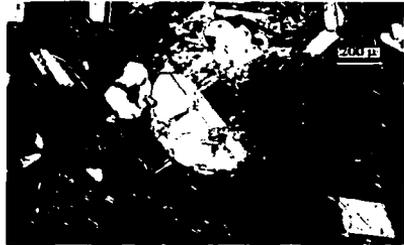


Foto 11. Muestra T1. Ortopyroxeno cortado oblicuamente a la sección longitudinal. NX, objetivo 5x.

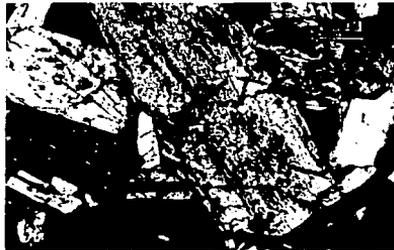


Foto 12. Muestra PN1. Augita (centro) en sección longitudinal. NX, objetivo 5x.

Olivino y Minerales opacos

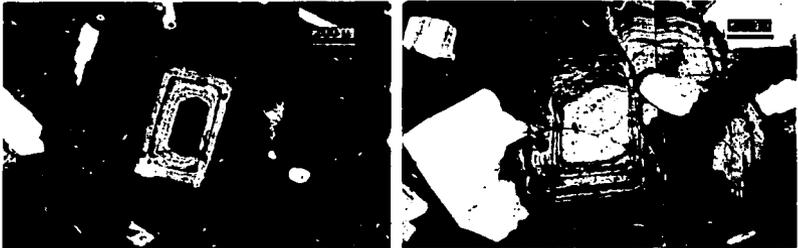
El olivino se presenta sólo como accesorio (~1%) en dos muestras (PN1 y T2). Se encuentra como fragmentos mayores a los 2 mm y en el caso de T2 es rodeado de ortopyroxeno.

Los minerales opacos, menos del 1%, se identificaron en las muestras T4, PN2 y PN1. Williams et al. (1980) reportan que la mena de hierro más común es la magnetita y raramente aparece ilmenita.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.2 Dacitas

Las muestras NEX-1, MIC y T1 se clasificaron como dacitas. A pesar de su clasificación, la muestra NEX-1 presenta diferencias texturales y diferentes porcentajes de ferromagnesianos, por lo que aquí se menciona de manera particular. La muestra tiene una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, ortopiroxeno, biotita, clinopiroxeno y cristales más pequeños de minerales opacos embebidos en una matriz compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasa dispuestos aleatoriamente sin ninguna orientación preferencial. También se observó que desarrolló parcialmente una textura glomeroporfírica con agregados fenocristalinos de plagioclasa y piroxeno. Los fenocristales de plagioclasa están zonados casi en su totalidad (Foto 13) y presentan inclusiones de vidrio y apatito. La hornblenda es el ferromagnesiano de mayor abundancia. En su mayoría se presenta en sección transversal y en ocasiones se encuentran cristales maclados. Una característica particular es que todas se encuentran rodeadas de un halo de titanomagnetita granular. La biotita se presenta en sección longitudinal con sus bordes alterados a titanomagnetita y en algunos cristales el núcleo está reemplazado parcial o totalmente por clorita. El mineral más fresco es el ortopiroxeno, el cual sí contiene inclusiones de vidrio pero todos sus bordes están inalterados.



A)

B)

Foto 13. Muestra NEX-1. A) cristal de plagioclasa zonado con cristal maclado (derecha) B) cristal de plagioclasa zonado y fragmento de plagioclasa con macla polisintética. NX, objetivo 5x.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Foto 14. Muestra MIC Biotita reemplazada por clorita con un halo de titanomagnetita granular. NX, objetivo 5x.

Las muestras MIC y T1 desarrollaron una textura pilotaxítica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita, ortopiroxeno y clinopiroxeno, así como óxidos de hierro en la muestra MIC.

Plagioclasa

La mayoría de las plagioclasas se encuentran zonadas. A los cristales que se les pudo medir el ángulo de extinción dieron como promedio la andesina. La muestra MIC presenta plagioclasa con múltiples inclusiones de vidrio.

Hornblenda y Biotita

En las láminas la biotita nunca se presenta en sección transversal y está presente en las láminas MIC y T1. En la muestra T1 la biotita se encuentra bordeada por un halo de titanomagnetita granular y reemplazada parcialmente por clorita. En la muestra MIC el reemplazamiento por clorita es total y sus bordes también presentan titanomagnetita granular (Foto 14).

Piroxenos

Los piroxenos identificados son ortopiroxeno y augita. La muestra MIC contiene ortopiroxenos con un marcado halo de titanomagnetita alrededor (Foto15) y cristales de augita maclados

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

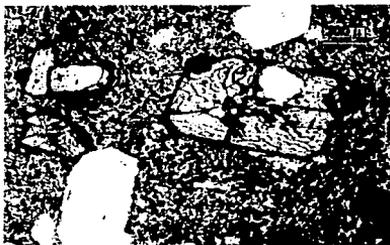


Foto 15. Muestra MIC. Ortopyroxeno en sección transversal con sus bordes alterados a titanomagnetita granular. LN, objetivo 5x.

Minerales opacos

La muestra MIC contiene óxidos de hierro, que en su gran mayoría se reportan para dacitas como magnetita o ilmenita.

IV.3 Diques

La muestra PF2 B corresponde a un dique andesítico que presenta una textura pilotaxítica con fenocristales de plagioclasa, ortopyroxeno, clinopyroxeno y olivino. Las plagioclasas (30%) se encuentran zonadas en su mayoría, aunque también hay plagioclasa con macla de albita, siendo en estas últimas donde se midió el ángulo de extinción, dando como promedio la andesina. Las plagioclasas contienen inclusiones de vidrio y de apatito. El ortopyroxeno tiene 5% de ocurrencia. Se encuentra con inclusiones de vidrio, y en cristales fragmentados. El clinopyroxeno identificado es la augita, que a pesar de ser menor en porcentaje que el ortopyroxeno, sus fenocristales son considerablemente mayores a éste, distinguiéndose en cristales fragmentados. El otro mineral presente es el olivino (5%). Este se encuentra en fragmentos mayores a los 3 mm exhibiendo borde de reacción que contiene piroxenos.

La muestra NEX-2 corresponde a un dique dacítico con textura felsofídica (Foto 16) con fenocristales de plagioclasa, ortopyroxeno, biotita, hornblenda, y abundantes minerales opacos. La textura glomeroporfírica también es evidente, aunque en mucho menor proporción a las otras muestras que la presentan, con aglomerados fenocristalinos de plagioclasa y piroxeno.

El piroxeno identificado es ortopiroxeno, que al igual que la hornblenda y la biotita exhibe un marcado halo de alteración.



Foto 16 Muestra NEX-2 Hornblenda con sus bordes alterados en una matriz felsificada. NX, objetivo 5x.

IV.4 Productos Piroclásticos

Se tienen dos tipos de productos de origen piroclástico: pómez (muestras POP-1, POP-3, POP-4 y POR-5) y una escoria (muestra POE-1). La escoria presenta una textura vesicular y, en general, todas las pómez exhiben una textura pumicitica (vesículas generalmente esféricas rodeadas por material hipocristalino) con variabilidad en las dimensiones de las vesículas; las de menor tamaño están alrededor de los 0.5 mm y las mayores llegan a medir hasta 0.6 cm. Según Fisher y Schmincke, (1984) hay muchas formas en las que pueden crecer las burbujas que dan origen a las vesículas: puede ser por coalescencia (unión o fusión de burbujas), difusión de gas en una burbuja y decremento de presión confinante. Para magmas que alcanzan la superficie en forma lenta, el crecimiento de las burbujas parece estar determinado en su mayoría por difusión y para los magmas que ascienden rápidamente por descompresión. Williams y Mc Birney (1979) en Fisher y Schmincke, (1984) argumentan que una burbuja con un radio de 1 cm puede crecer radialmente a una tasa de 0.5 mm/s en un magma basáltico que asciende a 1 m/s. Sin embargo, la tasa de crecimiento en magmas más viscosos, como el que produce materiales andesíticos, es considerablemente más baja.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Pómez

Como se mencionó anteriormente, todas las muestras de pómez exhiben una textura pumicítica con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. La hornblenda se presenta en las muestras POP-3, POP-4 y POR-5. La biotita se presenta en la muestra POP-4. También se presentan aglomerados de ortopiroxeno y clinopiroxeno (POP-1). La mayoría de los cristales, excepto los de hornblenda, se encuentran muy fragmentados. La muestra que contiene las vesículas más pequeñas es la POP-4, con un rango que va de 0.5 mm a 0.2 cm de diámetro. Las vesículas más grandes se midieron en las muestras POR-5 y POP-3 con un rango que va de 0.05 mm a 0.6 cm de diámetro, siendo la muestra POP-3 la que presenta mayor número de vesículas grandes, lo cual nos puede indicar un efecto de decompresión súbita o difusión. La plagioclasa es el mineral más abundante en las muestras POR-5 y POP-1 (5% y 15%). En todas las muestras se ve en cristales zonados y con macla de albita, pero debido a su tamaño, fragmentación, y a las múltiples inclusiones de vidrio, como en las muestras POP-1, POP-4 y POR-5, es difícil medir su ángulo de extinción. Los piroxenos están presentes en forma de ortopiroxeno y augita más o menos en la misma proporción (3%) y como cristales muy fragmentados. La hornblenda se observó en las muestras POP-3, POP-4 y POR-5. En las dos primeras muestras, tiene la característica de ser el mineral más abundante en donde en general, sus cristales se encuentran en sección transversal e inalterados (Foto 17). Las muestras POP-1, POP-2, POP-3, POP-4 POP-5, POR-5, y POR-6 contienen según Stimac (comunicación personal) dos tipos de óxidos, magnetita e ilmenita, y pirrotita

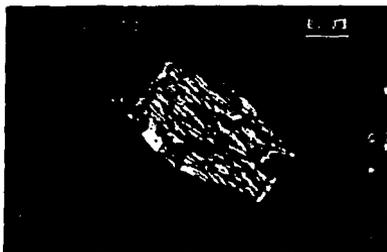


Foto 17. Muestra POP-4. Hornblenda en sección transversal. NX, objetivo 5x.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Escoria

La muestra POE-1 se clasificó como escoria en función de su color y composición. Presenta una textura vesicular con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino embebidos en un vidrio basáltico (moderadamente vesicular) de color castaño oscuro. Las plagioclasas que contiene son de tamaño pequeño (aproximadamente 0.4 mm) y se encuentran tanto zonadas como con macla de albita. Casi todos los cristales están fragmentados. Los piroxenos presentes son ortopiroxeno y augita, los cuales también se encuentran muy fragmentados. El olivino (~ 5%) se observa en fragmentos mayores a 0.1 cm y en cristales euhedrales de tamaño menor.

IV.5 Flujo Piroclástico del 29-01-2001

La muestra fue encontrada en el flujo del 29 de enero del 2001. Es de particular interés ya que está compuesta por la superposición de 4 tipos de roca diferentes (Foto 6). La roca que se encuentra en la parte superior corresponde a una escoria (POR-1s) de textura vesicular con fenocristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y minerales opacos embebidos en un vidrio andesítico de color negro. La plagioclasa se presenta en su mayoría en cristales tabulares fragmentados y con macla de albita. El ortopiroxeno se observa en su mayoría en sección transversal en cristales pequeños y muy fragmentados. El clinopiroxeno augita es muy escaso y se encuentra muy fragmentado, más sin embargo es posible ver un cristal en sección transversal. El olivino ocurre con gran variabilidad en cuanto al tamaño (Foto 18), hay fragmentos de 0.5 cm y cristales euhedrales menores a 1 mm. En contacto con la escoria se tiene una pómez (POR-1p) de textura pumicitica (Foto 19), con vesículas muy pequeñas (0.5 mm) en una matriz hipocristalina compuesta por vidrio y cristales de feldespato. Los minerales identificados son fenocristales de plagioclasa tabular muy fragmentados, ortopiroxeno también muy fragmentado, y cristales de olivino de nueva cuenta con fragmentos de cristales mayores a los 0.5 cm y con incipientes bordes de reacción. Se desarrollaron aglomerados de plagioclasa y piroxenos y se observaron fragmentos accesorios con fenocristales de plagioclasa zonada rodeadas por material criptocristalino. En contacto con la pómez se tiene un fragmento de poco espesor, 1.5 cm máximo, denominado POR-1c que presenta una textura pilotaxítica con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, augita y fragmentos de olivino con bordes de reacción. En contacto con la parte inferior de POR-1c se encuentra una roca (POR-1d) de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa que presentan inclusiones de vidrio, ortopiroxeno, augita y olivino en una matriz parcialmente vesicular compuesta por vidrio y cristales de feldespato. El olivino exhibe reacción en sus bordes. También se presentan aglomerados fenocristalinos de plagioclasa y piroxenos.



A) Foto 18. Muestra POR-1s. A) olivino y ortopiroxeno en matriz vítrea. B) olivino con borde de reacción. NX, objetivo 5x.



Foto 19. Contacto entre POR-1p y POR-1s. En POR-1s se presenta un cristal de augita en sección transversal. L.P., objetivo 5x

IV.6 Xenolitos

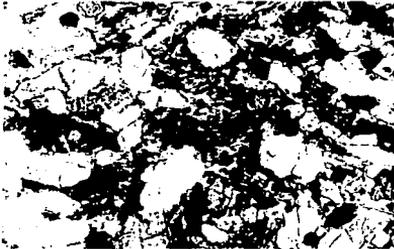
Se encontraron dos tipos de xenolitos. Uno de ellos (ARV) (Fotos 20 A, 20 B y 20 C) es un fragmento de roca, mayor a los 20 cm, que se encontró en un depósito de caída ubicado en el Castillo y el cual se encuentra intercalado con lavas del Volcán Ventorrillo y el otro es un fragmento de aproximadamente 2 cm que se encuentra incrustado en la muestra PF 2B (Foto 20D).

ARV 1 y ARV 2

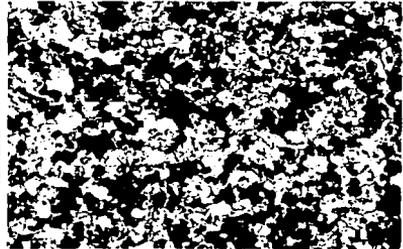
La lamina ARV está formada por dos secciones con diferencias en el tamaño de grano, por lo cual se dividió en 1 y 2. Las dos subdivisiones presentan una textura xenomórfica granular y la misma mineralogía, la cual consiste en plagioclasa, ortoclasa, clinopiroxeno, epidota, circón, esfena y apatito. La porción con cristales más pequeños ($\sim 50 \mu$) y subredondeados fue denominada como ARV 1 (Foto 20 B). Todas las plagioclasas son andesina y presentan macla polisintética, algunas con inclusiones de apatito, los cristales más redondeados son los circones. Dentro de la muestra se encuentra un mosaico de cristales de ortoclasa, plagioclasa y piroxeno visiblemente de tamaño mayor y rodeados por una textura de crecimiento simplectítico (Foto 20 A). Los piroxenos y las epidotas se encuentran como granos subhedrales con un pleocroismo verde pálido; pareciera que se encuentran en una película por encima de todos los demás minerales. La parte correspondiente a ARV 2 contiene la misma mineralogía que ARV 1 pero con cristales menos redondeados y más grandes de plagioclasa, ortoclasa y menor cantidad de clinopiroxeno (Foto 20 C).

Xenolito en PF 2B

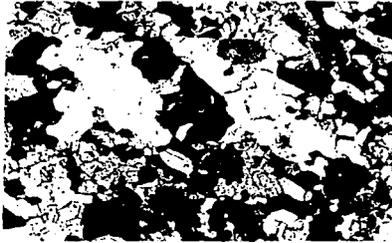
El xenolito es de tamaño pequeño (~ 2 cm). En el contacto con la roca que lo alberga los microlitos de la textura pilotaxítica perteneciente a la roca muestran una orientación subparalela al contacto. En su mayoría el xenolito es de material criptocristalino, sin embargo presenta cristales aislados de plagioclasa y dos mosaicos casi redondos con cristales visibles, también de plagioclasa (Foto 20 D). Uno de los mosaicos presenta óxidos opacos y de color rojo oscuro. Debido a su tamaño tan pequeño no pudo determinarse por medios petrográficos qué tipo de roca era



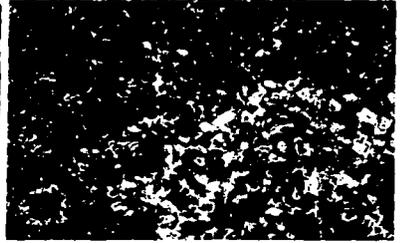
A)



B)



C)



D)

Foto 20. Muestras ARV y PF2B. A) muestra ARV 1. Crecimiento simplectítico, (centro de la microfotografía) y granos de clinopiroxeno (esquina superior izquierda) NX, objetivo 5x. B) muestra ARV 1. Cristales pequeños y subredondeados. NX, objetivo 5x. C) muestra ARV 2. Cristales más grandes. Ortoclasa con macla (centro de la microfotografía) NX, objetivo 5x. D) muestra PF2B. Mosaico de cristales en material criptocristalino. NX, objetivo 5x.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Capítulo V GEOQUÍMICA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Introducción

El objetivo principal del presente capítulo es contribuir con nuevos datos de isotopía para tratar de identificar cambios a través de la historia eruptiva del Volcán Popocatepetl. Aunado a los datos isotópicos que en este trabajo se presentan, se hace la incorporación y análisis de los datos geoquímicos que tradicionalmente forman parte del tratamiento integral de una roca ígnea: porcentajes de elementos mayores y concentración de elementos traza. También son analizados los datos de geoquímica e isotopía de los xenolitos con fines comparativos para proponer su posible origen. Los elementos mayores y algunos traza fueron analizados mediante un espectrómetro secuencial de rayos X (SIEMENS SRS 3000) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM. Los elementos traza fueron determinados vía ICP-MS en la compañía Actlabs de Canadá. La isotopía de Sr, Nd y Pb fue realizada por espectrometría de masas en el LUGIS mediante un espectrómetro Finnigan MAT 262.

V.1 Elementos Mayores

Si hacemos la comparación del porcentaje individual de elementos mayores que corresponde al Popocatepetl y al Nevado de Toluca podríamos observar que invariablemente las concentraciones individuales tienen variaciones a pesar de que los volcanes se encuentran relacionados temporal y tectónicamente. Una de las maneras que se utiliza para describir estas variaciones de una manera simplificada y condensada es por medio de los diagramas Harker.

En estos diagramas de variación se grafican los óxidos Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 , MnO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , CaO , P_2O_5 contra el óxido que presenta la mayor variación y que tradicionalmente se ha usado como parámetro de fraccionamiento, el SiO_2 . El hecho de que la sílice tenga una marcada variabilidad nos permite generalizar algunos parámetros:

- a) El Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 y el CaO muestran un comportamiento variacional muy similar y disminuyen en conjunto cuando el sílice aumenta.
- b) El Na_2O y el K_2O aumentan con el incremento de sílice.
- c) El Al_2O_3 ; en contraste con los otros óxidos, no muestra una fuerte variación tan sólo incrementándose ligeramente con el aumento de sílice.

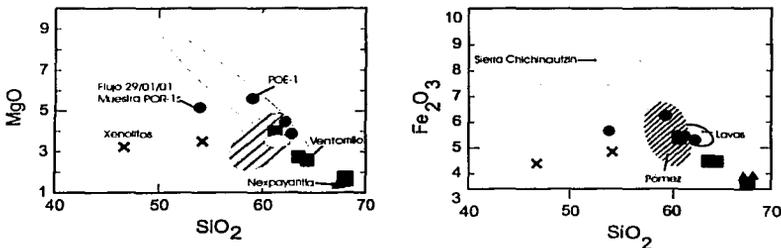
En los diagramas de Harker se puede observar un significado evolutivo de manera directa si la sílice se incrementa en los líquidos sucesivos de la cristalización fraccionada y se siguen los parámetros de variación antes mencionados. Más sin embargo, la cristalización fraccionada no

es la única capaz de generar tendencias coherentes en los diagramas Harker ya que la fusión parcial, la contaminación cortical y la mezcla de magmas exhiben tendencias muy parecidas Wilson (1993).

En los diagramas que a continuación se presentan (Fig. 11) se tienen graficados valores (Tabla 3) correspondientes a las diferentes etapas eruptivas del Volcán Popocatepetl. En ellos se puede observar que las rocas más viejas, correspondientes a los Derrames de Nexpayantla (NEX-1 y NEX-2), presentan la mayor cantidad de sílice, lo cual iría en contra de la teoría más elemental para explicar la evolución de la cámara magnética del volcán, hecho que se resalta en la discusión de resultados. En los diagramas también se puede observar que la actividad del Popocatepetl menor a los 23 mil años (elipse ashurada) tiene un patrón muy parecido al campo en el que se ubican las muestras de la Sierra Chichinautzin (elipse mayor) y que la actividad más reciente (Flujo piroclástico del 29/01/01, muestra POR-1s y POR-1p) presenta marcadas variaciones en la sílice: escoria (POR-1s) 53.75% y pómez (POR-1p) 62.67%. Un aspecto importante a señalar son los valores tan altos de CaO (21 y 35 %) y tan bajos de Na₂O y K₂O (0.12 y 0.01 %) que presentan los xenolitos, valores que ayudaron a la interpretación de su posible origen.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	PPC	Suma
PF 2B	63.97	16.01	4.49	2.79	4.91	4.26	1.77	0.70	0.18	0.08	0.76	100.62
PF 3	64.36	16.01	4.47	2.72	4.76	4.36	1.78	0.68	0.17	0.08	0.58	100.50
MIC	67.79	15.92	3.32	1.75	3.56	4.64	2.30	0.51	0.14	0.07	0.24	100.47
PN 1	61.38	16.37	5.45	4.07	5.56	4.29	1.51	0.75	0.19	0.10	0.17	100.01
NEX 1	67.67	16.31	3.63	1.44	3.80	4.63	2.01	0.48	0.14	0.08	-0.02	100.17
NEX 2	67.38	16.42	3.62	1.41	3.85	4.69	2.01	0.48	0.14	0.08	0	100.08
ARV 1	54.25	9.23	4.85	3.52	20.34	1.93	2.40	0.50	0.13	0.07	1.27	99.68
ARV 2	46.73	8.49	4.39	3.20	34.70	0.12	0.01	0.41	0.14	0.07	0.88	100.01

Tabla 3. Porcentaje en peso (wt%) de óxidos mayores de algunas muestras del volcán Popocatepetl. Análisis realizados por fluorescencia de rayos X (FRX) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM.



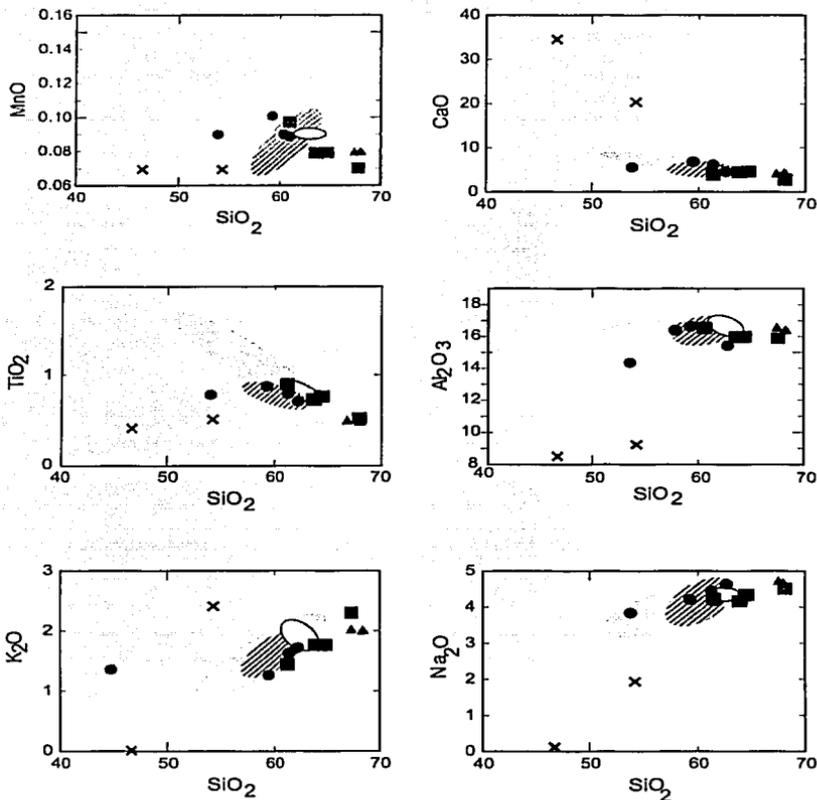


Figura 11. Diagramas tipo Harker, SiO_2 vs otros óxidos expresados como % en peso (wt%). Triángulos = Nexpayantla, cuadrados = Ventorrillo, círculos = flujo piroclástico del 29/01/01, cruces = xenolitos, elipse mayor = Sierra Chichinautzin, elipse ashurada = eventos plinianos menores a 23 mil años, elipse menor = lavas recientes. Los datos de las muestras de Nexpayantla, Ventorrillo y los xenolitos corresponden a los valores de la tabla 3. Los datos del flujo piroclástico, Sierra Chichinautzin, y actividad menor a 23 mil años (eventos plinianos y lavas recientes) fueron tomados de Schaaf et al. (2003).

V.2 Elementos traza

Los elementos con concentraciones menores a 0.1 % en peso son llamados elementos traza, siendo este límite de peso un discriminante ineficiente en algunos casos ya que algunos elementos como el Mn, P, y el Ba se encuentran demasiado cerca de ese valor en el análisis de muchas rocas ígneas. También existe cierta ambigüedad ya que elementos como el Ti, Cl, F, C, e inclusive hasta el Mg pueden ser elementos mayores en algunas rocas ígneas y elementos traza en otras. Los elementos traza generalmente se reportan en partes por millón (ppm), 1,000 ppm equivale a 0.1 % en peso.

Diagramas Multielementos (diagramas spider)

En este tipo de diagramas es necesario realizar una normalización de los datos de tierras raras con datos ya estandarizados con el fin de poder hacer comparaciones e interpretaciones. Existen tres formas populares de normalizar los datos de elementos traza para su presentación en diagramas tipo spider. Las dos primeras son modelos de la tierra primitiva no diferenciada: la estimación de la composición del manto primitivo y la composición de los meteoritos condriticos. La manera en que aquí se presentan los datos es con la tercera opción, normalización con respecto a la composición del MORB (Mid Ocean Ridge Basalt). Este tipo de diagrama fue propuesto por Pearce (1983). La causa por la cual se utiliza esta normalización es porque las muestras de este trabajo supuestamente son andesitas y dacitas relacionadas a procesos de subducción, rocas en las que el MORB puede fungir como roca parental de mejor manera que el manto primitivo.

A continuación se presentan algunos diagramas con los valores de elementos traza, entre ellos las tierras raras, (Tabla 4) de algunas rocas de las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl. También se muestra la comparación de los datos que conforman este estudio con datos pertenecientes a muestras del Popocatepetl con edad menor a 23 mil años. Los diagramas denotan comportamientos típicos de los elementos, los cuales pueden indicar un origen y procesos de diferenciación, como contaminación cortical, para las muestras del Volcán Popocatepetl.

Muestra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
PF 2B	63	143	11	25	15	59	19	1.0	43	453	16.5	158	5.0	2.9	577	14.3	29.8	3.60	15.1	3.44
PF 3	64	104	11	28	-10	62	18	1.0	47	389	14.8	147	4.7	3.0	580	14.3	29.6	3.57	14.4	3.24
MIC	59	116	10	30	17	68	21	1.1	67	396	16.0	151	5.9	2.0	598	19.7	37.4	4.47	18.2	3.93
PN 1	107	226	21	74	22	99	22	1.3	40	456	17.6	153	5.3	1.2	408	15.9	32.9	4.16	17.9	4.01
NEX-1	39	64	6	-20	11	61	19	1.0	53	420	14.1	127	4.4	2.4	597	13.6	27.5	3.25	13.3	2.86
NEX-2	39	56	5	-20	-10	57	18	1.0	55	437	14.5	132	4.5	2.4	612	13.5	27.3	3.22	13.2	2.81
ARV-1	105	133	24	38	-10	122	10	1.2	63	855	20.9	251	6.9	0.6	874	17.3	35.2	4.31	17.6	4.00
ARV-2	116	110	8	35	21	67	10	1.4	-1	292	20.5	193	3.8	-0.1	20	14.3	30.5	3.92	17.0	4.21

Muestra	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Th	U
PF 2B	1.06	3.11	0.47	2.77	0.57	1.71	0.24	1.51	0.22	4.0	0.37	4.5	0.29	6	4.02	1.43
PF 3	0.97	2.82	0.45	2.69	0.53	1.58	0.24	1.52	0.22	4.2	0.42	4.3	0.43	9	4.72	1.79
MIC	1.06	3.72	0.49	2.79	0.57	1.63	0.23	1.50	0.22	4.1	0.53	2.5	0.26	8	5.84	2.77
PN 1	1.25	3.91	0.53	3.06	0.62	1.78	0.24	1.57	0.23	4.0	0.36	3.1	0.33	7	3.38	1.22
NEX-1	0.86	2.53	0.40	2.44	0.50	1.52	0.22	1.47	0.22	3.7	0.35	-0.5	0.42	9	4.60	1.70
NEX-2	0.84	2.44	0.40	2.32	0.48	1.45	0.23	1.39	0.22	3.8	0.35	-0.5	0.50	10	4.52	1.69
ARV-1	1.02	3.95	0.57	3.47	0.74	2.15	0.32	2.13	0.31	6.2	0.54	14.8	0.13	-5	4.33	2.16
ARV-2	1.10	3.98	0.59	3.43	0.73	2.11	0.30	1.99	0.28	4.8	0.41	3.3	-0.05	-5	3.84	2.30

Tabla 4. Valores de algunos elementos traza en partes por millón (ppm) para algunas muestras del Volcán Popocatepetl. Análisis realizados por el laboratorio Aclabs mediante ICP-MS.

Los diagramas multielementos contienen una mezcla más heterogénea de elementos traza de lo que presentan los diagramas de tierras raras. Esta mezcla genera en el diagrama una serie de picos y valles que reflejan el distinto comportamiento de los diferentes grupos de elementos traza. La figura 13 es un diagrama donde se puede observar el contraste en el comportamiento de los elementos móviles (Rb, K, Ba, Sr y Th) en comparación con los elementos menos móviles (Y, Nb, Ti y Ta) de algunas muestras del volcán Popocatepetl. En los primeros, como el Rb, su concentración está controlada por una fase acuosa, mientras que los segundos, como el Y, su concentración está controlada por la química de la fuente que generó los magmas y por los procesos de evolución de las rocas (Rollinson, 1995).

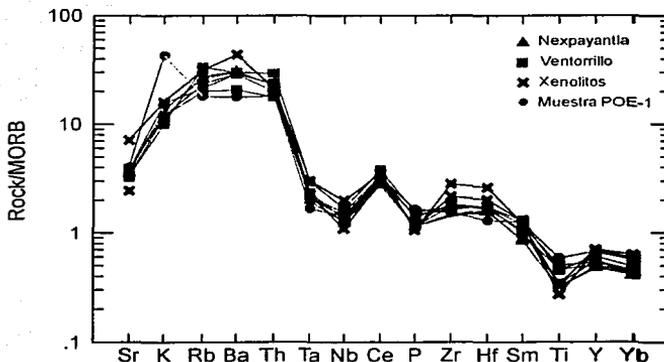


Figura 13. Diagrama multielementos, Pearce (1983). Los valores de Rb, K y Ba de uno de los xenolitos no aparecen graficados debido a que su concentración se encontraba por debajo del límite de detección del espectrómetro con el que se analizaron las muestras. Los valores de la muestra POE-1 fueron tomados de Schaaf et al. (2003). Los datos de las muestras de Nexpayantla, Ventorrillo y los xenolitos corresponden a los valores presentados en la tabla 4.

El diagrama de la figura 13 muestra claramente como las rocas de Nexpayantla, Ventorrillo, los xenolitos y la muestra POE-1 se encuentran enriquecidas en la mayoría de los elementos con respecto a las rocas del MORB. Los picos y valles mencionados anteriormente para los elementos móviles y los elementos menos móviles, respectivamente, se presentan de manera muy evidente denotando un ambiente de subducción y por lo tanto un carácter calco-alcalino para las muestras. Como el pico más grande se presenta en los elementos más móviles, éste podría ser un indicador de contaminación cortical en los magmas, ya estos elementos se concentran en la corteza continental.

La firma de los elementos traza en la contaminación cortical es difícil de predecir y el enriquecimiento de elementos móviles en un diagrama multielemental no es un diagnóstico definitivo debido a la gran cantidad de rocas que forman la corteza terrestre. Pearce (1983) experimentó contaminando un basalto en una proporción de 4:1 con dioritas y grauwacas, ambas rocas corticales. El resultado de este experimento fue el hecho de que la contaminación por estas dos rocas corticales no adicionó de manera apreciable elementos del grupo que va del Ta al Yb a la roca resultante y que el Ba y el Th fueron los elementos más enriquecidos en ambos casos. La figura 14 muestra un

diagrama de la variación de Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce 1982,1983). El Yb es el denominador en ambos casos debido a que tiene el efecto de eliminar las variaciones debidas a la fusión parcial y a los procesos de cristalización fraccionada. Los basaltos de márgenes continentales activos presentan relaciones de Th/Yb altas (1-10), posiblemente reflejando la influencia de fluidos enriquecidos en Th en la zona de subducción, lo cual nos llevaría a pensar que las rocas evolucionadas a partir de estos basaltos también tendrán una relación Th/Yb alta. Además el diagrama muestra una serie de vectores que indican la posible influencia de las rocas de Nexpayantla, Ventorrillo y los xenolitos, donde podemos observar que la disposición general de las rocas del Popocatépetl se ajusta entre el vector W, el cual implica enriquecimiento intraplaca y el vector F, el cual muestra cristalización fraccionada (Pearce, 1983).

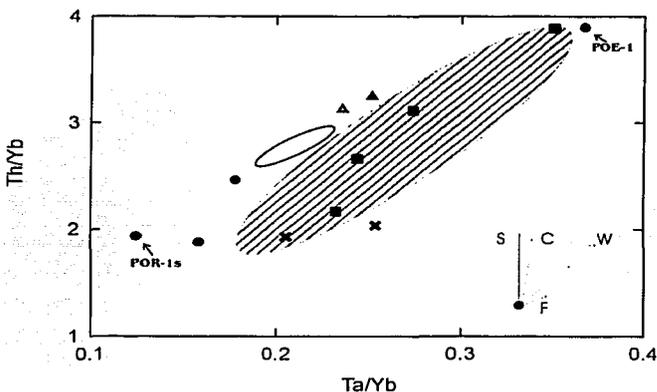


Figura 14. Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb Vectores: S = componente de subducción, C = contaminación cortical, W = enriquecimiento intraplaca, F = cristalización fraccionada. Triángulos = Nexpayantla, cuadrados = Ventorrillo, círculos = flujo piroclástico del 29/01/01 (POR-1), cruces = xenolitos, elipse ashurada = eventos plinianos menores a 23 mil años, elipse menor = lavas recientes. Los datos del flujo piroclástico del 29/01/01, Sierra Chichinautzin, y actividad menor a 23 mil años (eventos plinianos y lavas recientes) fueron tomados de Schaaf et al. (2003). Los datos de las muestras de Nexpayantla, Ventorrillo y los xenolitos corresponden a los valores de la tabla 4.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La figura 15 es un diagrama que muestra la variación de Rb/Ba vs edad. La edad de las rocas mayores a 23 mil años no está definida por lo cual la disposición de las rocas está únicamente en función de su edad relativa. Siendo el Ba uno de los elementos que más se enriquece en la contaminación cortical, podemos observar en el diagrama que las rocas del volcán Popocatepetl han tenido diferentes grados de contaminación especialmente en su actividad histórica, debido al amplio rango de valores de la relación Rb/Ba (0.02-0.15).

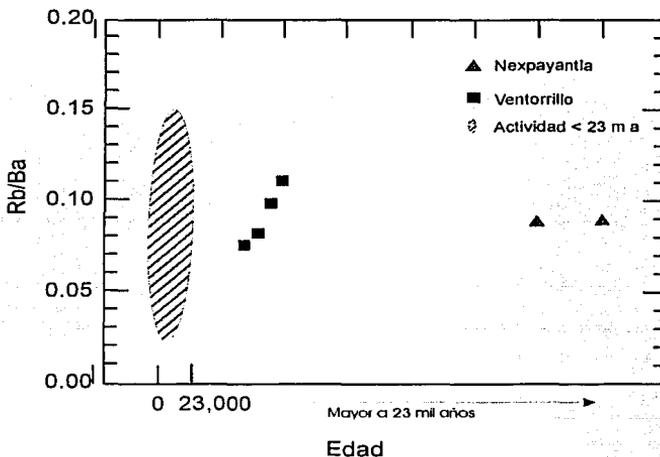


Figura 15. Diagrama de variación Rb/Ba vs. edad. Los datos correspondientes a la actividad menor a los 23 mil años fueron tomados de Schaaf et al. (2003). Los datos de Nexpayantla y Ventorrillo corresponden a los valores de la tabla 4.

Tierras Raras

Un grupo especial de los elementos traza son las tierras raras, las cuales son elementos útiles para comprender algunos procesos de evolución magmática. Las tierras raras son metales con números atómicos que van del 57 (La) al 71 (Lu). Tradicionalmente a las tierras raras con número atómico bajo se les conoce como tierras raras ligeras y a las de número atómico alto como tierras raras pesadas. Las

concentraciones de las tierras raras en el sistema solar son muy variables en adición a que las tierras raras con números atómicos pares son más estables y por lo tanto son más abundantes que las tierras raras con número atómico impar.

Esta es la causa por lo cual en los diagramas de abundancia se presenta un patrón en forma de zigzag. Para eliminar estos efectos, la concentración de tierras raras en las rocas generalmente se normaliza a algún estándar de referencia, el cual comúnmente se refiere a los valores de las meteoritas condriticas. Las condritas son usadas como referencia debido a que se piensa que son fragmentos que no sufrieron fraccionamiento y que podrían ser partes de un planeta que no alcanzó a formarse en la nucleosíntesis del sistema solar y las cuales equivaldrían a las rocas más primitivas de nuestro planeta Tierra. Una de las funciones importantes de la normalización condritica es eliminar la variación de abundancias entre las tierras raras con número atómico par y las de impar.

La figura 16 presenta un diagrama con las rocas del Popocatepetl estudiadas en este trabajo. El patrón que adquieren las tierras raras en un diagrama como el presentado está controlado por la química de las tierras raras de la fuente que originó los magmas y por el equilibrio entre la fusión y los cristales que se llevó a cabo durante la evolución de los magmas.

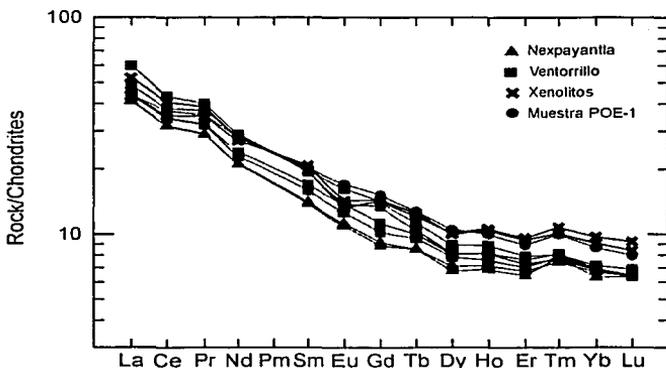


Figura 16. Diagrama de tierras raras con concentración normalizada al valor condritico de Nakamura (1974). Valores de muestra POE-1 tomados de Schaaf et al. (2003). Los datos de Nexpayantla y Ventorrillo corresponden a los valores de la tabla 4.

En el diagrama de la figura 16 se observa que las rocas de Nexpayantla, Ventorrillo y la muestra POE-1 presentan un comportamiento parecido, con las tierras raras ligeras enriquecidas en comparación de las tierras raras pesadas y con una disposición subparalela entre ellas, lo cual podría ser un indicativo de cristalización fraccionada. En cambio los xenolitos presentan ciertas peculiaridades. En primera instancia sus valores de tierras raras parecieran asemejarse a los de una roca ígnea siendo sus valores muy parecidos a los de la muestra POE-1, excepto en los valores de tierras raras pesadas donde sus valores son ligeramente más altos y en la ligera anomalía negativa de Eu, la cual es indicativo de fraccionamiento de feldespatos en rocas ígneas.

V.3 Geoquímica isotópica

Historia de la Geoquímica Isotópica

A finales del siglo XIX Becquerel descubrió la radioactividad del uranio. En 1902, Rutherford y Soddy, trabajando en la Universidad McGill en Montreal, disolvieron nitrato de torio en agua y luego reprecipitaron el torio como hidróxido. Encontraron que la radioactividad del torio (Th) disminuyó considerablemente, pero que la solución remanente contenía una substancia altamente radioactiva, la cual llamaron ${}_{88}^{234}\text{ThX}$, posteriormente identificado como el ${}_{86}^{234}\text{Ra}$. Becquerel mostró subsecuentemente que la actividad de UX decrece con el tiempo mientras la del uranio se incrementa. Rutherford y Soddy hicieron mediciones muy cuidadosas de la actividad del Th y del ThX. En un periodo de un mes y encontraron que la actividad de ThX decrecía exponencialmente a cero, mientras la actividad del Th recobraba su intensidad media. Del resultado de estos experimentos, Rutherford y Soddy concluyeron que la radioactividad participa en la descomposición espontánea de los átomos de un elemento a átomos de otro elemento. Ellos sugirieron que la radioactividad es una propiedad de ciertos átomos o de algunos átomos y que la tasa de desintegración es proporcional al número de átomos presentes. Desde entonces, se han logrado avances tecnológicos que han permitido utilizar la isotopía como una herramienta geológica.

Decaimiento de un Isótopo Padre radioactivo a un Isótopo Hijo estable

De acuerdo a la teoría de Rutherford y Soddy, la tasa de decaimiento de un nucleido padre inestable es proporcional al número de átomos (N) que permanecen en un tiempo determinado t .

$$-\frac{dN}{dt} \propto N \quad (1)$$

Donde dN/dt es la tasa de cambio del número de átomos padre y el signo negativo es debido a la tasa de disminución como una función del tiempo. La proporción expresada la transformamos en una igualdad con la introducción de una constante (λ), llamada constante de decaimiento. El valor numérico de λ es característico de cada radionucleido y está expresada en unidades de tiempo.

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (2)$$

Donde λN significa la tasa de decaimiento en cualquier tiempo t .

Reordenando e integrando la ecuación 2 tenemos:

$$-\ln N = \lambda t + C \quad (3)$$

Donde la constante de integración C puede ser evaluada de la condición que $N = N_0$ cuando $t=0$. Por lo tanto,

$$C = -\ln N_0 \quad (4)$$

Sustituyendo la ecuación 4 en la ecuación 3 tenemos:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (5)$$

Con la ecuación 5 obtenemos el número de átomos hijo radioactivos (N) que existen en cualquier tiempo t a partir de un número original de átomos (N_0) para $t = 0$.

A la vez, debemos considerar que el decaimiento de los padres radioactivos genera hijos radiogénicos estables y que el número de átomos hijo es cero cuando $t = 0$. El número de átomos hijo (D^*) generado por el decaimiento de su padre en cualquier tiempo t está dado por:

$$D^* = N_0 - N \quad (6)$$

Para que ésto sea válido, debemos considerar que ningún átomo hijo ha sido añadido o perdido del sistema, y que el cambio en el número de átomos padres es debido solamente al decaimiento radioactivo.

Si sustituimos la ecuación 5 en la ecuación 6 tenemos:

$$D^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t}$$
$$D^* = N_0 (1 - e^{-\lambda t}) \quad (7)$$

La ecuación 7 nos da el número de átomos hijo radiogénicos estables (D^*) en cualquier tiempo t generados por el padre radioactivo cuyo número fue N_0 en $t = 0$, siempre y cuando el número de átomos hijo haya sido cero inicialmente y que ningún átomo haya sido añadido o perdido del sistema.

Métodos de decaimiento

El núcleo de átomos inestables sufre transformaciones espontáneas en las que toma parte la emisión de partículas del núcleo y energía radiante. Este fenómeno es lo que registraban Rutherford y Soddy, entre otros, a principio del siglo pasado y lo que hoy conocemos como radioactividad. El fundamento teórico de la generación de Nd, Sr y Pb radiogénico a partir del decaimiento de los isótopos radiactivos de Sm, Rb y U y Th respectivamente, implica saber cómo es que un átomo padre decae a un isótopo hijo y bajo qué condiciones ocurre ésto. A continuación se hace una revisión de los métodos de decaimiento que involucran al Nd y al Sr.

Decaimiento Beta negativo

El primero en establecer una teoría para el decaimiento beta fue E. Fermi en 1934. En esta teoría él argumenta que el decaimiento beta consiste en la transformación de un neutrón en un protón y un electrón. Así, el electrón es expulsado del núcleo como una partícula beta negativa. Como resultado de un decaimiento beta, el número atómico del átomo se incrementa con la adhesión de un protón y el número de neutrones se reduce en uno; sin embargo, la masa atómica se mantiene.

	Número atómico	Número de	Masa atómica
Isótopo padre	Z	neutrones N	Z + N = A
Hijo radiogénico	Z + 1	N - 1	Z + 1 + N - 1 = A

Z = número de protones
 N = número de neutrones
 A = masa atómica = Z + N

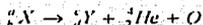
Decaimiento alfa

Un largo grupo de radionucleidos con masas elevadas, entre ellos el Sm, decae por emisión espontánea de partículas alfa de su núcleo. Las partículas alfa están compuestas de 2 protones y 2 neutrones (átomo de He) y consecuentemente tienen una carga de +2. Los valores de Z y N en el núcleo del isótopo hijo en relación a su padre es como sigue:

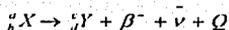
	Número atómico	Número de	Masa atómica
Isótopo padre	Z	neutrones N	Z + N = A
Hijo radiogénico	Z - 2	N - 2	Z + N - 4 = A - 4

La emisión de una partícula alfa reduce el número atómico y el número de neutrones en dos y por lo tanto la masa atómica en 4. Cuando un radionucleido forma un hijo por decaimiento alfa y éste se encuentra en estado estable significa que las partículas alfa emitidas durante el decaimiento tienen una energía discreta; por el contrario, si la energía de emisión difiere de esta última, significa que el núcleo producido por el decaimiento se encuentra en estado excitado. En tales casos el exceso de energía es emitido por el

núcleo en forma de rayos gamma. El decaimiento beta y el decaimiento alfa pueden ser representados por las siguientes ecuaciones generales:



Decaimiento alfa



Decaimiento beta

X es el isótopo padre

a es la masa atómica de X

b es el número atómico de X

Y es el isótopo hijo

c es la masa atómica de Y

d es el número atómico de Y

Q es la energía total de decaimiento alfa

4_2He partícula alfa

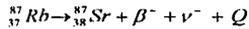
β^- partícula beta

$\bar{\nu}$ antineutrino

V.3.1 Geoquímica del Estroncio

El estroncio es un miembro de las tierras alcalinas del Grupo II A en la tabla periódica. Su radio iónico (1.13 Å) es ligeramente más grande que el del calcio (0.99 Å). Por este motivo el estroncio puede reemplazar al calcio en muchos minerales como plagioclasa, apatito y carbonato de calcio. La habilidad del estroncio para reemplazar al calcio está restringida por el hecho de que los iones Sr^{2+} tienen número de coordinación 8, mientras los iones de calcio Ca^{2+} pueden tener número de coordinación tanto 6 como 8 debido a su tamaño más pequeño. Además, el Sr^{2+} puede ser capturado en lugar de K^{+1} en el feldespato potásico, pero su reemplazamiento debe estar coordinado con reemplazamiento de Si^{+4} por Al^{+3} para preservar la neutralidad eléctrica.

El estroncio tiene cuatro isótopos naturales ($^{84}_{38}\text{Sr}$, $^{86}_{38}\text{Sr}$, $^{87}_{38}\text{Sr}$, $^{88}_{38}\text{Sr}$), los cuales son estables y se pueden encontrar de manera natural en cualquier roca. Las abundancias isotópicas relativas son 82.53 %, 7.04%, 9.87% y 0.56 % respectivamente. Estas abundancias son variables debido a la formación de ^{87}Sr radiogénico por el decaimiento natural de ^{87}Rb , debido a la emisión de una partícula beta negativa:



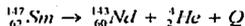
Por esta razón, la composición isotópica precisa de estroncio en una roca o mineral que contiene rubidio depende de la edad y de la relación Rb/Sr de la roca o mineral. Esto es geológicamente aprovechado, ya que mediante el decaimiento de ^{87}Rb a ^{87}Sr se pueden fechar rocas y minerales. Durante la cristalización fraccionada de un magma el estroncio tiende a concentrarse en la plagioclasa, mientras el rubidio se mantiene en la fase líquida. Consecuentemente, la relación Rb/Sr del magma residual se incrementará gradualmente en el curso progresivo de la cristalización. Por lo tanto, los lugares de almacenamiento de rocas ígneas diferenciadas, por ejemplo la corteza, tenderán a un incremento en las relaciones de Rb/Sr conforme se incremente el grado de diferenciación.

V.3.2 Geoquímica del Neodimio

El Neodimio (Z = 60) pertenece al grupo de las tierras raras ligeras y se ubica en el Grupo III B, junto con el samario ($^{147}_{62}\text{Sm}$) se encuentran presentes en muchos minerales formadores de roca, fosfatos y minerales carbonatados. El Sm y el Nd tienen 7 isótopos naturales. De hecho, su coexistencia es debido a que uno de los isótopos del samario es radioactivo y decae por una emisión de partícula alfa a un isótopo estable de neodimio ($^{143}_{60}\text{Nd}$). Sin embargo, se pueden encontrar de manera natural en cualquier roca ígnea.

El radio iónico para el Nd^{+3} es de 1.08 Å y para Sm^{+3} es de 1.04 Å. Por lo tanto, tienden a concentrarse en los feldespatos, biotita y apatitos. En general, el Nd es concentrado relativamente al Sm en el curso de la cristalización fraccionada de un magma y como consecuencia las rocas de la corteza tienen una relación menor de Sm/Nd que las rocas

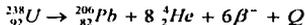
derivadas del manto superior, como las tholeiitas. El Sm decae a Nd como muestra la siguiente ecuación:



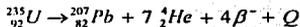
Los isótopos de Sm y Nd no son fraccionados de manera significativa en la corteza continental por procesos sedimentarios o metamórficos y por lo tanto preservan la relación padre-hijo de la región que generó el magma, hecho del cual difiere marcadamente de los sistemas de Pb y del de Rb-Sr. El Sm y el Nd son inmóviles bajo condiciones hidrotermales y por lo tanto su composición isotópica en una roca refleja las proporciones actuales de roca o magma involucrados en procesos petrológicos específicos. La desventaja de este sistema es el hecho de que no se puede visualizar isotópicamente pequeñas aportaciones de corteza reciclada en una componente del manto.

V.3.3 Geoquímica del Plomo común

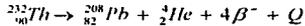
El plomo está distribuido por toda la Tierra, ocurre de manera primaria y no sólo como un hijo radiogénico del uranio y el torio. En general, el uranio (como ión uranilo) y el plomo son relativamente móviles en procesos corticales, particularmente en situaciones magmático-hidrotermales (donde el torio es altamente insoluble). Los isótopos de plomo son más complejos debido a sus tres diferentes sistemas de decaimiento, dos de los cuales involucran al uranio y uno al torio. El decaimiento de ${}^{238}\text{U}$ da origen a una serie dedecaimientos en que el resultado final es el isótopo estable ${}^{206}\text{Pb}$. En este decaimiento cada átomo de ${}^{238}\text{U}$ que decae produce un átomo de ${}^{206}\text{Pb}$ debido a la emisión de ocho partículas alfa y seis partículas beta:



El decaimiento de ${}^{235}\text{U}$ también es a través de una serie y produce como producto final el isótopo estable ${}^{207}\text{Pb}$ después de la emisión de siete partículas alfa y cuatro partículas beta:



El decaimiento del ${}^{232}\text{Th}$ provoca la emisión de seis partícula alfa y cuatro partículas beta generando de esta manera el isótopo estable ${}^{208}\text{Pb}$. Este decaimiento puede ser escrito de la siguiente manera:



Dos de los isótopos de plomo, ${}^{207}\text{Pb}$ y ${}^{206}\text{Pb}$, muestran una marcada diferencia en su comportamiento como consecuencia de las vidas medias del uranio, del cual decaen. El ${}^{235}\text{U}$, que genera ${}^{207}\text{Pb}$, tiene una vida media más corta que el ${}^{238}\text{U}$, que genera ${}^{206}\text{Pb}$ (0.7038×10^9 y 4.468×10^9 respectivamente), ello implica que el ${}^{235}\text{U}$ empezó a generar antes y en mayor cantidad ${}^{207}\text{Pb}$ en comparación con el ${}^{206}\text{Pb}$ generado por el ${}^{238}\text{U}$, por lo tanto se puede tomar al ${}^{207}\text{Pb}$ como un indicador extremadamente sensible para fuentes de magma Rollinson (1995). Actualmente la relación ${}^{206}\text{Pb}/{}^{207}\text{Pb}$ es mas grande en comparación a su valor a principios de la formación de la Tierra, más sin embargo cada roca nueva que se genera contiene ${}^{235}\text{U}$ y por lo tanto hay decaimiento a ${}^{207}\text{Pb}$. La diferencia de comportamiento entre los isótopos de plomo nos permite identificar una gama de diferentes tipos de fuentes isotópicas de magma.

V.4 Resultados isotópicos de Sr, Nd y Pb de algunas rocas del Popocatépetl

Toda la descripción teórica anteriormente mencionada es el fundamento que sustenta la mayoría de ocurrencia de los isótopos de Sr, Nd y Pb, más sin embargo todos los isótopos ocurren de manera natural en cualquier roca ígnea sin importar lo reciente que esta pueda ser. Este es el caso del Popocatépetl, cuya edad es menor a 1 millón de años y su corta vida es menor a la vida media de cualquiera de los isótopos radioactivos que generan Sr, Nd y Pb.

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb en un magma son características de la región de la cual fue extraído el magma y además, las relaciones permanecen normalmente sin cambios cuando el magma sufre fraccionamiento. Esto es debido a que la diferencia de masa entre cualquier par de isótopos radiogénicos aquí usados es tan pequeña que los pares de isótopos no pueden ser fraccionados por procesos controlados por el equilibrio entre líquido y cristal. Por lo tanto, durante la fusión parcial, un magma va a tener el mismo carácter isotópico que la región que lo generó.

Esta observación nos enfoca a dos usos principales de los isótopos en la geoquímica:

- a) las diferentes regiones que pueden alimentar un magma pueden ser reconocidas por su firma isotópica característica,

- b) la mezcla de magmas puede ser reconocida debido a que su firma isotópica se sale de los patrones establecidos.

El papel que juegan los diferentes sistemas isotópicos para identificar procesos magmáticos, fuentes de magma y procesos de contaminación, está fundamentado en la gran variabilidad en propiedades físicas y químicas que presentan los elementos que conforman estos sistemas. Por ejemplo, el Rb es un elemento más concentrado en la corteza en comparación con el manto empobrecido mientras el Sr es menos concentrado. La segunda manera de observar la variabilidad es cuando un sistema padre-hijo se comporta de manera coherente y ninguno de los dos sufre fraccionamiento. Un buen ejemplo de esto es el contraste entre el sistema Sm-Nd en donde los dos elementos tienen características físico-químicas muy parecidas y el sistema Rb-Sr en donde los elementos se fraccionan marcadamente uno con respecto al otro. En resumen podemos resaltar el comportamiento contrario que guardan los sistemas isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd de la siguiente manera: la corteza está enriquecida en Rb, que es el isótopo padre del Sr, y por el contrario está enriquecida en Nd, que es el isótopo hijo de Sm. En consecuencia el manto está enriquecido en Sr, que es el isótopo hijo del Rb, y en Sm, que es el isótopo padre del Nd.

Los datos isotópicos de Sr, Nd y Pb se presentan en la tabla 5 y en la tabla 6. A continuación se presentan en la figura 17 los diagramas donde se tienen graficados los valores isotópicos de las muestras de las paleoestructuras del Popocatepetl y su comparación con los valores de los datos correspondientes a eventos del Popocatepetl menores a 23 mil años. Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas ígneas varían entre 0.704329 y 0.704500, los de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.512767 y 0.512817, los de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18.6316 y 18.7811, los de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15.5776 y 15.6699 y los de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.378 y 38.788. Los valores de los xenolitos contrastan claramente lo cual se puede ver claramente en los diagramas. En estos diagramas se puede observar claramente la relación que guardan las rocas y xenolitos del Volcán Popocatepetl de este trabajo con las diferentes fuentes del manto. Es de notar que las muestras se localizan entre los valores del manto primordial (PREMA) y los de la Tierra silicatada global (BSE).

Muestra	87Sr/86Sr	1sd	n	143Nd/144Nd	1sd	n	eNd	1sd
POE-1	0.704002	30	56	0.512919	20	53	5.48	0.39
POR-1s	0.704064	36	58	0.512929	18	56	5.68	0.27
POR-1p	0.704390	36	59	0.512848	14	56	4.1	0.37
POR-1d	0.704157	43	60	0.512884	20	58	4.8	0.39
PF 2B	0.704356	36	56	0.512815	15	58	3.45	0.29
PF 3	0.704373	37	57	0.512817	24	39	3.49	0.47
MIC	0.704500	37	57	0.512775	18	18	2.67	0.35
PN 1	0.704466	42	55	0.512767	17	28	2.52	0.33
NEX 1	0.704337	39	56					
NEX 2	0.704329	38	56	0.512778	19	18	2.73	0.37
ARV 1	0.706947	40	58	0.512451	25	38	-3.65	0.49
ARV 2	0.706997	31	55	0.512536	18	56	-1.99	0.35

Tabla 5. Datos isotópicos de Sr y Nd de las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl. Análisis realizados mediante espectrometría de masa en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, Institutos de Geología y Geofísica. Los valores de las muestras POE-1, POR-1s, POR-1p y POR-1d fueron tomados de Schaaf et al. (2003).

Valor del laboratorio del estándar SRM987 : 0.710235 ± 18 n = 256

Valor del laboratorio del estándar Nd la Jolla 0.511877 ± 21 n = 138

1sd = \pm desviación estándar absoluta ($\times 10^{-4}$).

n = número de relaciones medidas.

Muestra	n	206Pb/204Pb	1 SD % (% std err)	207Pb/204Pb	1 SD % (% std err)	208Pb/204Pb	1 SD % (% std err)
POE-1	99	18.7811	0.056	15.6699	0.087	38.788	0.105
POR-1s	97	18.6316	0.054	15.5776	0.055	38.378	0.058
POR-1p	98	18.6492	0.024	15.5897	0.027	38.421	0.031
POR-1d	98	18.6390	0.014	15.5855	0.014	38.398	0.014
PF 2B	95	18.6381	0.015	15.5856	0.017	38.401	0.020
PF 3	92	18.6581	0.024	15.5974	0.034	38.460	0.039
MIC	96	18.6858	0.019	15.6036	0.021	38.500	0.024
PN 1	97	18.6527	0.025	15.5853	0.029	38.432	0.037
NEX 1	97	18.6470	0.048	15.5782	0.065	38.404	0.079
NEX 2	98	18.6754	0.036	15.6090	0.049	38.517	0.052
ARV 1	95	18.9030	0.022	15.6167	0.026	38.615	0.036
ARV 2	97	18.8549	0.097	15.5410	0.139	38.660	0.104

Tabla 6. Datos isotópicos de Pb de las paleoestructuras del Volcán Popocatepetl. Análisis realizados mediante espectrometría de masa en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, Institutos de Geología y Geofísica.

Valores estándares de Pb medidos en el LUGIS Estándar. NBS-981

206/204 18.8924 fraccionamiento 0.0013 %

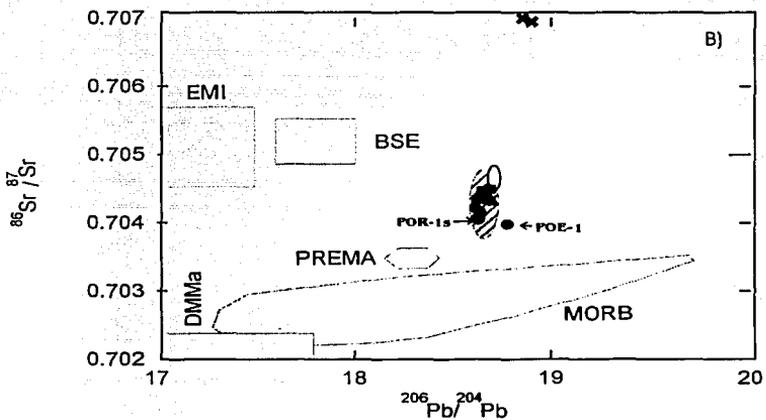
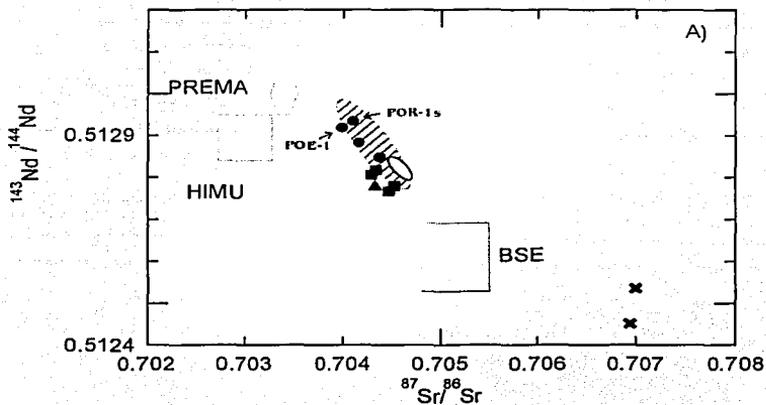
207/204 15.4270 fraccionamiento 0.0014 %

208/204 36.5083 fraccionamiento 0.0015 %

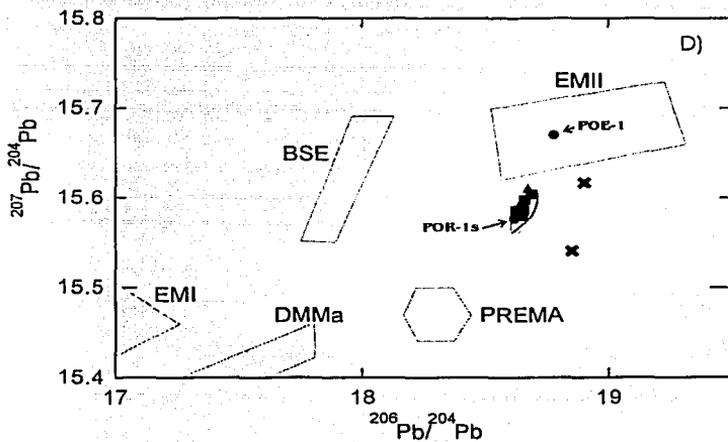
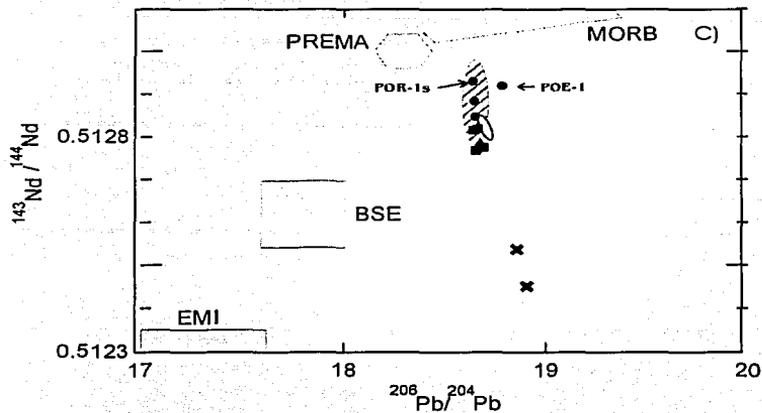
1 SD% = 1 desviación estándar en %

n = número de relaciones medidas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

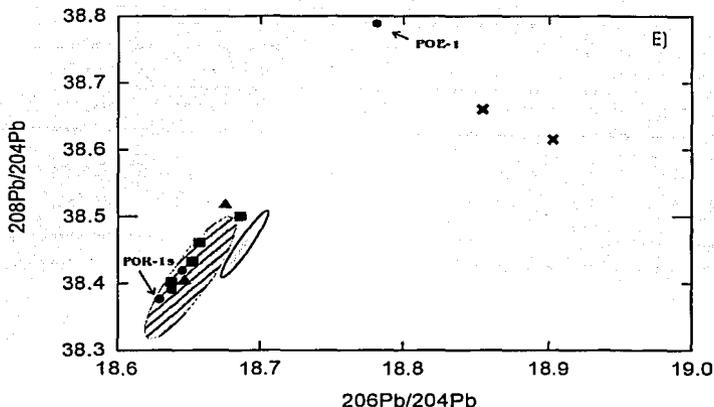


Figura 17. Diagramas de correlación isotópica para las muestras del Popocatepetl. Triángulos = Nexpayantla, cuadrados = Ventorrillo, círculos = flujo piroclástico del 29/01/01, cruces = xenolitos, elipse ashurada = eventos plinianos menores a 23 mil años, elipse menor = lavas recientes. También se muestran miembros composicionales del manto: DMM = manto empobrecido, HIMU = manto con altas proporciones de uranio, EM = manto enriquecido, PREMA = manto prevalente, BSE = fuente primaria uniforme. Los datos del flujo piroclástico (excepto los datos de plomo) y la actividad menor a 23 mil años (eventos plinianos y lavas recientes) fueron tomados de Schaaf et al. (2003). Los datos de las muestras de Nexpayantla, Ventorrillo y los xenolitos corresponden a los valores de la tabla 5 y la tabla 6.

- A) Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
 B) Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
 C) Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
 D) Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
 E) Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

Como se mencionó anteriormente, cada fuente de magma se puede caracterizar en función de sus relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb. De esta manera Zindler y Hart (1986) en Rollinson (1995) delinearán 5 miembros composicionales en el manto, los cuales, con una serie de procesos de contaminación pueden explicar todas las observaciones con respecto al MORB y a los OIB (basaltos de isla oceánica). Estos 5 miembros mostrados en la figura 17 son:

DM : manto empobrecido, componente dominante en la fuente de muchos MORB's.

HIMU: un manto con una relación U/Pb alta.

EM: manto enriquecido, tiene variabilidad en sus relaciones de Sr según sea tipo I o II.

PREMA: fuente de Manto PREvalente, valores muy precisos de relaciones isotópicas de Nd y Sr.

BSE: fuente primaria uniforme, se asume que es una porción del manto con la composición química promedio de toda la Tierra, sin el núcleo.

V.4.1 Epsilon Neodimio (ϵ Nd)

La notación ϵ Nd es una forma de presentar los datos isotópicos de Nd propuesta por DePaolo y Wasserburg (1976) en Rollinson (1995) en donde el parámetro epsilon es una medida de la diferencia entre la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de una muestra o una serie de rocas y un valor de referencia, que en este caso es el valor de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en las condritas (CHUR) multiplicado por 10^4 . Un valor positivo de epsilon Nd para rocas ígneas implica que el magma que las formó provino de una fuente con una relación Sm/Nd más grande que el CHUR, por ejemplo el manto empobrecido, mientras un valor negativo implica una fuente con una relación Sm/Nd más baja que el CHUR, por ejemplo el manto enriquecido o la corteza. La figura 18 muestra un diagrama ϵ Nd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ donde se tienen graficados valores de la tabla 5 y que denotan que tanta afinidad tienen las rocas del Popocatépetl con el arreglo característico del manto.

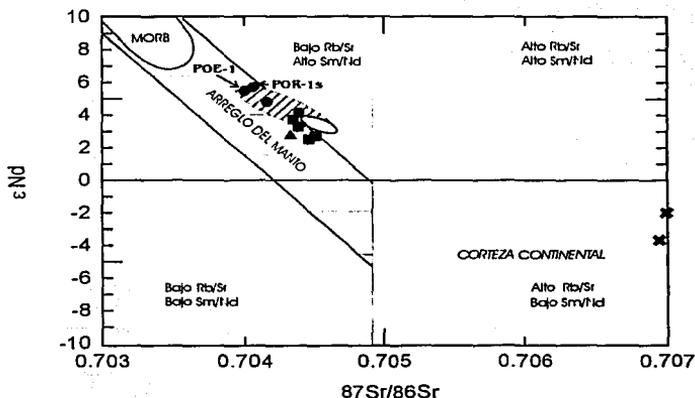


Figura 18. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵ Nd donde se puede observar los valores generales característicos de las relaciones isotópicas de Rb/Sr y Sm/Nd para la corteza continental y el manto. Referencias ver figura 17.

En el diagrama de la figura anterior se puede observar claramente como algunas muestras del Popocatépetl no se ajustan al arreglo característico del manto debido a sus valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altos y como las muestras POE-1 y POR-1s son las más cercanas al campo que caracteriza al MORB. También se puede observar que los xenolitos se ubican en el cuadrante característico de la corteza continental y que guardan cierta continuidad lineal con las muestras del Popocatépetl, Ventorrillo y Nexpayantla.

V.4.2 Mezcla entre dos componentes

Un aspecto muy notorio en el diagrama de la figura 18 es la linealidad que guardan los xenolitos (ARV 1 y ARV 2) con las rocas del Popocatépetl. Este hecho nos puede indicar que las rocas del volcán pudieran tener, en cierto grado, componentes generados a partir de una mezcla entre las rocas de las cuales el magma incorporó los xenolitos y un magma primitivo como el MORB (Mid Ocean Ridge Basalt). Si así fuera, la mezcla resultante, o sea, las rocas del Popocatépetl, podría ser modelada en función de las concentraciones químicas y las composiciones isotópicas de los componentes que generan la mezcla.

Dos elementos con diferente concentración

De esta manera, si mezclamos dos componentes *A* y *B* en diferentes proporciones podemos especificar la mezcla con el parámetro *f* como sigue:

$$f = \frac{A}{A + B} \quad (8)$$

Donde *A* y *B* son los pesos de los dos componentes en una mezcla dada. La concentración de cualquier elemento *X* en dicha mezcla es:

$$X_M = X_A f + X_B (1 - f) \quad (9)$$

Donde X_A y X_B son las concentraciones del elemento *X* en *A* y *B* respectivamente expresado en unidades de peso.

Dos componentes de mezcla con diferente relación de $^{87}\text{Sr}^{86}\text{Sr}$

La relación isotópica de la mezcla de dos componentes va a estar en función de las concentraciones, abundancias y pesos atómicos de Sr en los componentes A y B. Por lo tanto después de hacer un tratamiento matemático de estas variables (Faure, 1986) obtenemos la ecuación:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_M = \frac{Sr_A Sr_B \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A \right]}{Sr_M (Sr_A - Sr_B)} + \frac{Sr_A \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_A - Sr_B \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_B}{Sr_A - Sr_B} \quad (10)$$

Esta es la ecuación de una hipérbola de la forma:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_M = \frac{a}{Sr_M} + b \quad (11)$$

Ahora somos capaces de calcular las concentraciones y las relaciones de $^{87}\text{Sr}^{86}\text{Sr}$ de la mezcla de dos componentes con diferentes valores de f usando las ecuaciones 9 y 11.

Las figuras 19 A y B (diagramas de mezcla entre dos componentes) muestran las hipérbolas generadas a partir de los datos de concentración e isotopia de Sr y Nd de las muestras POE-1 y los xenolitos ARV 1 y ARV 2 en donde se puede observar la relación que guardan las rocas de este trabajo y las tomadas de Schaaf et al. (2003) con el producto de la mezcla entre estos dos componentes. Para el modelado se utilizaron como extremos composicionales a los xenolitos (ARV 1 y ARV 2) y a las calizas de la Formación Morelos como componentes contaminantes, y a la muestra POE-1, por tratarse de una de las rocas más primitivas de las que se tiene conocimiento en el volcán.

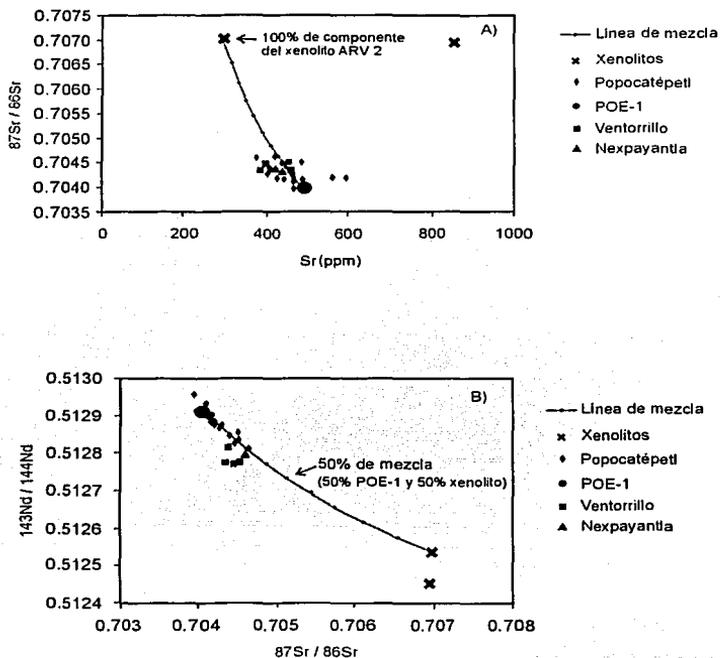


Figura 19. Diagramas de mezcla binaria entre ARV 2 y POE-1. Los valores de la muestra POE-1 y del Popocatépetl (eventos plinianos, flujo piroclástico y lavas recientes) fueron tomados de Schaaf et al. (2003). Los datos de las muestras de Nexpayantla, Ventorrillo y los xenolitos corresponden a los valores de la tabla 5.

A) Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
 B) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

Debido a que no conocemos el volumen real de la roca original de la cual fueron incorporados los xenolitos y asumiendo que la Formación Morelos es parte del basamento carbonatado por debajo del Volcán Popocatépetl se hizo un modelado tomando en cuenta a la Fm. Morelos como contaminante en lugar de los xenolitos. Dicho modelado se muestra en los diagramas de la figura 20.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

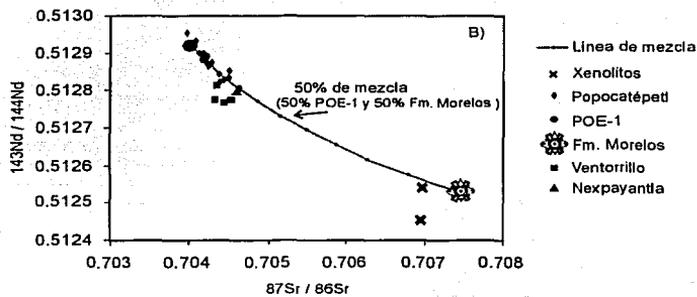
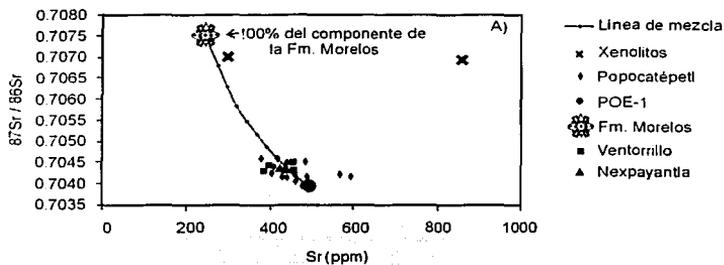


Figura 20. Diagramas de mezcla binaria entre POE-1 y las calizas de La Fm. Morelos. Referencia de valores ver figura 19. El valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correspondiente a La Fm. Morelos (0.707379) fue tomado del LUGIS de la UNAM.
 A) Sr vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
 B) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

En los diagramas de las figuras 19 y 20 podemos observar que las rocas tanto del Popocatépetl como de las paleoestructuras presentan un cierto porcentaje de mezcla que va desde un 5% hasta un 30% de componente contaminante. También podemos observar que en promedio las muestras pertenecientes a Ventorrillo son las que mas se alejan de la curva de mezcla.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

V.5 Discusión de resultados

Los diagramas anteriormente mostrados presentan resultados acerca de la composición y la petrogénesis de las rocas del Volcán Popocatepetl y las paleoestructuras que conforman este estudio. A continuación se presenta la interpretación de los resultados.

El hecho de que en primera instancia las rocas graficadas en los diagramas Harker (Fig. 11) no muestren una tendencia coherente (es decir, las rocas más antiguas de composición máfica y las más recientes de composición félsica) es debido a que no se contó con las rocas más antiguas del Volcán Nexpayantla. Carrasco et al. (1986) reportan que las primeras manifestaciones de la Formación Nexpayantla consisten en andesitas basálticas (no incluidas en este trabajo) y que el magma evolucionó hasta el grado de riolacitas antes de que el cono sufriera el evento que provocó su colapso. Esto nos puede indicar que el Volcán Nexpayantla sufrió una cristalización fraccionada normal y que el magma que dio origen a los Derrames Ventorrillo y a los derrames del Popocatepetl pudo haber sido producto de una mezcla de magmas o contaminación cortical debido al carácter andesítico-dacítico de sus productos, PN1 (61.38% de sílice) y MIC (67.79% sílice). También se pueden considerar procesos magmáticos que impliquen la expulsión de material de la parte baja de la cámara magmática o de sus paredes como lo muestra la presencia de escoria en el flujo piroclástico del 29/01/01. Más sin embargo la presencia de olivino en todos los fragmentos de la muestra POR-1 y el hecho de que estos olivinos se presenten con bordes de reacción de nueva cuenta nos puede indicar algún proceso de mezcla de magmas. Los altos valores de Ca y bajos valores de Na y K en el xenolito ARV están relacionados al enriquecimiento (~25%) que tiene la muestra en clinopiroxenos. J. Mackenzie y D. Canil (1999) reportan que un alto contenido de Ca y bajo Na en los clinopiroxenos indican un crecimiento a baja temperatura o un proceso de metasomatismo rico en Ca.

La muestra POR-1s (foto 6) corresponde a una escoria andesítica del flujo piroclástico del 29/01/01. Su valor de sílice es de 53.75 % Schaaf et al. (2003) y por consecuencia podemos decir que es la muestra más primitiva con que cuenta este trabajo, lo cual no necesariamente indica que haya sido formada directamente a partir del magma original. Sin embargo, también se sabe que es la roca más primitiva de todas las muestras del Popocatepetl a las que se le ha medido su isotopía, Schaaf (comunicación personal).

El diagrama de multielementos (Fig. 13), al contrario de los diagramas Harker, muestra la similitud que guardan los elementos traza de los xenolitos ARV 1 y ARV 2 (exceptuando el K y el Ba) con los de las rocas ígneas presentadas, mostrando todas las muestras un enriquecimiento en elementos traza móviles, lo cual podría indicar

contaminación cortical. Los picos que se pueden observar en los elementos traza móviles y el valle que se forma en el Nb nos indican que son rocas generadas a partir de un ambiente de subducción y de carácter calco-alcálido. Los datos de CaO y álcalis presentados en los diagramas Harker así como el comportamiento de los elementos traza que se observa en los xenolitos, nos podrían indicar de manera preliminar que los xenolitos ARV 1 y ARV 2 fueran parte de una roca ígnea con algún proceso de alteración, como por ejemplo metasomatismo (en función de la textura y los minerales presentes).

En el diagrama de tierras raras (Fig. 16) podemos observar que las muestras pertenecientes a Nexpayantla, Ventorrillo y el xenolito ARV son rocas que guardan el patrón que normalmente presentan las rocas calco-alcálicas con un enriquecimiento de Tierras Raras ligeras (40-70 x condriticos) y un valor muy parecido de las Tierras Raras pesadas con el valor condritico (~10 x condriticos). También se puede observar la anomalía negativa de Europio que tienen los xenolitos, la cual se puede interpretar de dos maneras. Uno de los motivos sería que los xenolitos fueran fragmentos de rocas ígneas las cuales hayan sufrido fraccionamiento de sus plagioclasas, lo cual sucede con algunas rocas ígneas. El otro motivo sería que los xenolitos fueran fragmentos de rocas sedimentarias detríticas formadas a partir de la erosión de rocas ígneas que presentarían dicho fraccionamiento.

Los diagramas de la figura 17, donde se tienen graficados los resultados de la isotopía de Sr, Nd y Pb de las rocas, productos piroclásticos y xenolitos del Volcán Popocatepetl, muestran de manera muy clara la relación que guardan estas rocas con los diferentes tipos de mantos que se tienen caracterizados. En primera instancia podemos observar que todas las rocas, excepto una, POE-1 (Fig. 17 D), caen fuera de los campos que delimitan las rocas ya caracterizadas y que los xenolitos (ARV 1 y ARV 2) tienen una isotopía muy diferente a la de las demás rocas de este estudio. Al no poder relacionar las muestras con ninguno de los tipos de mantos en los diagramas y al tener una isotopía de Sr, Nd y Pb que estrictamente no es igual se considera la posibilidad de que las rocas del Popocatepetl sean producto de algún tipo de contaminación entre magmas provenientes del manto y rocas corticales.

El diagrama de la figura 18 confirma que las rocas del Popocatepetl tienen un valor positivo de epsilon Nd lo cual implica que el magma que las formó provino de una fuente con una relación Sm/Nd más grande que el CHUR. También muestra lo alejado que se encuentran las muestras del manto, en este caso, del campo que caracteriza al MORB. Las muestras que corresponden a Nexpayantla y a Ventorrillo son las más alejadas del manto, siendo la actividad menor a 23 mil años la más próxima, particularmente las muestras POE-1 y POR-1s. Los xenolitos ARV 1 y ARV 2 tienen valores totalmente incompatibles con el MORB y se encuentran en el cuadrante perteneciente a la corteza

cortical, además, presentan un lineamiento con el resto de las muestras lo cual pudiera indicar una probable mezcla entre un MORB y las rocas de las cuales provienen los xenolitos.

Los diagramas de la figura 19 muestran el resultado del modelado geoquímico utilizado para verificar la posibilidad de que las rocas del Popocatepetl fueran parcialmente el producto de la mezcla entre dos componentes. Para el modelado se utilizaron como extremos composicionales a los xenolitos (ARV 1 y ARV 2) y a la muestra POE-1, esta última por tratarse de una de las rocas más primitivas de las que se tiene conocimiento en el volcán, como se ve en la figura 18. Los diagramas muestran de manera muy clara como las rocas del Popocatepetl se pueden ajustar a la hipérbola de la ecuación (11). Este resultado nos hace considerar que las rocas de este trabajo pudieran ser el producto de una mezcla entre el magma que generó a POE-1 y la roca de la cual fueron extraídos los xenolitos.

El diagrama de la figura 20 muestra como se ajustan nuestras rocas del Popocatepetl en el modelado que incorporó a la Fm. Morelos, aunque debemos mencionar que en esencia este presenta ciertas carencias. En primera instancia no hay datos ni de concentración ni de isotopía de Nd para la Fm. Morelos, por lo cual asumimos que su valor es muy similar a la de los xenolitos ARV 1 y ARV 2, esto debido a la similitud que tienen los datos de isotopía de Sr de dichos xenolitos con la Fm. Morelos (0.706947 y 0.707379 respectivamente) y por la conclusión a la que se llegó acerca de su posible origen. Otro factor en contra es que no existe un dato de concentración de Sr por lo cual se asumió un valor característico de 250 ppm. Si asumimos que las suposiciones son válidas, podemos observar en los diagramas que las rocas se ajustan muy bien a la ecuación de la hipérbola generada a partir de la isotopía y las concentraciones de Nd y Sr de la Fm. Morelos y la muestra POE-1. Esto indica que las rocas de este trabajo podrían ser producto de una mezcla en la cual formó parte las calizas de la Fm. Morelos.

Capítulo VI CONCLUSIONES

Las muestras de Nexpayantla y Ventorrillo (Paleopopo) muestran algunas diferencias, tanto petrográficas como geoquímicas, en comparación de la actividad menor a 23 mil años del Popocatepétl actual. El cambio más evidente es la variabilidad que ha tenido el volcán en sus productos más recientes y en los valores de óxidos mayores y elementos traza que sugieren que las rocas del Popocatepétl han sufrido procesos de cristalización fraccionada. Los eventos destructivos que provocaron el colapso de las paleoestructuras del Volcán Popocatepétl marcan una etapa en la que los productos posteriores a dichos eventos no presentan una diferenciación muy marcada y en los cuales hay evidencia de contaminación en función de las variaciones en sus valores de elementos traza (Ba y Th), sobre todo para los productos menores a 23 mil años. A partir de los valores isotópicos de Sr, Nd y Pb y los valores de elementos traza, de las rocas generadas por el Volcán Popocatepétl, se infiere que sus magmas son producto de un ambiente de subducción con rocas típicas de carácter calcoalcalino, propias de un margen continental. Lo cual es evidencia de una mezcla de litósfera oceánica fundida con componentes corticales.

El xenolito ARV presenta similitudes con las rocas del Popocatepétl en sus valores de tierras raras y muestra una ligera anomalía negativa de Eu (característica de rocas ígneas) más sin embargo su isotopía es muy diferente a la de una roca ígnea, asemejándose más a los valores de una roca sedimentaria carbonatada. Lo anterior nos lleva a pensar que el xenolito ARV puede ser un fragmento de roca ígnea muy cercano a la aureola de metasomatismo (la presencia de clinopiroxeno granular con altos valores de Ca y bajos valores de Na puede ser diagnóstico), que conservó sus valores de tierras raras pero que tuvo un cambio sustancial en su isotopía, heredando los valores de una roca carbonatada. Si asumimos que un basamento calcáreo está directamente por debajo del Volcán Popocatepétl y consideramos nuestro modelado geoquímico como válido (Fm. Morelos con mismo valor de Nd que ARV y 250 ppm de Sr) se puede considerar que las calizas de la Fm. Morelos han contribuido a la contaminación de las rocas del volcán. Sin embargo, es necesario continuar con el estudio isotópico de las calizas de la Fm. Morelos con el fin de hacer modelados e investigar que tanta influencia tienen los carbonatos en las rocas del Volcán Popocatepétl.

Como conclusión final podemos asegurar que se cumplió de manera satisfactoria nuestro objetivo principal que era obtener, si no los primeros, sí nuevos datos isotópicos de las paleoestructuras del Volcán Popocatepétl y a su vez contar con más datos para entender los posibles procesos petrogenéticos que dieron origen al volcán y que en la actualidad lo mantienen en actividad.

BIBLIOGRAFÍA

- Anguita, F., Verma, S., Márquez, A., Vasconcelos-F., M., López, I., Laurieta, A., 2001. Circular features in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107, 265-274.
- Arciniega-Ceballos, A., Valdes-Gonzalez, C., Dawson, P., 2000. Temporal and spectral characteristics of seismicity observed at Popocatepetl volcano, central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 207-216.
- Armienta, M., Martín-Del Pozzo, A., Espinasa, R., Cruz, O., Cenicerros, N., Aguayo A., Butrino, M., 1998. Geochemistry of ash leachates during the 1994-1996 activity of Popocatepetl volcano. *Applied Geochemistry*, 13 (7), 841-850.
- Barker, D., 1983. *Igneous Rocks*. Englewood Cliffs, New Jersey. Prentice Hall (ed.), 417 pp.
- Campa-Uranga, M. F., and Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Cantagrel, J., and Robin, C., 1979. K-Ar dating of Eastern Mexican volcanic rocks, relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114.
- Carrasco, G., Silva, L., Delgado, H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. *Geología y paleomagnetismo del Popocatepetl*. Comunicaciones técnicas. Serie Investigación Instituto de Geofísica, UNAM, No 33.
- Danyushevsky, L., Mc Neill, A., Sobolev, A., 2002. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derive magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology*, 183, 5-24.
- De Cserna, Z., 1971. Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in México. *Geologische Rundschau*, 60, 1488-1513.
- Delgado-Granados, H., 1997. The glaciers of Popocatepetl Volcano (Mexico): changes and causes. *Quaternary International*, 43/44, 53-60.
- Delgado-Granados, H., Cárdenas, L., Piedad, N., 2001. Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 108, 107-120.
- Demant, A., 1978. Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, Instituto de Geología, Revista 2, 172-187
- Demant, A., y Robin, C., 1975. Las fases del volcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. Instituto de Geología Revista 1, UNAM, 70-82.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons (ed.), 589 pp.

- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v III, 84-92.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27 (4), 303-306.
- Fisher, R., y Schmincke, H-U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag (ed.), 472 pp.
- Fries, D. Jr., 1960. Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región centro meridional de México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, 60, 206-236.
- Fries, D. Jr., 1965. Hoja Cuernavaca con resumen de la geología del estado de Morelos. Instituto de Geología, UNAM.
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Jenschky, W., 1978. Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, MC 24, 8 and map 1 : 200 000.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 839-857.
- Hernández-Romano, U., 1999. Facies, stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos platform, southern Mexico. PhD thesis, University of Reading, 140 pp.
- Mackenzie, J., and Canil, D., 1999. Composition and thermal evolution of cratonic mantle beneath the Central Archean Slave Province, NWT, Canada. *Contributions to Mineralogy*, 134 (4), 313-324.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., Verma, S., 1999a. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin ?. *Geology*, 27, 51-54.
- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J., 1999b. Tectonics and Volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 25-150.
- Molnar, P., and Sykes, L. R., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1639-1684.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, E., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 383-394.
- Mooser, F., 1969. The Mexican Volcanic Belt, structure and development, formation of fractures by differential crustal heating. Simposio Latinoamericano del Manto Superior, Parte 2, 15-22.
- Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt, structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.

- Mooser, F., Meyer-Abich, H., McBirney, A., 1958. Catalogue of active volcanoes of the world, part VI, Central America. International Volcanology Association, Italy, 36 pp.
- Mooser, F., and Maldonado, M., 1961. Pene-contemporaneous tectonics along the Mexican Pacific coast. *Geofísica Internacional*, 1, 1-20.
- Mooser, F. M., Nairn, A. E. M., Negendank, J. F. W., 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63, 451-483.
- Nixon, T., 1979. Magnesian andesites of the trans-Mexican volcanic belt: Role of lithosphere thickness in determined along-arc variations of calc-alkaline magmas. *Geological Society of America Abstracts with programs*, 11, 487.
- Nixon, T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514-523.
- Nixon, G., 1989. The geology of Iztaccihuatl Volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 219, 57 pp.
- Nixon, G., Demant, A., Armstrong, R., Harakal, J., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26 (1), 109-158.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R., Speed, R., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. In: *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions* Boulder, Colorado. Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Volume. Speed, R. C. (ed.), 265-305.
- Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1987. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. R. S. Thorpe (ed.), 525-548.
- Pearce, J. A., 1983. The roll of sub-continental lithosphere in magma genesis and destructive plate margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. C. J. Hawkesworth & M. J. Norry (eds.), 230-249.
- Robin, C., and Boudal, Ch., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 115-130.
- Rollinson, H., 1995. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group UK (ed.), 352 pp.
- Schaaf, P., Siebe, C., Stimac, J., 1996. Popocatepetl volcano and its Sr and Nd isotopic composition. AGU fall Meeting, San Francisco, EOS 77 (46), F810.

- Schaaf, P., Stímac, J., Siebe, C., Macías, J. L., 2003. Magmatic processes at Popocatepetl Volcano, México: petrology, geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopes. Geological Society of America. *Sometido*.
- Sedlock, R., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. Geological Society of America Special Paper, 278, 141 pp.
- Sheth, C., Torres-Alvarado S., Verma P., 2000. Beyond subduction and plumes: a unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, 42, 1-13.
- Shubert, D., and Cebul, S., 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican volcanic Belt. *Tectonophysics*, 101, 159-165.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L., Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central México: Past key to the future ? *Geology*, 24 (5), 399-402.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., 1997. Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental basin, east-central México. Pre-meeting excursion fieldtrip guidebook No 4, January 12-18: Puerto Vallarta, México, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly, 88 pp.
- Siebe, C., Schaaf, P., Urrutia-Fucugauchi, J., 1999. Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central México. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (110), 1550-1562.
- Venegas, S., Herrera, J., Maciel, R., 1985. Algunas características de la faja volcánica mexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*, 24 (1), 47-81.
- Verma, S., 1999. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 151-171.
- Villa, C., 1997. Popocatepetl: mitos, ciencia y cultura (un cráter en el tiempo). México. Plaza y Valdez (ed.), 170 pp.
- Wallace, P., Carmichael, I., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135 (4), 291-314.
- White, S., 1981. Neoglacial to recent glacier fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico. *Journal of Glaciology*, 27 (96), 359-363.
- Williams, H., Turner, F. J., Gilbert C. M., 1980. Petrografía, Introducción al Estudio de las Rocas en Secciones Delgadas. C.E.C.S.A. (ed.), 429 pp.
- Wilson, M., 1993. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. Chapman & Hall (eds.), 466 pp.