

01123
1



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

PERFIL ISOTOPICO DE SR, ND Y PB DEL VOLCAN NEVADO DE TOLUCA, CENTRO DE MEXICO.

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
I N G E N I E R O G E O L O G O
P R E S E N T A :
BENJAMIN DOMINGUEZ HEREDIA



DIRECTOR DE TESIS:
M. EN C. GABRIELA SOLIS PICHARDO

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

MEXICO, D. F.

MAYO DE 2003



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-0006

SR. BENJAMÍN DOMÍNGUEZ HEREDIA
Presente

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de UNAM a difundir en formato electrónico el contenido de mi trabajo.

NOMBRE: Benjamín Domínguez Heredia

FECHA: 14 de Mayo 03

FIRMA: Benjamín Domínguez

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

PERFIL ISOTÓPICO DE SR, ND Y PB DEL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA, CENTRO DE MEXICO

- I INTRODUCCIÓN
 - II METODOLOGÍA DE TRABAJO
 - III GEOLOGÍA REGIONAL
 - IV ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS DEL VOLCÁN
 - V PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA
 - VI DISCUSIÓN Y 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., el 8 de enero de 2003
EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

GFB*RLLR*gtg

P

Porque ésta es la tierra en que nací... Tengo un pacto de sangre con mi pueblo.

Dedicatoria.

Til min ægtefælle Susanne Sørensen. Dette værk er til dig. Tak for din støtte og tålmodighed.

Este trabajo es dedicado a mis padres por apoyarme siempre, esto es para y por ustedes Dolores Heredia y Leopoldo Domínguez...

A mis hermanos, Rubén, Rosa y Polo, sigan luchando por lo que quieren...

A mis amigos, los que están y los que ya no están, siempre estaré recordándolos...

A la Universidad Nacional Autónoma de México, mi adorada casa.

Agradecimientos.

Espero que las personas omitidas en estos agradecimientos no se sientan ofendidas. El orden cronológico de estos agradecimientos no es importante, solo quiero resaltar hechos y personas que alteraron la percepción de mi vida y de lo que en ella se manifestaba. Quiero primero agradecer a mis padres y a mis hermanos por estar conmigo en las temporadas buenas y malas. Tak til min ægtefælle, Susanne Sørensen, for at følge mig på livets vej, for alt hvad jeg har kunnet lære af dig i den tid vi har været sammen. Tak for din tålmodighed og din kærlighed. Tusinde tak til John og Edel for jeres støtte under mit ophold i Danmark, for at interessere jer for mit arbejde og spørge til hvordan det går mig, samt for jeres tålmodighed ang min returejse til Danmark.

Creo que puedo dividir en etapas mi vida estudiantil. La primer etapa fue feliz y quiero agradecer a todos aquellos que me acompañaron en ese lapso de vida. La segunda etapa estudiantil, quedo representada con mi entrada a la universidad, en ella he pasado los mejores momentos de mi vida. Gracias a todos los profesores de ciencias básicas, por mostrarme lo impersonales que pueden ser las clases, a los compañeros Marquiño, Oscar, Alex, Shaman, Humberto, Marcela y demás, porque tuvieron algo que ver con mi desarrollo académico y social, a las proyecciones de cine por parte de estudiantes de otras facultades y de la mía, a todo el aparato cultural de la universidad (CCU, UNIVERSUM, MUCA, Museo del Chopo), a islandia, a la huelga, etc.

Ya en las materias de Geología, quiero agradecer a Gustavo Tolson por ser mi primer profesor en esta grandiosa carrera, a todos los demás profesores, en Geología, por mostrar compromiso docente y fraterno, desde mi perspectiva claro. Gracias a los chóferes y personal del gabinete de Geología que hicieron posible que las salidas al campo fueran seguras. Mi más sincero agradecimiento a Jorge Nieto y Alfredo Victoria por sus comentarios y correcciones en la realización de este trabajo.

Con mi entrada a los institutos, se comienza otra de las mejores épocas que he vivido, en ella quiero agradecer sinceramente a todo el equipo de trabajo del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) por guiarme y apoyarme. A Peter, Raymundo, Teodoro, María del Sol, Juan Julio y Gabriel ¡¡¡¡muchas gracias por sus enseñanzas!!!!. Sin embargo, quiero extender un agradecimiento muy especial hacia la

Maestra Gabriela Solís por haberme invitado a formar parte de ese grupo tan particular, siempre estaré agradecido con usted.

En el Instituto de Geología quiero agradecer a Consuelo y José Luis por su amistad. Gracias a todos los investigadores que laboran en él, por hacer de la Geología una de la ciencias más apasionantes. También quiero agradecer a José Luis Macías, José Luis Arce, Alberto García Palomo y Lia Carreras por el material facilitado en este trabajo.

No quiero dejar de reconocer a mis más queridos amigos de la escuela, gracias a Giovanni, Yardenia, Myriam, Liliana, José Luis, Aldo, John, Héctor, Marcos, Miguel, Cesar y Fermín, con ustedes he pasado temporadas inolvidables, las mejores, espero que estemos en comunicación constante y que sean felices.

Por último quiero agradecer al Instituto de Geología por la beca de servicio social y al Consejo Nacional de la Ciencia y la Tecnología (CONACYT), por la beca otorgada mediante el proyecto CONACYT 32330-T.

Resumen.

El volcán Nevado de Toluca se encuentra en el límite entre el sector central y oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, es un estratovolcán compuesto de composición andesítico-dacítica de edad Plioceno superior-Holoceno.

Los estudios vulcanológicos y cartográficos efectuados en el volcán permitieron efectuar un estudio de geoquímica con respecto a la edad. Varios autores han subdividido a los depósitos generados por el volcán en dos grandes unidades. Una de ellas, la más antigua, corresponde a una serie de flujos de lava color gris claro y de textura porfídica, ésta constituye el edificio volcánico. La otra unidad es más joven y se encuentra compuesta por una compleja secuencia de depósitos piroclásticos que mantengan los flancos del volcán, todos ellos emplazados durante los últimos 100,000 años.

En este trabajo se trata de determinar las variaciones químicas de los depósitos, para tratar de identificar los procesos por los cuales tuvo lugar la evolución magmática del volcán. Con la ayuda de gráficas bivariadas (de elementos mayores, traza e isótopos) y trivariadas, se logró corroborar cambios en la química de los depósitos del volcán. También, con el fin de identificar la fuente magmática y/o su posible proceso evolutivo, se compararon los datos isotópicos obtenidos de Sr, Nd y Pb, con las diferentes fuentes del manto y otras bases de datos como las de la corteza inferior, corteza superior, MORB, etc.

Las muestras tomadas de la columna estratigráfica propuesta por otros autores, muestran en las gráficas bivariadas de elementos mayores y traza dos diferentes tendencias, quedando representadas dos diferentes series de cristalización fraccionada. Para obtener resultados veraces de geoquímica isotópica, se necesitó hacer previamente un trabajo petrográfico con el fin de observar la factibilidad de las muestras y las variaciones mineralógicas entre cada una. En la petrografía se encontró, de igual forma, dos conjuntos diferentes de muestras con diferencias petrográficas.

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca.

La interpretación efectuada de las gráficas bivariadas de elementos mayores, traza, isótopos y de la petrografía, se pueden discernir dos diferentes tendencias. Por lo tanto y de las interpretaciones efectuadas, se tiene que las posibilidades para la evolución de estas rocas incluyen la asimilación (de rocas antiguas y jóvenes), la recarga de material, una cámara magmática con un zoneamiento muy marcado entre la fase andesítica y dacítica y/o dos cámaras magmáticas a dos diferentes niveles corticales.

Resumen		i
1. Introducción		01
1.1	Antecedentes	04
1.2	Generalidades	07
1.2.1	Localización y vías de acceso	07
1.2.2	Clima y vegetación	10
1.2.3	Fisiografía	11
1.3	Objetivos	12
2. Metodología de Trabajo		13
2.1	Trabajo de campo	13
2.2	Trabajo de laboratorio	16
2.2.1	Triturado y digestión	16
2.2.2	Separación de elementos	17
2.2.3	Espectrometría de masas	19
2.3	Trabajo de gabinete	20
3. Geología Regional		22
3.1	Marco geológico regional	22
3.1.1	Faja Volcánica Transmexicana	22
3.1.2	Geología del Nevado de Toluca	24
3.1.2.1	Geología regional del Nevado de Toluca	24
3.1.2.2	Geología estructural del Volcán Nevado de Toluca	30
4. Estratigrafía de los Depósitos del Volcán Nevado de Toluca		34
4.1	Relaciones estratigráficas de los depósitos	34
5. Petrografía y Geoquímica		43

5.1	Petrografía de las muestras	43
5.2	Geoquímica	45
5.2.1	Geoquímica de elementos mayores	46
5.2.2	Geoquímica de elementos traza	53
5.2.3	Geoquímica isotópica	64
5.2.3.1	Radioactividad	64
5.2.3.2	Decaimiento radioactivo y tipos de decaimiento	65
5.2.4	Sistemas isotópicos	69
5.2.4.1	Sistema isotópico Rb-Sr	69
5.2.4.2	Sistema isotópico Sm-Nd y la notación ϵ Nd	71
5.2.4.3	Sistema isotópico U, Th-Pb	72
5.3	Perfil isotópico de Sr, Nd y Pb para los depósitos del volcán.	73
6.	Discusión y Conclusiones	80
6.1	Discusión de resultados	80
6.2	Conclusiones	83
Anexo.		86
Bibliografía		93
Epilogo de tesis		a

1. Introducción.

Dado que es necesario conocer nuestro planeta y cómo funciona para nuestra supervivencia y bienestar, el tratamiento de temas relacionados con el origen de las magmas y de la química de las rocas tienden a ser fundamentales. Estos temas siempre han sido una parte importante en el estudio de las Ciencias de la Tierra, en particular en la actividad volcánica, ya que la humanidad tiene viviendo con los volcanes desde sus primeros tiempos. La actividad volcánica y magmática no sólo acarrea un sinnúmero de consecuencias desastrosas para las sociedades, sino también grandes beneficios, como por ejemplo la fertilidad de los suelos que hacen atractivo a las comunidades asentarse alrededor de los volcanes o como la implementación de plantas geotérmicas para la producción de energía eléctrica. Es sabido además, que muchos depósitos minerales metálicos están asociados a vulcanismo y a la actividad magmática en el interior de la Tierra. Por ello, la importancia de saber la distribución de los elementos en la corteza y de la evolución en los procesos petrológicos asociados a los cuerpos magmáticos.

La petrología ígnea ha experimentado en los últimos 45 años progresos notables con respecto a los periodos anteriores del inicio del siglo pasado y antepasado. Este desarrollo de la petrología y de las Ciencias de la Tierra en general, se encuentra ligado con el incremento de los estudios multidisciplinarios y su fuerte convergencia con ramas de otras ciencias como son la física, la biología y en particular la química.

La tectónica de placas, por otra parte puede definirse como una teoría compuesta por una variedad de ideas que explican el movimiento observado de la litósfera terrestre por medio de los mecanismos de subducción y expansión del fondo oceánico. Los volcanes se forman a lo largo de los límites convergentes y divergentes de placas (Figura 1). No obstante, el fenómeno de subducción de la litósfera debajo de la corteza continental es la mayor causa de la actividad volcánica a lo largo del tiempo (desde el arqueano hasta el reciente). El vulcanismo es entonces, un fenómeno geológico de gran importancia, puesto que demuestra la dinámica interna de la Tierra y de otros planetas en el sistema solar. Desde el punto de vista del peligro que representan las erupciones volcánicas, las de tipo explosivo son mucho más peligrosas que las de tipo efusivo.

PAGINACIÓN DISCONTINUA

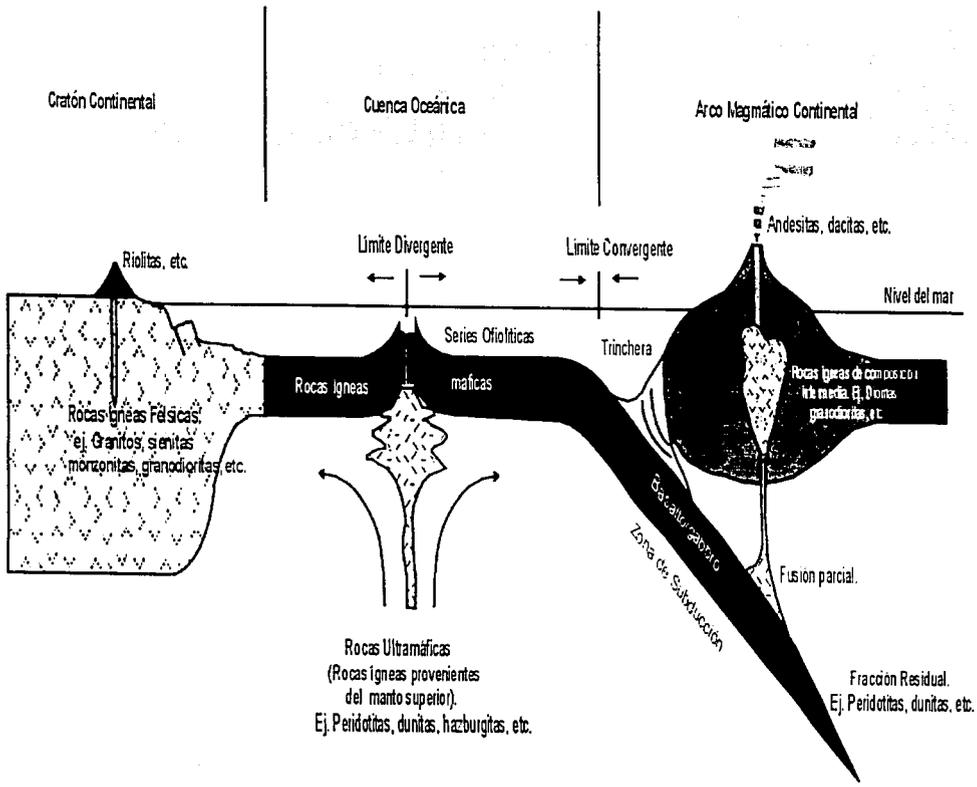


Figura 1. Esquema donde se muestra la configuración de los límites de placas. También se muestra la composición de las rocas ígneas generadas por la fusión de un basamento cristalino por una pluma convectiva del manto y de la fusión de la litósfera oceánica.

Debido a la tectónica de placas, las rocas ígneas son los constituyentes más abundantes de la corteza terrestre; su característica principal es la de estar formadas a partir de un fundido llamado magma. El magma es una solución compleja de varios tipos de compuestos y elementos a presiones y temperaturas elevadas.

La naturaleza magmática en cada una de las regiones donde se genera vulcanismo es diferente; por ejemplo, en las crestas mesoceánicas, donde se está generando corteza oceánica nueva, la composición de las rocas es máfica y proviene directamente del manto mediante erupciones de tipo efusivo. Por otro lado, en donde las placas tectónicas convergen, la composición de los magmas derivados de la fusión de la litósfera tiene, en muchos casos, variedades en sus composiciones exponiéndose en la superficie por medio de erupciones explosivas. Es por eso que mediante la inspección petrográfica y petrológica de las rocas podemos inferir su génesis y evolución.

La geoquímica, por otro lado, tiene como finalidad, tratar de determinar la distribución y evolución de los elementos químicos así como de sus isótopos en la Tierra obtenidos a partir de resultados analíticos. Estos resultados son indispensables para determinar edades de rocas y minerales. Con ellos se puede mostrar una posible evolución petrogenética para distintos conjuntos de rocas y sustenta, con la debida interpretación, modelos tectónicos propuestos para la evolución de la corteza terrestre. La mineralogía y geoquímica han sido favorecidas también por la ampliación de técnicas refinadas de análisis como la espectrometría de masas, espectrometría de absorción atómica y de emisión de plasma, fluorescencia y difracción de rayos X, cromatografía de iones, así como la microscopía electrónica. Estas técnicas son las que han permitido determinar concentraciones de elementos, presentes en las rocas y minerales, en bajas cantidades (ppm) con alta precisión.

A la fecha, existen numerosos estudios enfocados a las descripciones petrológicas, a los procesos vulcanológicos y a la geoquímica de las rocas de la Faja Volcánica Transmexicana. No obstante, la información relacionada a la isotopía de los diferentes centros volcánicos mayores del país es aún muy escasa. Este problema en la escasez de información isotópica, implica problemas en la interpretación de ciertos procesos relacionados con la petrogenesis de las rocas volcánicas que cubren gran parte del territorio nacional. Es por eso que el origen y evolución de las rocas ígneas, es mejor

comprendido en mayor detalle basándose en la combinación de interpretaciones mineralógicas, geoquímicas e isotópicas.

1.1 Antecedentes.

En México se han llevado a cabo estudios de geoquímica isotópica utilizando diferentes métodos (Sr, Nd y Pb) cuya utilidad depende del tipo de roca, edad tentativa y condiciones geológicas de formación. Los primeros fechamientos efectuados por el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), se realizaron en la década de los setenta. Hoy en día se cuenta con un sólo laboratorio (LUGIS), en todo el territorio nacional, que cuenta con la tecnología apropiada para hacer estudios de fechamientos de Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb y K-Ar, así como de la determinación de proporciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, localizado en los Institutos de Geofísica y de Geología de la UNAM, en donde se realizaron los análisis de este trabajo.

Geológicamente, en México se tienen reconocidos al menos tres arcos magmáticos continentales mayores o de grandes dimensiones (Figura 2). La Sierra Madre Occidental (SMO), la Sierra Madre del Sur (SMS; dividida en la Secuencia Volcánica Interior y en los Batolitos de la Margen Pacífica) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). En ellos se han realizado un número variado de estudios geológicos, petrológicos y geoquímicos.

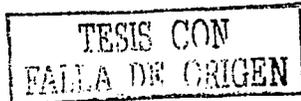




Figura 2. Mapa esquemático de México donde se muestra la ubicación de los tres arcos magmáticos continentales de grandes dimensiones: SMO = Sierra Madre Occidental; FVTM = Faja Volcánica Transmexicana; Sierra Madre del Sur dividida en SVI = Secuencia Volcánica Interior, en adición a los Batolitos de la Margen Pacífica (BMP). Se muestra también la ubicación del Volcán Nevado de Toluca dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (Modificado de Martiny *et al.*, 2000).

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco magmático continental activo, producto de la subducción de las placas Rivera y Cocos debajo de la placa Norteamericana. Se extiende en dirección este-oeste desde el Estado de Veracruz hasta los Estados de Jalisco y Nayarit, con una longitud de más de 1,000 km y con anchos variables de hasta 150 km (Mooser, 1972; Demant y Robin, 1975). Estructuralmente, la Faja Volcánica Transmexicana no puede ser visualizada como una sola entidad uniforme. Muchos estudios basados en las direcciones de fracturamiento y campos de esfuerzos dividen a este arco magmático continental en tres grandes sectores (Occidental, Central y Oriental; Figura 3) sujetos a diferentes estilos tectónicos (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988).

Dentro de este arco magmático se localiza el volcán Nevado de Toluca ubicado en el límite entre el sector central y oriental. Es un estratovolcán compuesto de composición

andesítico-dacítica de edad Plioceno superior-Holoceno (Bloomfield y Valastro, 1974). Tiene un cráter elongado en dirección este-oeste, las magnitudes de su eje mayor y menor son de 2 por 1.5 km respectivamente. En el centro del cráter se encuentra un domo dacítico denominado El Ombligo, que divide a los lagos del Sol y de La Luna (Cantagrel *et al.*, 1981). En los primeros estudios acerca del Volcán Nevado de Toluca, se describen los rasgos geológicos generales además de las características geomorfológicas de la zona. Por ejemplo, la descripción de la cima del volcán denominada como Pico del Fraile y de cómo el cráter tiene una forma de herradura abierta en dirección este (Ordóñez, 1902; Otis, 1902; Flores, 1906; Waitz, 1909).

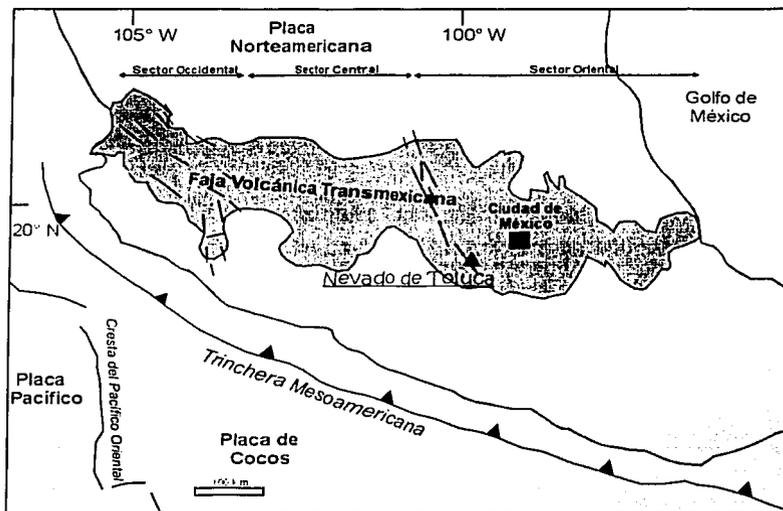


Figura 3. Mapa esquemático de México donde se muestra la ubicación del Volcán Nevado de Toluca dentro de la subdivisión de la Faja Volcánica Transmexicana (Modificado de Aguirre-Díaz *et al.*, 1997).

De acuerdo con el modelo tectónico de México propuesto por Johnson y Harrison (1990), el Volcán Nevado de Toluca está localizado dentro del bloque Guerrero (Figura 4). Este bloque se encuentra limitado al norte por el sistema de fallas Chapala-Tula y al sur por el sistema de fallas Chapala-Oaxaca. En este modelo, el Nevado de Toluca muestra una serie de fallas normales en dirección NNW-SSE, siguiendo el patrón de

deformación de Cuenclas y Sierras (Basin and Range) expuesta en el suroeste de Estado Unidos y noroeste de México (Demant, 1978; Suter *et al.*, 1992). Estos sistemas de fallas fueron originalmente identificados como fracturas mayores en el área de Toluca-Ciudad de México (Mooser, 1969; Mooser y Maldonado-Koerdell, 1961).

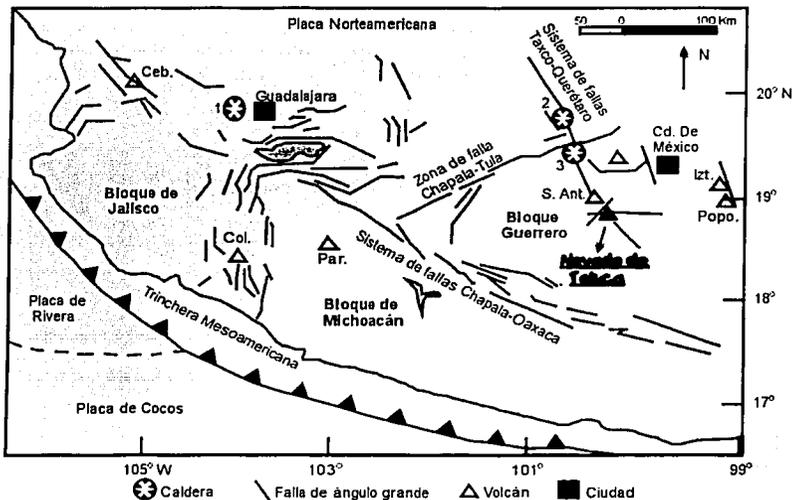


Figura 4. Mapa esquemático donde se muestra la ubicación del Volcán Nevado de Toluca dentro del entorno tectónico del centro de México. Ceb = Ceboruco; Col. = Volcán de Colima; Par. = Parícutín; S. Ant. = Volcán San Antonio; Izt. = Iztaccíhuatl; Popo. = Popocatepetl. La numeración expresa: 1. La Primavera; 2. Caldera de Amealco; 3. Caldera Mazahua (modificado de Johnson y Harrison, 1990).

1.2 Generalidades.

1.2.1 Localización y vías de acceso.

El Estado de México, se localiza en la porción central del la República Mexicana, entre los paralelos 18° 25' y 20° 17' latitud norte y los meridianos 98° 33' y 100° 35' de longitud oeste. La capital del estado es la Ciudad de Toluca de Lerdo. El territorio

estatal limita al norte con los estados de Querétaro e Hidalgo, al este con los estados de Puebla y Tlaxcala; con el estado de Michoacán al oeste y con los estados de Guerrero, Morelos y la Ciudad de México al sur (Figura 5).

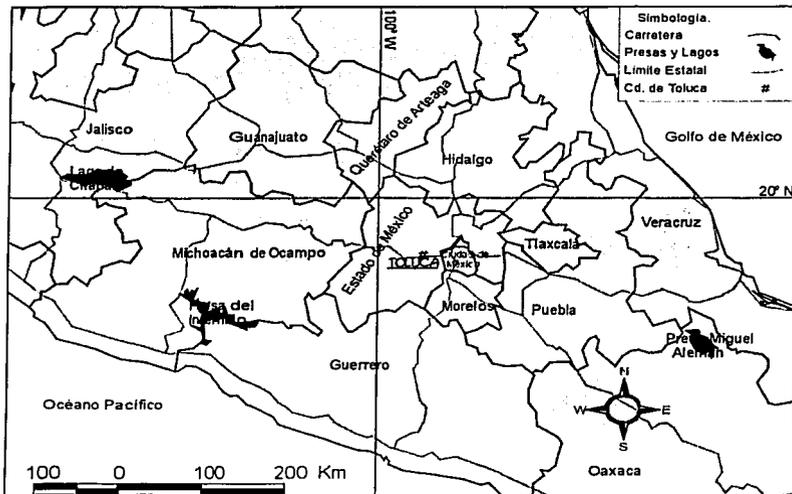


Figura 5. Mapa de ubicación del Estado de México en la geografía del centro de México. Se muestran los estados que limitan con la entidad federativa antes mencionada, así como las principales carreteras federales. El mapa se encuentra generado en Arc View con la proyección de Mercator esférico, el meridiano central es 102°.

El Estado de México se encuentra constituido por 122 municipios, con una población total de 13'096,686 habitantes (INEGI, 2000). Como elemento básico de industrialización y desarrollo de esta entidad federativa, se cuenta con 16 plantas generadoras de energía (12 de las cuales son hidroeléctricas y cuatro termoelectricas), un ducto para el transporte de combustible y un centro de distribución de hidrocarburos.

El Volcán Nevado de Toluca o Xinantécatl (hombre desnudo en náhuatl), se encuentra en la parte central del Estado de México, a 23 km al suroeste de la ciudad de Toluca de Lerdo y a 80 km al suroeste de la Ciudad de México entre la latitud 19° 09' N y longitud

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca

99°45' W, es la cuarta cumbre más alta del país con 4,686 metros sobre el nivel medio del mar.

Las vías de comunicación que interconectan a los poblados incluyen varias carreteras pavimentadas como la autopista No. 134 que lleva de Toluca a Temascaltepec, la autopista No. 55 que corre de Toluca a Ixtapan de la Sal y la carretera No. 10, que se conecta con la autopista No. 134 y que llega hasta la población de Sultepec. También existe un camino de terracería que conecta al pueblo de Raíces con el cráter del Volcán (Figura 6).

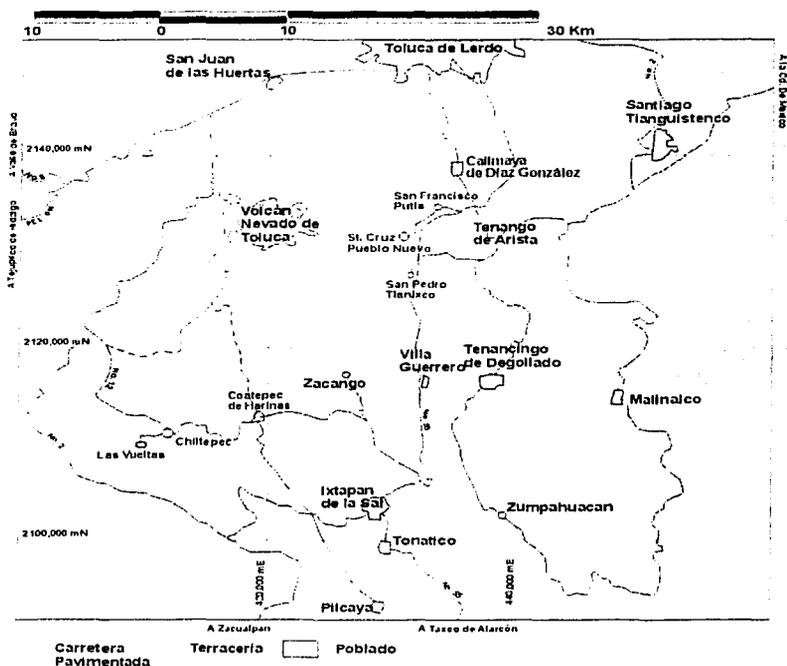


Figura 6. Mapa donde de ubicación de las vías de comunicación que interconectan a los poblados asentados alrededor del volcán Nevado de Toluca, así como las carreteras que permiten su acceso (Plantilla de la carta condensada del Estado de México publicada por INEGI en internet, 2003).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.2.2 Clima y Vegetación.

El Estado de México presenta en su territorio una gran diversidad de climas que van desde cálidos hasta frío y del semiseco al húmedo. La ubicación geográfica, la altitud y la orientación del relieve, son factores que ocasionan esta gran diversidad de climas y de fenómenos atmosféricos. En resumen, según la clasificación de Köppen, el clima predominante en el Estado de México es el templado, abarcando una extensión aproximada del 68% del territorio de la entidad. El régimen térmico anual oscila entre los 10° y 18° C, con una precipitación media anual de entre 800 y 1,200 mm (COREMI, 1996).

El clima semifrío se encuentra en las zonas que bordean a los principales sistemas montañosos, como por ejemplo la Sierra Nevada, la Sierra de las Cruces y el Volcán Nevado de Toluca. La temperatura media anual en estos sistemas varía de entre 4° a 0° C, con una precipitación media anual de entre 1,200 y 1,300 mm. Los climas frío y semifrío ocupan aproximadamente el 11% de la superficie total del estado (Figura 7).

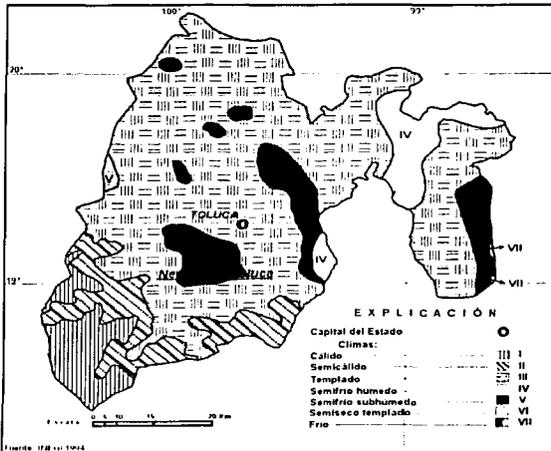


Figura 7. Mapa donde se muestra la distribución de los climas dentro del entorno geográfico del Estado de México (Modificado de INEGI, 1994).

Los tipos de vegetación en el estado están delimitados de acuerdo a la fisiografía y condiciones climáticas. En el suroeste del estado se tiene un clima cálido a semicálido

Capítulo I. Introducción.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

que proporciona una vegetación de tipo bosque de encino o pino, selva baja caducifolia y pastizal. En las zonas aledañas al volcán, la vegetación está compuesta por bosque de pino.

1.2.3 Fisiografía.

El Estado de México es parte de dos provincias fisiográficas (Figura 8). Una corresponde a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cual ocupa la mayor parte de la superficie estatal; y la otra es la Sierra Madre del Sur (SMS), en la parte más austral de la entidad.

La Faja Volcánica Transmexicana se encuentra dividida en tres subprovincias, mientras que la Sierra Madre del Sur en dos. El Volcán Nevado de Toluca se encuentra en la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Transmexicana, subprovincia de Lagos y Volcanes de Anáhuac. Esta subprovincia ocupa 14, 315.69 km² (61.6% de la superficie total del estado), abarcando 84 municipios totalmente y 18 parcialmente (INEGI, 2002).

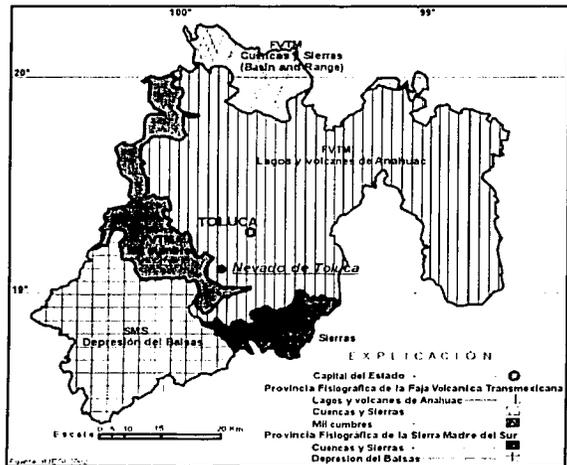


Figura 8. Mapa donde se muestra la distribución de las provincias y subprovincias fisiográficas dentro del entorno del Estado de México (Modificado de INEGI, 2002).

1.3 Objetivos.

La geoquímica es una disciplina importante que nos permite clasificar, discriminar, determinar la fuente de aporte de los magmas e inferir procesos evolutivos de las rocas volcánicas mediante su isotopía. Los procesos por los cuales las rocas ígneas evolucionan (cristalización fraccionada, asimilación cortical, mezcla, etc.) son imperfectamente conocidos y sólo en algunos casos se pueden inferir modelos cuantitativos de ellos. Así, en México se tienen pocos datos disponibles de isotopía que nos pudieran ayudar a indagar sobre los procesos que tienen lugar durante la evolución de los magmas de los grandes estratovolcanes. En el caso de esta tesis, se trata de esclarecer si existen variaciones geoquímicas a lo largo del tiempo, como aproximación preliminar, de los diferentes productos expelidos por el volcán. Por tal motivo se tienen los siguientes objetivos de trabajo:

1. Caracterizar geoquímicamente los principales eventos del volcán Nevado de Toluca, tomando como base la estratigrafía preexistente para determinar si hay variaciones en el magma precursor.
2. Proponer un perfil isotópico de Sr, Nd y Pb con respecto del tiempo, con el fin de identificar posibles cambios en los procesos magmáticos.
3. Aportar datos geoquímicos que contribuyan a la base de datos en la parte centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana.

2. Metodología de trabajo.

El trabajo realizado consistió de tres partes fundamentales: trabajo de campo, de laboratorio y de gabinete. Todo bajo la supervisión y ayuda del equipo de trabajo del LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica) de los Institutos de Geología y de Geofísica de la UNAM.

2.1 Trabajo de campo.

En el trabajo de campo se reconocieron las diferentes características de los depósitos del volcán Nevado de Toluca, descritas por diferentes autores desde la década de los setenta hasta la fecha. Se identificó el tamaño de las partículas, los diferentes procesos de depósito y las relaciones estratigráficas entre ellos. Las muestras colectadas se ubicaron tanto en el mapa topográfico como en un mapa geológico, obteniendo así una base de datos de las muestras y de los afloramientos.

Idealmente, las rocas ígneas seleccionadas para los análisis geoquímicos deben ser completamente frescas, aunque algunas veces no es el caso. Por ejemplo, las muestras colectadas del piso oceánico pueden ser probablemente sujetas a algún tipo de alteración, incluso pueden estar sujetas a alteración por el agua de mar. Muchos cuerpos ígneos plutónicos emplazados o en emplazamiento, están sujetos a alteración en sus fronteras, esto por agua subterránea que circula en los alrededores o por la roca encajonante. Igualmente, rocas ígneas metamorfozadas pueden ser modificadas químicamente, probablemente por la interacción con una fase fluida que controle las condiciones termales durante el metamorfismo.

En el caso de las muestras del Nevado de Toluca se recolectaron las muestras menos alteradas posibles. Para los depósitos de caída del volcán se colectaron pómez en diferentes tamaños para poder quitar, en el caso de que existiera, posible alteración ya sea por agua que circula subterráneamente o por la alteración de agua superficial.

En total se colectaron 18 muestras de las cuales: dos se tomaron en un afloramiento de lavas en la terracería que sube al volcán (Fotografía 1a; para ubicar los poblados ver figura 6 y figura 12), tres en la localidad de Puerta Grande (Fotografía 1b, 5 km al poniente de Ixtapan de la Sal), cinco en la localidad de Zacango (Fotografía 1c), dos en

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca

la localidad de San Juan de las Huertas (Fotografía 1d), una de la carretera que lleva de la Ciudad de Toluca a Ixtapan de la Sal, dos a en un costado del Cerro Tepehuisco en San Francisco Putla (Figura 9e), dos fueron del domo del cráter denominado El Ombligo (Figura 9f) y una del labio noroccidental del volcán. Las muestras recogidas del campo fueron de entre 10 y 15 kg de peso, en el caso de las lavas, y de entre 2 y 4 kg en el caso de los depósitos de caída. Las muestras pasaron por una inspección visual preliminar, ésto con la finalidad de que no se procesaran muestras que tuvieran algún tipo de alteración postmagmática.

El trabajo de laboratorio para estudios geoquímicos es bastante extenso. Sin embargo, los análisis químicos de elementos mayores, traza, así como de proporciones isotópicas de rocas y minerales, son indispensables para caracterizaciones petrogenéticas que en muchos casos, sustentan modelos tectónicos relacionados a la evolución de la corteza terrestre y en general sobre la evolución de la Tierra.

La preparación de concentrados minerales y/o de roca total, para la obtención de datos isotópicos y su aplicación en la solución de problemas geocronológicos, requiere de un trabajo minucioso y que idealmente debe realizarse con esmero. Los procedimientos, aquí resumidos, fueron tomados del Manual Interno del LUGIS.

a)



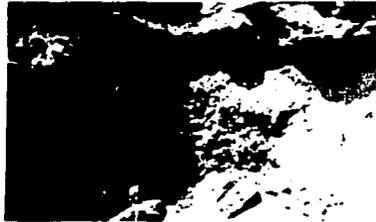
b)



c)



d)



e)



f)

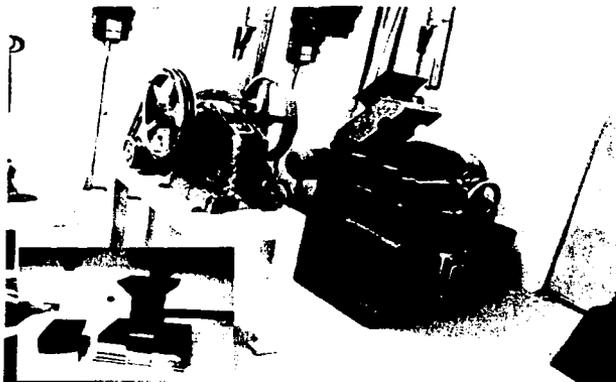


Fotografía 1. Conjunto de fotografías de afloramiento tomadas en las diferentes localidades muestreadas durante este trabajo. a) muestras NT-29 y NT-30; b) muestras NT-22, NT-24 y NT-25; c) muestras NT-7, NT-8, NT-9, NT-10 y NT-11; d) muestras NT-4 y NT-6, e) muestras NT-12 y NT-13; f) muestras NT-15, NT-17 y NT-31.

2.2 Trabajo de Laboratorio.

2.2.1 Triturado y Digestión.

Las muestras del Nevado de Toluca fueron pulverizadas totalmente ya que los análisis que se realizaron eran para roca total. Para la obtención de este polvo, se efectuó el descoste y lavado de las muestras para quitar toda la alteración posible, después se pasaron por máquinas trituradoras de quijadas para hacerlas de menor tamaño (1-3 cm). Posterior al triturado, las muestras se pulverizan hasta llegar a la apariencia del talco ($\approx 60 \mu\text{m}$). Este polvo debe ser homogeneizado y cuarteado para finalmente llegar a la formación de alícuotas de aproximadamente 0.1 a 0.2 g de peso. Cada una de las muestras debe procesarse por separado y se deben limpiar muy bien los instrumentos utilizados para disminuir la probabilidad de contaminación (Fotografía 2).



Fotografía 2. Equipo utilizado en la trituration (quebradora de quijadas a la izquierda, molino de rodillos a la derecha y cuarteador en el recuadro inferior) de las muestras para la determinación de proporciones isotópicas. Fotografías tomadas por Teodoro Hernández.

Ya que son obtenidas las alícuotas, las muestras geológicas que comúnmente son silicatos, se llevan al laboratorio de química ultrapura en donde pasan rutinariamente bajo diversos procedimientos de digestión con ataque de ácidos para la posterior separación química de elementos puros de Sr, Nd y Pb.

Como primer paso de este procedimiento, se pesa cada una de las muestras en bombas de teflón y se llevan bajo campanas de extracción donde se les agrega de 5 a 7 ml de ácido fluorhídrico (HF) ~50%. Se tapan y dejan en parrillas de digestión calentándose ligeramente (80 a 90° C) de manera constante durante al menos 48 horas o hasta disolver toda la muestra. Se destapan y se dejan evaporar a la misma temperatura de digestión, dejando escapar la sílice (en forma de SiF₄), obteniendo un residuo en forma de una pasta compuesta de varios fluoruros (CaF, NaF, RbF, etc.).

Para eliminar el flúor (F) se humedecen las muestras con 3 gotas de ácido perclórico (HClO₄) al 70% y 3 gotas de agua desionizada (MQ), dejándolas evaporar dentro de las campanas de digestión a la misma temperatura que el paso anterior; esto hasta que se seca la muestra dejando un residuo compuesto de cloratos. El uso del ácido perclórico también ayuda a eliminar la materia orgánica que pueda contener la muestra.

Una vez seca la muestra, se le agregan de 5 a 7 ml de ácido clorhídrico (HCl) 6N, dejándose reposar de 1 a 2 horas. Se calienta la solución hasta lograr la evaporación total dejando un residuo compuesto por cloruros. A la solución residual se le agrega ácido clorhídrico 2N, dejándose reposar y calentando muy ligeramente hasta que todo quede en una solución homogénea.

Para las muestras del volcán Nevado de Toluca seleccionadas, se determinó únicamente la composición isotópica. En este caso, se evapora nuevamente el HCl hasta la sequedad total quedando lista para la separación de los elementos requeridos: Sr, Nd y Pb.

2.2.2 Separación de elementos.

La separación de los elementos es un paso fundamental en los análisis isotópicos. La presencia de calcio (Ca) durante las mediciones de estroncio (Sr) y de rubidio (Rb) propicia que la señal emitida sea reducida, por tanto es recomendable que las muestras contengan la menor cantidad de calcio como sea posible. El isótopo ⁸⁷Rb interfiere a su vez con la señal emitida del ⁸⁷Sr. Por lo tanto, las proporciones isotópicas medidas de estroncio deben llevar una corrección por la interferencia del rubidio. Para el samario (Sm) y el neodimio (Nd) interfieren los isótopos con masas 144, 148, 150 así como el ¹⁴²Ce y ¹⁴²Nd.

La separación y concentración de los elementos utilizados en este trabajo de tesis (Sr, Nd y Pb) consistió de dos etapas. En la primera se separan el Sr y todas las tierras raras; mientras que en la segunda etapa se separa el Nd. La separación de estos elementos se lleva a cabo en columnas de intercambio iónico, a partir de una combinación de volumen, tipo y normalidad del ácido. En la tabla 1 se muestra el procedimiento generalizado de la separación por medio de columnas de intercambio iónico para el Sr y las tierras raras. Una vez colectada la fracción que contiene al Sr, se deja evaporar la solución hasta la sequedad total. Así, queda listo este elemento para su medición. De igual manera, se procede con el residuo de tierras raras, quedando listas para la siguiente separación.

Tabla 1. Procedimiento generalizado para separar Sr y REE en columnas de intercambio iónico (tabla tomada del manual interno del LUGIS; <http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/Lugis.html>).

Preparación de las muestras:	Disolución de la muestra en 1,5 ml de 2N HCl y centrifugar 30 minutos.
Preparación de las columnas:	Acondicionar la resina con 30 ml de 2N HCl. Sacar la muestra de las bombas del centrifugado con una pipeta fina, colocarlas directamente en la resina y dejarlas asentar. Con la pipeta, agregar cuatro veces 1 ml de 2N HCl, dejar asentar cada vez. Agregar 16 ml de 2N HCl y dejar pasar totalmente.
Separación de Sr y Tierras Raras:	Agregar 160 ml de 2N HCl. Agregar 10 ml de 6N HCl. Agregar 15 ml de 6N HCl y recuperar la solución con Sr. Agregar 10 ml de 6N HCl. Agregar 25 ml de 6N HCl y recuperar la solución con REE.
Limpieza de columnas:	Agregar 120 ml de -6N.

La solución que contiene a las tierras raras pasa por un siguiente proceso similar para poder separar el Nd de las otras tierras raras. Las columnas utilizadas son también de intercambio iónico, pero a diferencia de las anteriores son de dimensiones menores y se encuentran calibradas con diferente volumen y normalidad de ácido. La preparación de las muestras, las columnas y la limpieza de las mismas, es similar para todas, pero las dimensiones son diferentes, por tanto la cantidad de ácido requerido para la separación puede variar en cada columna.

Una vez colectado el Nd se deja evaporar la solución hasta la sequedad total y queda listo para la medición.

2.2.3 Espectrometría de masas.

En 1918 A. J. Dempster, y W. F. Aston en 1919, diseñaron los espectrógrafos de masas. Estos aparatos fueron utilizados para determinar con precisión la masa de átomos individuales (p. ej.: pesos de isótopos) por medio de la fotografía de un espectro producido. Después, en 1940, A. O. Nier, desarrolló el espectrómetro de masas, que también obtenía el espectro de masa de un haz de iones empleando apropiadamente campos magnéticos y eléctricos. La deflexión de un ion en particular en un campo magnético depende sólo de la proporción de su masa y de su carga eléctrica.

Este aparato tuvo una importancia inmensurable dentro del desarrollo de ciencias como la química, la física y la biología. En las Ciencias de la Tierra, la aplicación de la espectrometría de masas y los aparatos sucesivos han facilitado hacer mediciones e interpretaciones de variaciones en las composiciones isotópicas de ciertos elementos en la naturaleza.

Un espectrómetro de masas es un equipo para separar iones de diferente masa atómica, lo que lo hace un instrumento muy complejo. De manera resumida, este se compone de tres partes fundamentales (Bowen, 1988):

a) **Fuente de iones.** La fuente de iones es el aditivo primario compuesto por una cámara de alto vacío. En ella, se encuentra colocado un filamento de evaporación donde anteriormente se ha depositado la solución del elemento a ionizar térmicamente. La temperatura a la que se que se encuentra depende del elemento del que se esté midiendo, pero oscila entre 200 y 1000° C (para los elementos obtenidos en este trabajo). Estos valores de temperatura son obtenidos al hacer pasar una corriente eléctrica a través de filamentos de renio. Ya que el filamento alcanza la temperatura para poder ionizar el elemento, los iones se aceleran al aplicarles un campo eléctrico de voltaje ajustable, formando un haz por medio de placas espaciadas adecuadamente.

b) **Analizador magnético:** Ya que se forma el haz de iones, éste pasa a través de un campo magnético generado por un electroimán. Al pasar el haz de iones por este campo, los iones son derivados en trayectorias circulares con radios proporcionales a las masas de los isótopos, es decir, los iones mas pesados se desvían menos que los ligeros. Los polos del electroimán tienen forma de prisma lo que provoca que los iones mas pesados continúen en una trayectoria recta e incidiendo a los iones separados a través del tubo analizador o tubo de vuelo o hasta los colectores.

c) **Colector de iones:** Los espectrómetros de masa son variados, pueden estar compuestos de un solo colector o contar con varios. A estos colectores se les llama tazas de Faraday (Faraday Cups) por su forma similar a una taza. Esta parte del equipo es la encargada de convertir el haz de iones en una diferencia de voltaje, es decir el voltaje de aceleración de la fuente y el campo magnético se ajustan para que el haz de iones separado se enfoque a través de la ranura del colector o taza de Faraday. Ya que el haz entró en el colector, este es neutralizado por electrones que fluyen a través de una resistencia alta. La diferencia de voltaje generado a través de las terminales de esta resistencia es amplificada y medida por un voltímetro que alimenta a un registrador gráfico.

Todas las mediciones isotópicas de Sr, Nd y Pb fueron realizadas en el LUGIS, utilizando un espectrómetro de masas de ionización térmica Finnigan MAT 262 con ocho colectores (tazas de Faraday) ajustables.

2.3 Trabajo de Gabinete.

El trabajo de gabinete se dividió en dos partes. En la primera parte se investigó las unidades cartografiadas por diferentes autores, para así poder tomar las muestras de la columna estratigráfica propuesta por ellos y que pudieran ser significativas de la evolución del volcán. Los autores en los que se basó, cartográfica y estratigráficamente son: Macías *et al.* (1997), García Palomo (1998), Arce (1999), Capra y Macías (2000), García Palomo *et al.* (2002), así como los artículos de la década de los setenta y ochenta.

La segunda parte consistió en análisis petrográficos y manejo de datos. La petrografía se realizó en un microscopio petrográfico en el LUGIS. Las micrografías fueron tomadas en el Instituto de Geología de la UNAM bajo la supervisión de Consuelo Macías. Los datos de elementos mayores y traza se obtuvieron mediante la técnica de ICP en un laboratorio de Nancy, Francia. Para la manipulación de los datos geoquímicos de elementos mayores, elementos traza y de los isotópicos, se utilizó el programa IGPET.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3. Geología Regional.

3.1 Marco Geológico Regional.

El vulcanismo relacionado a procesos de subducción en México ha ocurrido continuamente durante el Cenozoico como consecuencia de la consumación de las Placas Pacífico y Farallón, Rivera y Cocos debajo de la Placa Norteamericana (Atwater, 1989). En este transcurso de tiempo tres arcos magmáticos fueron formados: la SMO con orientación NNW, la SMS con una orientación NW-SE y la FVTM con una orientación preferencial E-W, siendo esta última de interés para este trabajo.

3.1.1 Faja Volcánica Transmexicana.

La edad de la FVTM sigue siendo un tema discutido. Varios autores han sugerido edades que van desde el Cuaternario (Demant, 1978; 1981), pasando por el Plioceno superior (Cantagrel y Robin, 1979), y el Plioceno inferior (Nixon *et al.*, 1987) hasta el Oligoceno (Mooser, 1972). En adición, en los estudios efectuados por Ferrari *et al.* (1994a y 1999) se propone una reorientación en sentido contrario a las manecillas del reloj del arco magmático. Esta reorientación progresiva del vulcanismo continental desde la SMO hasta la FVTM tuvo lugar desde el Mioceno inferior.

La FVTM, como se mencionó anteriormente, consiste de tres diferentes sectores, cada uno con diferencias en sus características petrológicas y estilos de deformación (Pasquaré *et al.*, 1987; Figuras 3 y 4). El sector occidental de la FVTM, se encuentra limitado por la unión del punto triple entre Colima-Chapala-Tepic, donde se encuentran productos alcalinos y calco-alcalinos. El sector central es caracterizado por tener estratovolcanes andesítico-dacíticos dispersos, calderas silíceas y campos de conos monogenéticos donde la composición del vulcanismo predominante es de tipo calco-alcalino. El sector oriental de la FVTM es caracterizado por tener a los estratovolcanes de mayor altura del país, los cuales son de composición andesítica-dacítica. En este sector se encuentran productos de carácter alcalino y calco-alcalino.

Las primeras hipótesis para explicar el vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana, consistieron en considerarlo una extensión de la Fractura de Clarión, gran falla transforme del Pacífico Oriental (Menard, 1955; Mooser *et al.*, 1958; Mooser

y Maldonado-Koerdell, 1961; mencionados en Demant, 1978). Sobre esta falla se localizan las Islas Revillagigedo, en las cuales la última erupción fue la del Volcán Bárcena en 1952 (Richards, 1959, mencionado en Demant, 1978) y que, para Mooser y Maldonado-Koerdell (1961) representan las manifestaciones más occidentales de la FVTM. Para Gastil y Jensky (1973), la FVTM corresponde también a una falla dextral y constituye la prolongación del Golfo de California. Mooser (1969) desarrolla otro modelo, según el cual, la FVTM representa una geosutura, anterior al Paleozoico, entre dos bloques cratónicos, reactivada por los procesos de subducción en el Pacífico durante el Cenozoico. Demant (1978) expone que el calentamiento diferencial a lo largo de la FVTM pudiera estar relacionado a un punto caliente (hot spot), pero el vulcanismo de occidente a oriente debería mostrar una disminución progresiva en la edad. Márquez *et al.* (1999), basándose en los magmas de tipo OIB (por sus siglas en inglés) encontrados en la parte poniente, oriente y en la Sierra Chichinautzin, proponen una pluma del manto que se anexa a la litósfera subcontinental, definiendo así una zona caliente debajo de la FVTM.

Ahora se interpreta, por diferentes estudios geofísicos efectuados en los últimos 10 años, que la FVTM sobreyace a la SMO entre las costas del Pacífico y la longitud de la Ciudad de México. La transición de la SMO a la FVTM tuvo lugar durante el Mioceno medio a superior y fue acompañada por una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj del arco magmático continental (Ferrari *et al.*, 1994a, 1999). El Mioceno superior es también un tiempo crucial en la historia de la Margen Pacífico-Mexicana. En este tiempo se dio la culminación en la subducción de los remanentes de la placa Farallón y el inicio de la extensión en la región del Golfo de California, así como de la transición de Baja California a la placa Pacífico (Stock y Hodges, 1989). En consecuencia, esto puede ser explicado como la reorganización de las placas teniendo un efecto significativo en el vulcanismo y el tectonismo de la placa Norteamericana (Ferrari *et al.*, 2000).

Los estudios petrológicos efectuados en la última década han tratado de esclarecer el significado de las rocas alcalinas expuestas en la parte occidental y oriental de la FVTM, aunque también se han efectuado numerosos estudios en rocas volcánicas de afinidad calco-alcalina expuestas en mayor porcentaje dentro de la FVTM. En la parte occidental de la FVTM se tienen rocas alcalinas que muestran en sus patrones de elementos traza una procedencia del manto modificado por la subducción (Luhr, 1977;

Besch *et al.*, 1989; Luhr *et al.*, 1989; Righter *et al.*, 1995;). No obstante, en la parte noroccidental (Verma y Nelson, 1989; Wallace *et al.*, 1992; Righter y Carmichael, 1992), oriental (Negendank *et al.*, 1985) y en la Sierra Chichinautzin (Márquez *et al.*, 1999; Verma, 1999; Wallace y Carmichael, 1999) existen al parecer lavas de tipo OIB, lo que significaría una procedencia del manto no modificado por la subducción. Esto crea una disyuntiva en los modelos acerca del origen de la FVTM, ya que, aparte del vulcanismo de tipo calco-alcalino relacionado con los procesos de subducción, coexiste con un magmatismo de tipo alcalino, raro en los arcos magmáticos continentales y típico de las zonas de *rift*.

Recientemente, Chesley *et al.* (2000) en sus estudios petrológicos, particularmente en análisis isotópicos de osmio, revelan que el magmatismo de la FVTM muestra una asimilación de la corteza inferior.

3.1.2 Geología del Volcán Nevado de Toluca.

3.1.2.1 Geología regional del Volcán Nevado de Toluca.

El volcán Nevado de Toluca se encuentra construido sobre una secuencia compleja de formaciones metamórficas y sedimentarias pertenecientes al Terreno Guerrero (Figuras 9 y 10). El vulcanismo del área está controlado por la interrelación de tres sistemas de fallas activas desde el Mioceno superior (Demant, 1978; García-Palomo *et al.*, 1996). Para este trabajo de tesis, se tomó como base los trabajos efectuados por Macías *et al.* (1997) y García-Palomo *et al.* (2002) sobre la geología del volcán Nevado de Toluca y las áreas aledañas al volcán. En estos estudios se reconocieron y mapearon diecisiete unidades estratigráficas que soportan al volcán. A continuación solamente se describen de manera general aquellas unidades que se localizan en las inmediaciones cercanas al volcán y que tienen una interrelación importante con la historia eruptiva del volcán:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Perfil isotópico de Sr, Nd y Pb del volcán Nevado de Toluca

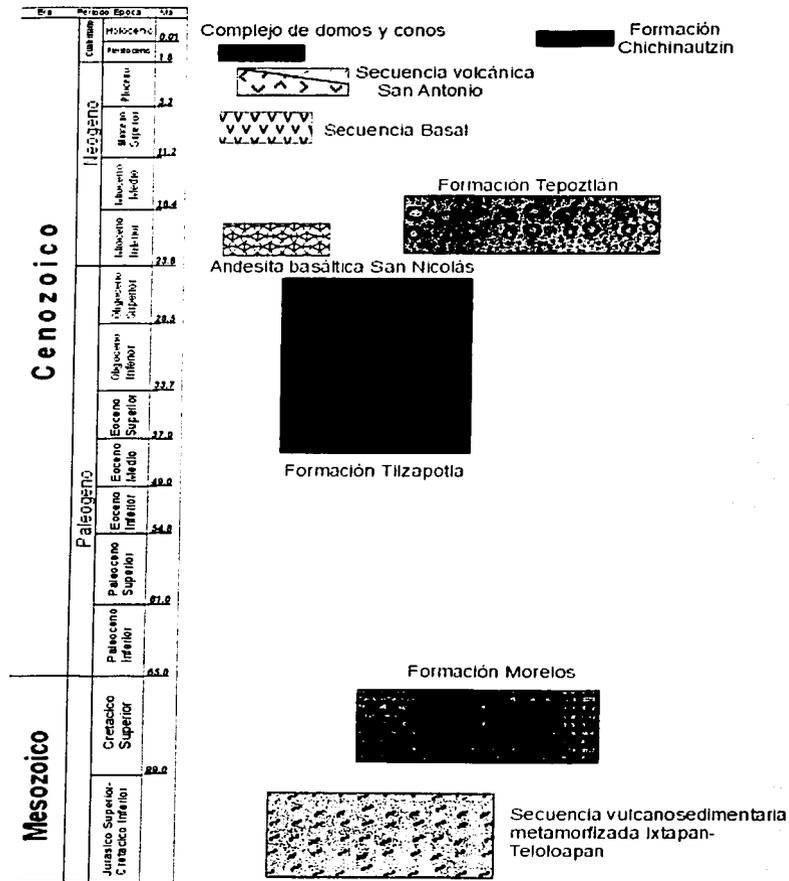
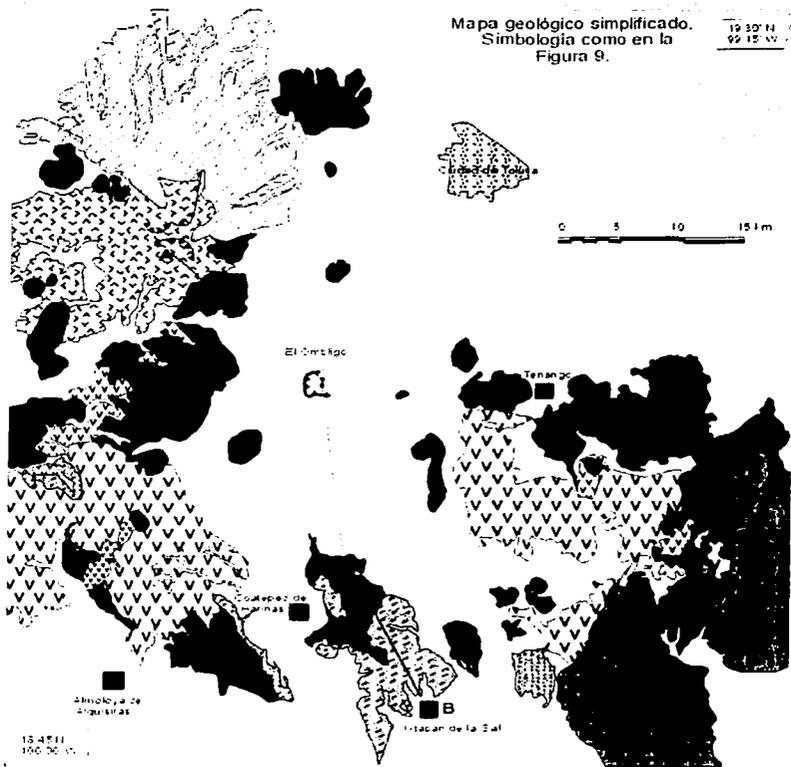


Figura 9. Columna estratigráfica de las formaciones que soportan al Volcán Nevado de Toluca (Tomado de García-Palomo *et al.*, 2002).

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del volcán Nevado de Toluca

10a)



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

10b)

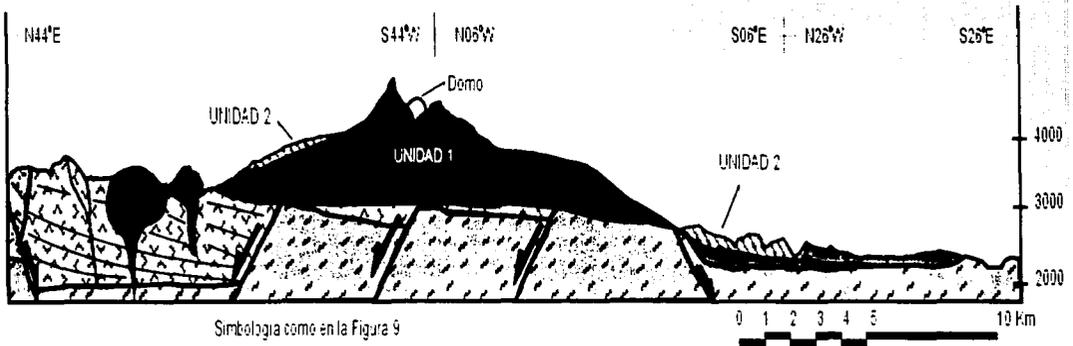


Figura 10. a) Mapa geológico simplificado del área cercana al Volcán Nevado de Toluca; b) sección estructural del volcán, la altura se encuentra exagerada. La nomenclatura de las formaciones se muestra en la figura 9 (tomados de García-Palomo *et al.*, 2000 y 2002).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El **Terreno Guerrero** representa una de las más grandes y complejas exposiciones de productos volcánicos del Mesozoico Superior relacionados a la convergencia de placas a lo largo del margen occidental del sur de la Placa Norteamericana. Este terreno, el cual forma una gran parte del occidente de México, es uno de los terrenos más largos de la Cordillera Norteamericana. La edad propuesta para este terreno abarca del Jurásico Superior al Cretácico Inferior. El Terreno Guerrero incluye tres subterrenos distintivos (subterreno Teloloapan, Arcelia-Palmar Chico y Zihuatanejo-Huetamo), caracterizados por sus diferencias estratigráficas, evolución estructural y rasgos geoquímicos e isotópicos que sugieren una evolución independiente. Uno de sus componentes es una secuencia vulcano-sedimentaria con afinidad de arco (Centeno *et al.*, 1993), que es parte de lo que aflora en la zona cercana al volcán.

Al sur del volcán (aproximadamente a 15 km del cráter) aflora parte del subterreno Teloloapan, el cual se encuentra compuesto de tres formaciones: la secuencia Ixtapan-Teloloapan, la Formación Acuitlapán y la Formación Amatepec. Este subterreno representa un arco de islas intraoceánico de edad Hauteriviano (?) - Aptiano severamente deformado, muestra un metamorfismo de bajo grado y muy localmente facies de anfibolita (Campa y Ramirez, 1979; Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990).

La **secuencia Ixtapan-Teloloapan** es la más cercana al volcán Nevado de Toluca. Consiste de conglomerados, calizas, areniscas y flujos de lava afectados por un metamorfismo en facies de esquistos verdes (Campa *et al.*, 1974). Basados en la presencia de amonitas y otros invertebrados, estos autores asignaron a esta unidad una edad de Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Figuras 9 y 10).

La **Formación Acuitlapán** consiste de lodolitas interdigitadas de color gris a verde y grauvacas pobremente clasificadas formadas por granos de feldespatos y cuarzo derivadas de rocas metamórficas y volcánicas (Fries, 1956). Acorde a su ensamble de amonitas, la edad de esta unidad es de Jurásico Inferior (Tolson, 1993).

La **Formación Amatepec** descrita por De Cserna (1983), es expuesta en la porción sudoccidental del volcán Nevado de Toluca. Consiste de calizas oscuras, gris azulado a negro, con bandas de centímetros de espesor de calcita blanca y cuarzo. La edad de esta Formación es del Albiano-Cenomaniano.

La **plataforma Guerrero-Morelos** incluye a las formaciones Morelos y Cuautla de edad Albiano-Cenomaniano (Fries, 1960). La Formación Morelos consiste de calizas masivas y calizas dolomitizadas de estratificación delgada asociadas con rocas calcáreas terrígenas que conforman la parte superior de la secuencia. Esta unidad se encuentra en contacto tectónico con las rocas volcánicas de la Formación Tepoztlán de edad Mioceno medio.

La **Formación Tilzapotla** fue originalmente descrita como una secuencia de riolitas, riocacitas, flujos dacíticos de lava y depósitos de flujos piroclásticos, todos ellos depositados en el Oligoceno inferior, esta edad como límite inferior (Fries, 1960). Morán-Zenteno *et al.* (1999), en su estudio de las rocas volcánicas del sur de México, asignan a la secuencia volcánica de Buenavista-Quetzalapa, de composición andesítica-dacítica, una edad de 24-31 Ma (incluye a la riolita Tilzapotla).

El registro del Mioceno está compuesto por la **Andesita basáltica San Nicolás (ABS N)**. Esta se encuentra compuesta por una serie de flujos de lava vesicular color gris oscuro y con un espesor de hasta 100 m (García-Palomo *et al.*, 2000). La ABS N sobreyace a la Riolita Tilzapotla en un contacto erosional, esto puede representar un *hiatus* de aproximadamente 10 Ma. García-Palomo (1998) obtuvo edades de 21.6 ± 1.0 Ma por el método de K-Ar, correspondiente al Mioceno inferior.

La **Formación Tepoztlán** consiste de lahares masivos ricos en clastos subredondeados de andesitas porfídicas intercaladas con depósitos fluviales (Fries, 1960; De Cserna y Fries, 1981). Los depósitos fluviales muestran una gran diversidad de estructuras primarias y tipos de estratificación (estratificación cruzada, gradación normal, etc), fallas sinsedimentarias, ocasionalmente diques clásticos que cortan a estos depósitos y además estructuras de relleno (García-Palomo *et al.*, 2002). El espesor total de la Formación Tepoztlán es variable, de 200 a 700 m. La edad exacta y la procedencia de esta formación es todavía incierta, pero Fries (1960) le asignó una edad del Mioceno inferior.

La **Secuencia Basal** propuesta por García-Palomo (1998), se encuentra compuesta por una alternancia de flujos de lava y brechas volcánicas de composición basáltica, aflorando en los flancos oriental y occidental del volcán. Sobreyace discordantemente a la Formación Tepoztlán. Elías-Herrera (1993) agrupa a estas rocas dentro de la

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del volcán Nevado de Toluca

Andesita Zempoala, constituidas principalmente por andesitas, dacitas y riodacitas con depósitos intercalados de brechas, depósitos de calda y algunos horizontes de lahares, sin embargo, la edad y la litología es diferente. La edad de esta unidad es de 7.5 ± 0.4 Ma (Mioceno superior) efectuada en roca total y bajo el método de K-Ar (García-Palomo, 1998).

La **Secuencia volcánica San Antonio** se encuentra constituida por todas las rocas que conforman al volcán San Antonio (Sánchez-Rubio, 1978). El edificio principal está formado por una secuencia delgada de flujos de lava sobreyacidos por materiales piroclásticos y depósitos de oleada. La edad reportada para esta unidad es de 3.0 ± 0.2 Ma efectuada en roca total mediante el método de K-Ar (García-Palomo *et al.*, 2002).

El **complejo de conos y domos** monogenéticos de lava, comprende todas las rocas de una serie de estructuras volcánicas monogenéticas distribuidas alrededor del volcán Nevado de Toluca y San Antonio. Los conos de lava tienen una composición basáltica andesítica con una dirección de alineamiento NE-SW (García-Palomo, 1998). Muchos de estos centros volcánicos tienen cráteres abiertos con estructuras de colapso. Los domos son de composición andesítica a dacítica, fuertemente afectados por erosión y fracturamiento. La edad de K-Ar obtenida por García-Palomo *et al.* (2002) para los domos dacíticos es de 1.4 ± 0.1 Ma, ubicándola en el Pleistoceno.

La **Formación Chichinautzin** se encuentra representada en el área cercana al volcán por conos de escoria y flujos de lava fisural de composición basáltico-andesítica. En general, este campo volcánico se encuentra constituido por muchos centros volcánicos de diferente morfología. Todas las unidades que constituyen al campo volcánico Chichinautzin tienen una polaridad normal en los estudios de paleomagnetismo, indicando edades menores a los 700 ka (Mooser *et al.*, 1974).

3.1.2.2 Geología Estructural del Volcán Nevado de Toluca.

El Volcán Nevado de Toluca se encuentra emplazado en la intersección de tres grandes sistemas de fallas regionales (Demant, 1978; García-Palomo *et al.*, 1996). Estos sistemas de fallas son denominados del más antiguo al más reciente como: *Sistema de Fallas Taxco-Querétaro*, *Sistema de Fallas San Antonio* y *Sistema de Fallas Tenango* (García-Palomo, 1998; Figura 11).

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del volcán Nevado de Toluca

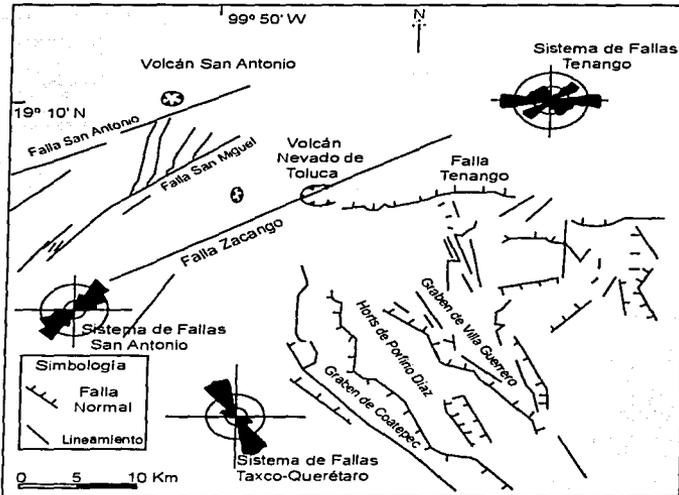


Figura 11. Mapa del área cercana al Volcán Nevado de Toluca donde se muestran los tres sistemas de fallas que tienen una relación importante con la evolución estructural del volcán (tomado de García-Palomo *et al.*, 2000).

Esta característica de intersección de fallas asociadas con el vulcanismo sigue un patrón dentro de la Faja Volcánica Transmexicana. Los estratovolcanes construidos sobre la FVTM, se ubican por lo general en direcciones N-S. Ejemplos de este patrón son el conjunto formado por el Cantaro-Nevado de Colima y el Volcán de Colima. Ocurre lo mismo para la Sierra Nevada y la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote. Otro ejemplo de este lineamiento es la cadena Tlaloc-Telapón-Iztacchuatl-Popocatepetl. En el caso del Nevado de Toluca hay un lineamiento con el volcán San Antonio en dirección NW-SE (Figura 11).

El análisis de la geología estructural en la región efectuado por García-Palomo (1998) permite definir al menos tres fases principales de deformación. Estos esfuerzos ocasionaron una interacción compleja entre los sistemas de fallas presentes en la zona del volcán.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La primera fase expuesta fue distensiva, abarcando desde finales del Oligoceno y hasta el Mioceno inferior-medio. Esta fase de deformación generó una deformación similar a la de la tectónica de Cuencas y Sierras (Basin and Range). La deformación se acomodó por medio de una serie de pilares y fosas tectónicas de orientación general NNW-SSE, con ángulos grandes de planos de falla y un basculamiento regional en dirección al oriente (García-Palomo, 1998).

La segunda fase de deformación ocurrió bajo un régimen de esfuerzos compresivos de orientación NE-SW. Estos paleoesfuerzos actuaron durante el Mioceno medio después de los 12 Ma, ocasionando que el sistema de fallas San Antonio actuara como una falla lateral con movimiento izquierdo. La deformación en este sistema de fallas originó la formación de fracturas, estructuras de Riedel y estructuras lenticulares. Este régimen también dislocó y deformó de manera intensa al Volcán San Antonio (García-Palomo, 1998).

Durante el Plioceno, la zona aledaña al Volcán Nevado de Toluca experimentó un cambio en el régimen de esfuerzos, los cuales, ocasionaron la reactivación de fallas formadas durante el Mioceno (García-Palomo *et al.*, 2000). Esta fase de deformación se acomodó sobre planos de falla en direcciones N30°E-N40°E con movimiento lateral izquierdo. Bajo este régimen de altos estructurales y de fosas tectónicas, fueron acentuados los desniveles estructurales de hasta 200 m (García-Palomo, 1998). Durante el Plioceno superior el ambiente tectónico cambia de nuevo, iniciándose la formación de las grandes cuencas lacustres, características de la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (García-Palomo, 1998).

Las partes iniciales de la tercera fase de deformación comienzan con un movimiento lateral de fallas con dirección E-W originadas por esfuerzos compresivos y que pertenecen al Sistema de Fallas Tenango. En este sistema se desarrolla una serie de fracturas con arreglo de escalón y que son interpretadas por García-Palomo (1998) como una fase de deformación originada por una cizalla de tipo lateral derecho, donde estas estructuras fueron formadas bajo un régimen de extensión oblicua. Estas estructuras son comunes dentro de la Faja Volcánica Transmexicana y son consideradas como extensión intra-arco activa y causante del vulcanismo y sismicidad en la región (Suter *et al.*, 1995).

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del volcán Nevado de Toluca

Esta última fase de deformación juega un papel importante dentro de la historia eruptiva del Volcán Nevado de Toluca, puesto que el movimiento normal en el Sistema de Fallas Tenango ocurrió a partir del Pleistoceno con diversos períodos de reactivación y de actividad volcánica. Así por ejemplo, dos depósitos de avalanchas de escombros distribuidos hacia la parte sur del volcán, expresan edades mayores a los 42,000 años, presentando un eje de dispersión perpendicular a la orientación del Sistema de Fallas Tenango. Esto sugiere que los colapsos parciales del Volcán Nevado de Toluca produjeron avalanchas de escombros controladas por las direcciones de esfuerzos y que son las causantes de la inestabilidad del aparato volcánico (García-Palomo, 1998).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4 Estratigrafía de los Depósitos del Volcán Nevado de Toluca.

4.1 Relaciones Estratigráficas de los Depósitos.

El Volcán Nevado de Toluca se ha caracterizado por haber tenido una intensa actividad explosiva. Los principales eventos ocurrieron durante el Pleistoceno superior y Holoceno, dando como resultado una serie de emisiones de flujos de lava de composición andesítica y dacítica, los cuales formaron el aparato principal hace aproximadamente 1.5 millones de años. La mayoría de los productos (lavas, líticos y pómez) expulsados por el volcán tienen una composición andesítica a dacítica. Estos productos cubren una superficie aproximadamente elíptica de 1,000 km². Los eventos recientes son dominados por emisiones de pómez en erupciones plinianas. Por tal motivo Cantagrel *et al.* (1981) subdividieron a los depósitos del Volcán Nevado de Toluca en dos grandes unidades (Figura 12a y 12b).

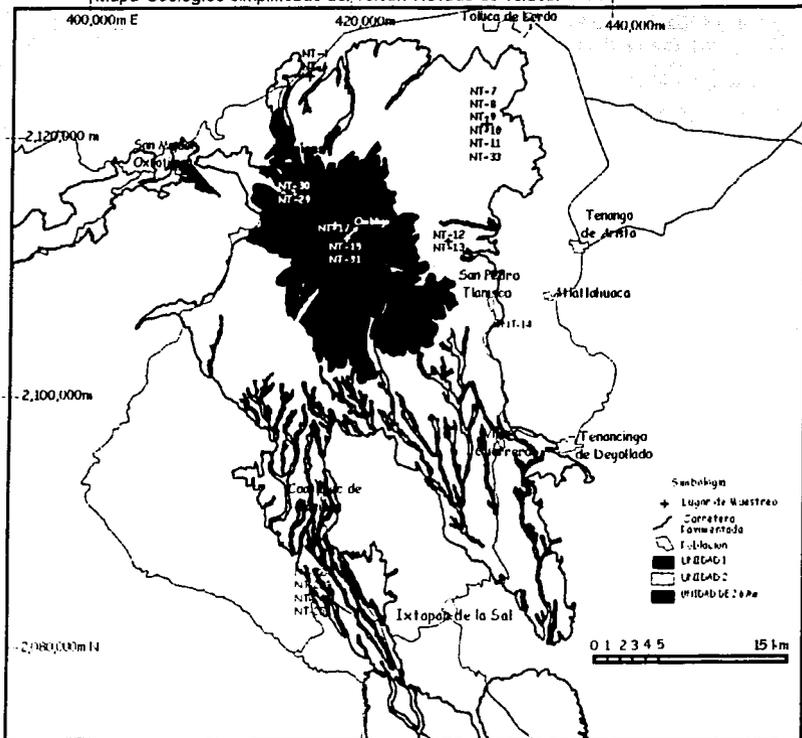
Unidad 1. Corresponde a una serie de flujos de lava andesíticos de color gris claro con textura porfídica. Estos derrames son interpretados como las fases iniciales del vulcanismo y son los constituyentes principales del edificio volcánico. Estas rocas se encuentran contenidas como componentes accesorios en las unidades piroclásticas y vulcanoclásticas más jóvenes. Son relativamente fáciles de identificar por las superficies de alteración en tonos rojizos.

Recientemente García-Palomo *et al.* (2002) colectaron una muestra de una secuencia de lavas expuestas en el flanco sur del volcán. La edad propuesta para estas lavas es de 2.6 Ma fechado mediante el método de K-Ar, lo cual representa lo más antiguo del volcán. Estas lavas son cortadas por un sistema de diques N-S ahora altamente disectado y expuesto por erosión en muchos afloramientos. Estas lavas son andesitas porfídicas, compuestas por plagioclasas, clinopiroxenos y fenocristales de hornblendas reabsorbidas, la matriz se encuentra compuesta por vidrio y microcristales de plagioclasa. Como esta unidad acaba de ser reconocida recientemente, no se tiene muestra para este estudio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

12a)

Mapa Geológico simplificado del volcán Nevado de Toluca.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

12b)

Esesor	Edad	Simbología	Descripción del depósito.
1.5 m	~3.3 ka		Deposito de oleada con estratificación cruzada y flujos de cenizas con carbon diseminado
20 m	10.5 ka		Ornatejo (~100 años); muestras NT-15, NT-17 y NT-31. Deposito de caída compuesto de tres miembros interdigitado con delgadas capas de flujos piroclásticos y de oleadas (UTP); Muestras NT-9, NT-12, NT-13.
20 m	~12.1 ka		Flujo de pomez blanca (FPB). Contiene clastos de pomez lavada y cristales tiene un delgado horizonte de pomez de caída y uno de oleada en la base. Muestra NT-14.
5 m	~14 ka		Flujo de bloques y cenizas masivo (GBAF). Contiene capas de flujos de cenizas y oleadas con lapilli ocasional, clastos juveniles de dactilas y pomez.
3 m	24.5 ka		Deposito de caída con gradación inversa. Compuesto de pomez en color amarillo y algunos clastos de espastos provenientes del basamento sobreyada por un deposito de oleada (LIP); Muestra NT-8.
10 m	~26.5 ka		Flujo de bloques y cenizas masivo (GBAF)
10 m	~28 ka		Flujo de bloques y cenizas (GBAF) compuesto de por lo menos tres unidades interdigitadas con depositos de oleada. Contiene clastos de dactilas juveniles en color gris y negro; pomez; Muestras NT-4, NT-6, NT-7.
5 m	~32 ka		Flujo de cenizas compuesto por muchas unidades (GBAF) interdigitado con un deposito de oleada.
10 m	37 ka		Secuencia de bloques y cenizas (GBAF) compuesta de tres unidades masivas un flujo y un deposito de oleada. Contiene clastos de dactilas grises y negros; pomez; Muestras NT-10, NT-11.
3.5 m	~36-39 ka		Caída de pomez color claro (OPF). Contiene tres capas interdigitadas con depositos de oleada sobreyada por un flujo piroclástico masivo: no en fragmentos de pomez y carbon.
~4 m	~42 ka		Flujo de pomez color claro (FPR). Contiene clastos subredondados de pomez lavada y algunos fragmentos de andesitas en una matriz arenosa.
40 m	>>42 ka		Flujo de escombros conestivo (heterologico). Compuesto de lobos de dactilas y otros componentes e lobos basaltos, calcas, meltras, areniscas en una matriz arenosa (DAD-2); Muestras NT-24, NT-25.
15 m	>>42 ka		Avalancha de escombros monotelogicos. Compuesta de lobos de dactila en una matriz arenosa (DAD-1); Muestras NT-226, NT-228.
Secuencia 200m antigua			Secuencia interdigitada de flujos de escombros lavados, lavas fluidales y depositos de clastos menores.
UNIDAD 1 150 m	1.2-1.6 Ma		Flujo de lava andesito-dactilite del Nevado de Toluca. Muestras NT-29, NT-30.
100 m	2.6 Ma		Flujo de lava color naranja, textura pedregosa.

Figura 12. a) Mapa geológico simplificado del Volcán Nevado de Toluca; b) Columna estratigráfica de los depósitos del Volcán Nevado de Toluca (tomados de García-Palomo et al., 2002). En el mapa geológico se muestra la ubicación de cada muestra. En la columna estratigráfica se describe brevemente cada uno de los depósitos y el número de la muestra tomada en cada depósito.

Unidad 2. Corresponde a una unidad más joven compuesta por una secuencia de depósitos piroclásticos que mantelan los flancos del volcán. En la parte norte, forman abanicos coalescentes; en la parte sur se encuentran canalizados dentro de cuencas tectónicas con orientación NW-SE. Esta unidad ha sido estudiada evaluada y reevaluada por varios investigadores, denotando una compleja historia en su depósito. Está formada por depósitos vulcanoclásticos (flujos de escombros y depósitos fluviales), avalanchas de escombros, flujos de escombros, flujos piroclástico, depósitos de oleada y de caída, todos ellos emplazados durante los últimos 100,000 años (Bloomfield y Valastro, 1974, 1977; Bloomfield, 1975; Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías, 2000). Aquí se hace una reseña de los principales componentes, de la unidad más antigua a la más reciente, en particular de aquellos en donde se cuenta con fechamientos y/o de los cuales se obtuvieron muestras para este trabajo.

Macías *et al.* (1997) fueron los primeros en reconocer dos depósitos de flujos de escombros emplazados durante el Pleistoceno en la parte S-SE del volcán (a una distancia máxima de 55 km). El depósito más antiguo, **DAD-1** (Debris Avalanche Deposit-1), se encuentra constituido por una unidad singular de 15 metros de espesor, masivo, soportado por una matriz. Es un depósito monolitológico, con clastos de dacitas que varían de centímetros a 1.5 metros de diámetro. Desafortunadamente, los afloramientos de este depósito son muy escasos y no se tiene mayor información de él, aunque se calcula una edad mucho mayor a 42,000 años. De aquí se obtuvo la muestra NT-22 (dividida en dos fracciones **NT-22Roja** y **NT-22Gris**).

El segundo depósito de flujo de escombros, **DAD-2** (Debris Avalanche Deposit-2), es heterológico y consiste de líticos de dacitas porfídicas, dacitas alteradas en color rojo, ambos ricos en plagioclasas y anfíbol, andesitas alteradas en color verde, basaltos y esquistos provenientes de las formaciones que soportan al volcán. Algunos de los bloques asociados a este flujo de escombros presentan estructuras de rompecabezas. Aquí se colectaron las muestras NT-24 y NT-25 de fragmentos líticos.

En un estudio posterior, Capra y Macías (2000) reevalúan que el sector colapsado que produjo este depósito llegó hasta una distancia de 75 km del edificio volcánico. Este depósito cubre un área aproximada de 220 km² y tiene un volumen estimado de 2.8 km³. Esta reevaluación divide a este depósito en los **flujos de escombros cohesivos Pílcaya y El Mogote (PDF y MDF)**.

El PDF sobreyace a la Formación Tepoztlán de edad Mioceno inferior y a la Formación Tizapotala de edad Oligoceno inferior. Un depósito de flujos y cenizas color gris y un paleosuelo oxidado (de aproximadamente 1 m de espesor) color rojizo fechado por Macías *et al.* (1997) en 37 ka sobreyacen a este depósito. En la zona distal, la secuencia sobreyace directamente a esquistos de la Formación Ixtapan-Teloloapan de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior; a conglomerados de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior de la Formación Balsas y a calizas dolomitizadas de la Formación Morelos de edad Albiano (Capra y Macías, 2000).

De acuerdo a las descripciones de Capra y Macías (2000) el PDF es de color gris pálido, masivo, heterolitológico, contiene rocas andesíticas y dacíticas del edificio volcánico y rocas del basamento local como componentes secundarios, no hay elementos juveniles. Los elementos exóticos secundarios son distribuidos a lo largo de la porción basal del depósito. En el área proximal al edificio, se encuentran megaclastos con estructuras de rompecabezas y alteración hidrotermal que afecta tanto a la matriz como a los megaclastos.

El MDF con un espesor máximo de 15 m cubre 120 km² y tiene un volumen estimado de 0.8 km³. Sobreyace directamente al PDF, es heterolitológico y soportado por una matriz. El MDF contiene los mismos componentes que el PDF excepto por los fragmentos lacustres y unidades conglomeráticas de la Formación Tepoztlán.

Alrededor del volcán Nevado de Toluca se encuentra expuesto un delgado depósito derivado de un flujo piroclástico rico en pómez color rosa (FPR). Este depósito consiste de por lo menos cuatro unidades compuestas de fragmentos de pómez vesicular, las formas de los fragmentos van de redondeados y semiredondeados embebidos en una matriz arenosa. Esta unidad representa el material más antiguo fechado bajo el método de carbono-14. La edad propuesta para esta unidad es de 42,030 +3,530/-2,445 años (Macías *et al.*, 1997). No existen otros depósitos asociados que sean indicativos de eventos relacionados a la destrucción del domo, por lo que García-Palomo *et al.* (2002) asumen que la erupción que lo produjo tuvo lugar bajo condiciones del conducto volcánico abierto, mucho después del colapso que produjo los flujos de escombros antes descritos.

La actividad volcánica del Nevado de Toluca durante el Pleistoceno fue caracterizada por erupciones plinianas, muchas de las cuales son relacionadas a la destrucción parcial o total del domo central. La similitud de los depósitos en apariencia y componentes, han hecho que diferentes autores los consideren como una sola unidad (p. ej. Bloomfield y Valastro, 1974, 1977; Cantagrel *et al.*, 1981). Bloomfield y Valastro (1977) estimaron la edad de este depósito en cerca de 28,000 años, basados en el fechamiento de un paleosuelo que cubre este depósito. Sin embargo, Macías *et al.* (1997) identificaron dos diferentes **flujos de bloques y cenizas (BAF**, por sus siglas en inglés). El más antiguo de ellos fue fechado en $37,000 \pm 1,125$ años, correlacionable con el dato de $35,600 +2,600/-1,800$ años propuesto por Heine (1988), y sobreyace a un paleosuelo fechado en 38,000 años por Cantagrel *et al.* (1981). Al flujo de bloques y cenizas más joven se le asignó una edad de $28,140 +865/-780$ y $28,925 +625/-580$ años (García-Palomo *et al.*, 2002). Esta edad se correlaciona con el límite superior propuesto por Bloomfield y Valastro (1977), quienes reportaron una edad de $27,580 \pm 650$ años.

Una reevaluación de estos depósitos fue propuesta por García-Palomo *et al.* (2002), quienes obtienen nuevas evidencias estratigráficas y radiométricas para los **flujos de bloques y cenizas (BAF**, por sus siglas en inglés). Esta reevaluación dió como resultado ahora en la división en cinco flujos de bloques y cenizas cuyas edades son de 37, 32, 28, 26 y 14 ka. Las erupciones de 37, 28 y 14 ka fueron producto de la destrucción del domo central que ocupó gran parte del cráter. Esta interpretación es resultado de los patrones radiales de depósitos piroclásticos. El aspecto, textura, componentes y química de los productos juveniles son similares en todos los depósitos. No obstante, paleosuelos o fragmentos de carbón fueron utilizados para individualizar las unidades (García-Palomo *et al.*, 2002).

Los depósitos de 37 ka (muestras NT-10 y NT-11) y de 28 ka (muestras NT-4, NT-6 y NT-7) consisten de flujos de bloques y cenizas compuestos de más de tres unidades. La unidad superior tiene un color de alteración rosa a rojo, probablemente producto de la oxidación por estar en contacto con el ambiente. Ambos flujos se encuentran compuestos de líticos juveniles color gris, textura porfídica con cantidades mínimas de pómez, clastos de vidrio y clastos de dacitas oxidadas en color rojo derivados del edificio volcánico. Los líticos juveniles son de tamaño de milímetros con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, augita y menor cantidad de hiperstena, cuarzo y biotita

embebidos en una matriz afanítica con los mismos constituyentes minerales (García-Palomo *et al.*, 2002).

El flujo de bloques y cenizas de 14 ka difiere notablemente de los dos depósitos antes descritos, debido a que tiene una mayor distribución radial alrededor del volcán. Una sección proximal típica de esta unidad consiste de un depósito de oleada color gris con estratificación cruzada (15 cm de espesor), sobreyacida por dos unidades de flujos de bloques y cenizas compuestos de líticos de tamaño de gravas y bloques soportados en una matriz arenosa con un espesor total de 5 m (García-Palomo *et al.*, 2002).

Intercalados con estos se encuentran depósitos de flujos de bloques y cenizas masivos, que representan los otros dos eventos fechados por García-Palomo *et al.* (2002) en cerca de 32 y 26 ka. Sin embargo, tienen una pobre distribución alrededor del volcán. La naturaleza de los afloramientos, puede reflejar probablemente explosiones o colapsos parciales de los domos centrales.

Bloomfield y Valastro (1974, 1977) describen dos erupciones plinianas efectuadas por el volcán. Ellos fecharon para estas erupciones ~24.5 y 11.6 ka que corresponden a la **Pómez Toluca Inferior** y **Pómez Toluca Superior**, respectivamente. No obstante, en el trabajo efectuado por García-Palomo *et al.* (2002) cuatro y no dos erupciones plinianas fueron reconocidas: **Caída de Pómez Ocre (OPF)**, por sus siglas en inglés) de edad ~36-37 ka, la **Pómez Toluca Inferior (LTP)**, por sus siglas en inglés) de edad ~24.5 ka, el **flujo de pómez blanco (WPF)**, por sus siglas en inglés) de edad 12.1 ka y la **Pómez Toluca Superior (UTP)**, por sus siglas en inglés) de edad 10.5 ka.

La caída de **pómez color ocre (OPF)** aflora en la ladera norte del volcán Nevado de Toluca, aproximadamente a 5 km del cráter. De la cima a la base, consiste de una alternancia de capas de pómez de caída, flujos de oleada y depósitos de flujo descritos a continuación: una capa de pómez de caída de 22 cm de espesor, un depósito de oleada de 10 cm de espesor, una delgada capa de 7 cm de espesor de pómez de caída, un depósito de flujo de cenizas y de oleada con 62 cm de espesor total, pómez de caída de 25 cm de espesor y un horizonte de oleada de 10 cm de espesor. Dos muestras de carbón del segundo horizonte de oleada y de la base de la siguiente capa expresan edades de 39,355 ± 1,385/-1,180 años y de 36,780 ± 3,325/-2,345 años (García-Palomo *et al.*, 2002).

La **Pómez Toluca Inferior (LTP)** se encuentra compuesta por un depósito de caída color ocre con gradación inversa y espesor total de 55 cm (Bloomfield y Valastro, 1974). Este depósito es separado de los flujos de bloques y cenizas de 28 ka por un flujo de cenizas y por un paleosuelo color café oscuro fechado por Bloomfield y Valastro en $24,260 \pm 670$ años. La Pómez Toluca Inferior se encuentra soportada por sus propios clastos y rica en pómez ocre, con menor cantidad de clastos de dacitas juveniles en color gris, clastos líticos alterados por hidrotermalismo y fragmentos de esquistos del basamento regional. Esta unidad cubre un área aproximada de 400 km^2 y tiene un eje de dispersión con orientación hacia el noreste del cráter. Los cálculos efectuados por los autores antes mencionados han podido determinar que el volumen total de este depósito es de 0.33 km^3 ($0.16 \text{ km}^3 \text{ D. R. E.} = \text{dense rock equivalent}$). De este depósito se obtuvo la muestra NT-8.

El **Flujo de Pómez Blanca (WPF)** consiste de la base a la cima, de tres miembros de depósitos de caída y de por lo menos dos unidades de flujos piroclásticos. El miembro inferior relacionado a los depósitos de caída, tiene gradación asimétrica (de reversa a normal) con una pobre clasificación de 55 cm de espesor. Este miembro es rico en fragmentos de pómez blanca, con pocos líticos y abundantes cristales de biotita, hornblenda y plagioclasa. El miembro medio relacionado con los depósitos de caída esta compuesto de granos de arena fina (líticos, pómez y cristales de hornblenda, biotita y plagioclasa) de 7 cm de espesor y muestra un alto ángulo de estratificación cruzada (García-Palomo *et al.*, 2002). El miembro superior de 12 cm de espesor tiene una gradación asimétrica, se encuentra compuesto de gravas gruesas de pómez, más líticos que el miembro inferior, y cristales. De aquí se obtuvo la muestra NT-14. La pómez es dacítica y rica en fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita. El WPF es sobreyacido por un paleosuelo fechado por García-Palomo *et al.* (2002) en $12,414 +290/-280$ años y $12,040 \pm 92$ años.

Durante el Pleistoceno, una gran erupción pliniana del Volcán Nevado de Toluca, produjo una secuencia compleja de depósitos piroclásticos, en conjunto conocidos como **Pómez Toluca Superior (UTP)**. Arce (1999) realizó una reinterpretación sobre su origen. Esta erupción comenzó con una fase freatomagmática que dio origen a flujos piroclásticos de alta temperatura en los flancos este y noreste del volcán. La erupción descomprimió el sistema magmático, propiciando la formación de una columna pliniana de 25 km de altura dispersándose por medio de vientos

predominantemente en dirección 70° al noreste. Posteriormente, otras tres erupciones plinianas (con alturas de la columna eruptiva de 39, 42 y 28 km) fueron dispersadas en dirección noreste a este (Arce *et al.*, 2003). Estas fases plinianas fueron interrumpidas muchas veces por eventos freatomagmáticos y colapsos que emplazaron flujos piroclásticos y oleadas. Los componentes juveniles de la UTP son blancos, grises, bandas de pómez, clastos líticos en color gris de composición dacítica y menor cantidad de fragmentos líticos accidentales. Los depósitos de caída cubren un área mínima de 2,000 km², con un volumen total de 14 km³. El carbón encontrado dentro de la UTP expresa edades de 10,500 años efectuado por Macías *et al.* (1997) y Arce (1999) usando el método de carbono-14. De esta erupción se obtuvieron las muestras NT-9, NT-12, NT-13.

Un domo, denominado El Ombligo, se encuentra expuesto en la parte central del cráter del volcán Nevado de Toluca. El emplazamiento de este domo representa el episodio de cierre de la actividad que también le dio origen a la UTP. La edad propuesta para su emplazamiento es de 9,100 ± 500 años, utilizando como método de fechamiento la acumulación del núclido cosmogénico ³⁶Cl en superficies expuestas (Arce *et al.*, 2003). De aquí provienen las muestras NT-15, NT-17 y NT-31.

La actividad más reciente reconocida en el área fue una erupción menor que emplazó un flujo piroclástico y uno de oleada en el flanco noreste del volcán Nevado de Toluca y cuya edad es de 3,300 años fechado mediante el método de carbono-14 por Macías *et al.* (1997).

5. Petrografía y Geoquímica.

Las condiciones de ascenso de los magmas hacia la superficie se inician en condiciones adiabáticas por lo que no ocurre una cristalización. No obstante, al alcanzar niveles corticales, la menor densidad de las rocas de la corteza provoca que se detenga el ascenso de los magmas, originando así cámaras magmáticas. A partir de este momento, se tiene pérdida de calor a través de las paredes de la cámara magmática, y, cuando la temperatura desciende debajo de la del *liquidus* comienza la cristalización, siguiendo fases mineralógicas sucesivas a medida que alcanzan sus respectivas condiciones de estabilidad. El estudio petrográfico es por tanto, una parte importante de la geología, para interpretar el orden de cristalización de los minerales y sus condiciones de estabilidad.

Después del emplazamiento o erupción, las rocas ígneas pueden ser modificadas químicamente, ya sea por desgasificación o por la interacción con un fluido. Los minerales que cristalizan toman del líquido los elementos compatibles que entran en su estructura, por lo que la composición del líquido residual es modificada. Si la temperatura desciende rápidamente, no se llega a alcanzar el grado de equilibrio entre los cristales y el líquido residual, por lo que la roca total conserva la composición del magma inicial, mientras que la matriz tiene la composición correspondiente a la del líquido diferenciado, es decir, es empobrecida en elementos compatibles y enriquecida en elementos incompatibles. Este fenómeno se observa claramente al tener zoneamiento en los cristales. La desgasificación de las rocas ígneas, afecta sobre todo, la composición de los isótopos estables, mientras que la interacción con un fluido puede afectar todos los aspectos de la química de la roca. Es por esto, que es importante estudiar la geoquímica de las rocas ígneas para tratar de entender su evolución.

5.1 Petrografía de las Muestras.

La clasificación primaria de las rocas ígneas se basa en el contenido mineral o la moda en la que aparecen los minerales primarios. Si la moda de un mineral primario es imposible de determinar, por la presencia de vidrio, o porque los cristales son muy finos; se pueden utilizar otros criterios para clasificarlas (p. ej.: clasificaciones químicas, catiónicas, etc.).

Las muestras tomadas del volcán Nevado de Toluca inicialmente se clasificaron modalmente y posteriormente químicamente. Petrográficamente (Tabla A del anexo), las muestras de lavas estudiadas son principalmente andesitas y dacitas. Las pómez examinadas también fueron clasificadas como andesíticas y dacíticas.

Las muestras NT-29 y NT-30 pertenecen a las coladas de lava de la unidad 1 (que conforman el aparato principal). Presentan una textura hipocristalina (o hialocristalina) hipidiomórfica. La composición mineralógica es muy similar en las dos muestras, presentan fenocristales y microlitos de plagioclasa (en menor cantidad la muestra NT-30), dos clases de piroxenos (orto y clinopiroxenos), teniendo la muestra NT-30 mayor corrosión en las fases cristalinas, además de mayor cantidad de vidrio. Estas muestras fueron clasificadas petrográficamente como andesitas (Tabla A).

Las muestras NT-22, NT-24 y NT-25 son líticas juveniles de bloques de andesitas tomados de los flujos de escombros (>> 42,000 años). Las muestras NT-24 y NT-25, presentan un tipo distinto en la forma de los cristales (cristales muy rotos) con respecto a la muestra NT-22, que también es un litico de los flujos de escombros y de las muestras que conforman el aparato principal (NT-29 y NT-30). La muestra NT-22 tiene textura hipocristalina hipidiomórfica, con fenocristales y microlitos de plagioclasa, dos clases de piroxenos (orto y clinopiroxeno), anfíbol, óxidos de Fe, y apatito. Estas muestras fueron clasificadas petrográficamente como andesitas (Tabla A).

Las muestras NT-4, NT-6, NT-7, NT-10 y NT-11, fueron tomadas de líticas juveniles de dacitas, en dos diferentes flujos de bloques y cenizas (tres del depósito de ~28 ka y dos del depósito de 37 ka). La textura que presentan en general es hipocristalina, con mayor o menor cantidad de microlitos de plagioclasa. También presentan fenocristales de plagioclasa, en su mayoría zoneados, anfíbol, biotita (en mayor o menor proporción dependiendo de la muestra), óxidos de Fe, apatito y ortopiroxenos. Las muestras fueron clasificadas como dacitas (Tabla A). Vale la pena hacer notar que a partir de aquí hasta el emplazamiento del domo, sólo se presenta una clase de piroxenos (ortopiroxenos). La presencia de un sólo tipo de piroxeno, hace que los depósitos del Volcán Nevado de Toluca sean relativamente fáciles de distinguir en las secuencias interdigitadas con otros depósitos en las cuencas de México y de Lerma.

La muestra NT-8 es un lítico de pómez (composición andesítica) de la secuencia Toluca Inferior. Tiene una textura pumítica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno (ortopiroxeno), anfíbol y biotita con bordes corroídos (Tabla A).

La muestra NT-14 fue tomada del flujo de pómez (composición dacítica) color blanco. Se trata de un lítico de pómez con textura pumítica y fenocristales de plagioclasa, piroxeno (ortopiroxeno), anfíbol y biotita (Tabla A).

Las muestras NT-9, NT-12 y NT-13 fueron tomadas de la secuencia Toluca Superior. Estas muestras son pómez (composición dacítica) con textura pumítica y fenocristales de plagioclasa, piroxeno (ortopiroxeno), anfíbol y biotita (Tabla A).

Las muestras NT-15 y NT-31 fueron tomadas del domo en el centro del cráter. Se tratan de dacitas, con textura porfídica, fenocristales y microlitos de plagioclasa, piroxeno (ortopiroxeno) y anfíbol (Tabla A). La muestra NT-17 fue tomada del mismo evento del que emplazó al domo, sólo que esta muestra fue tomada de uno de los labios del cráter, tiene fracturas secundarias rellenas de cuarzo, con la misma mineralogía que las muestras anteriores. A la muestra NT-31 se le encontró un fenocristal de cuarzo con un halo de clinopiroxeno.

Algunos minerales de las muestras contienen halos de corrosión, en mayor o menor proporción. Esta característica petrográfica demuestra que en muchas cámaras magmáticas probablemente exista un zoneamiento vertical con respecto a la temperatura, donde las partes superiores de la cámara tendrán menor temperatura que las partes inferiores, no obstante, se pueden presentar muchos más fenómenos dentro de la cámara que desestabilicen el sistema magmático. Por lo tanto, los halos de corrosión en los minerales cristalizados pudieran representar un desequilibrio térmico.

5.2 Geoquímica.

La Geoquímica moderna es un campo que se expande con rapidez, puesto que juega un papel importante en las Ciencias de la Tierra y en las Ciencias Planetarias (desde procesos extra-solares hasta las Geociencias Ambientales). Por otro lado, los mecanismos por los cuales tiene lugar la evolución de los magmas son muy variados y en la mayoría de los casos imperfectamente conocidos. Dentro de estos mecanismos

se pueden distinguir por una parte, los procesos de diferenciación, en los cuales la evolución se encuentra relacionada a partir del propio magma y por otra, los procesos de mezcla, los cuales se encuentran íntimamente ligados a la contaminación de otras rocas u otros líquidos de composición química contrastante.

De esta manera, la composición de elementos mayores y traza de un fundido, son determinadas por el tipo de procesos de fusión y de grado de fusión parcial. La región fuente, puede ser mejor caracterizada por su composición isotópica, esto porque las proporciones isotópicas no son modificadas durante los procesos de fusión ni de cristalización fraccionada. Por tanto, los estudios de análisis geoquímicos ayudan a las posibles interpretaciones del origen y evolución de los magmas.

Los datos geoquímicos son subdivididos convencionalmente en cuatro grandes categorías: *los elementos mayores, elementos traza, isótopos radiogénicos y los isótopos estables*, los cuales nos ayudan a determinar procesos petrogenéticos. En este trabajo de tesis, se tienen análisis de las cuatro categorías, cuyos resultados se muestran en las tablas 2a, 2b y 3.

5.2.1 Geoquímica de elementos mayores.

Los elementos mayores son los elementos que predominan en una roca. Ellos son Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K y P, cuyas concentraciones son expresadas en porcentaje de peso del óxido. En este trabajo de tesis, se utilizaron los análisis de elementos mayores efectuados en los laboratorios del Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, Francia, bajo el método de ICP y cuyos resultados son mostrados en la tabla 2a.

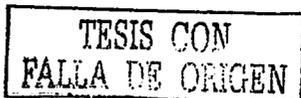


Tabla 2a. Resultado de los análisis de elementos mayores de las muestras del Volcán Nevado de Toluca. Concentraciones en porcentaje de peso de óxido (wt%), valores recalculados en base anhidra.

Muestra	NT-15	NT-17	NT-31	NT-9	NT-12	NT-13	NT-14	NT-8	NT-6	NT-4	NT-7	NT-10	NT-11	NT-24	NT-25	NT-22G	NT-22R	NT-29	NT-30	
Símbolo	✘	✘	✘	◆	◆	◆	✱	●	◻	▲	▲	▲	▲	★	★	★	★	◆	◆	
Roca	dacita	dacita	dacita	pómez dacítica	pómez dacítica	pómez dacítica	pómez dacítica	pómez andesítica	dep andesítico	bloq dac	bloq dac	bloq dac	bloq dac	frag And	frag And	frag And	frag And	andesita	andesita	
edad/años	9100	9100	9100	10500	10500	10500	12100	24500	37000	28000	28000	37000	37000	42000	42000	42000	42000	1600000	1600000	
Unidad	ombliigo	ombliigo	ombliigo	Tol	Sup Tol	Sup Tol	Sup	WPF	Tol Inf	GBAF	GBAF	GBAF	GBAF	GBAF	DAD2	DAD2	DAD1	DAD1	antiguo	antiguo
SiO ₂	65.62	64.40	65.54	64.52	65.28	65.47	65.49	61.04	62.16	65.48	64.80	65.36	66.11	63.63	63.27	64.45	64.73	57.97	62.31	
Al ₂ O ₃	16.76	16.55	16.12	17.62	17.00	16.98	17.09	20.43	19.25	16.92	17.81	16.83	16.47	15.81	16.09	16.92	16.84	18.65	17.18	
Fe ₂ O ₃	4.36	4.51	4.20	4.49	4.33	4.24	4.30	5.29	4.95	4.36	4.20	4.36	4.30	4.87	4.98	4.77	4.71	6.84	5.49	
MnO	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.08	0.06	0.06	0.06	0.09	0.08	
MgO	1.81	2.68	2.46	1.85	1.80	1.74	1.89	2.28	2.08	1.77	1.82	1.81	1.72	4.01	3.30	2.01	2.00	3.26	2.67	
CaO	4.20	4.72	4.45	4.43	4.34	4.29	4.34	4.88	4.81	4.24	4.38	4.36	4.11	4.58	5.07	4.55	4.48	6.32	5.06	
Na ₂ O	4.42	4.27	4.35	4.36	4.44	4.47	4.10	3.63	4.44	4.39	4.39	4.33	4.42	4.06	4.26	4.31	4.23	3.96	4.39	
K ₂ O	1.96	1.98	2.02	1.81	1.92	1.95	1.96	1.41	1.33	1.96	1.73	2.08	2.01	2.17	2.02	2.04	2.07	1.78	1.88	
TiO ₂	0.63	0.63	0.62	0.67	0.63	0.64	0.60	0.75	0.73	0.66	0.59	0.65	0.64	0.62	0.70	0.71	0.70	0.91	0.75	
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.17	0.19	0.20	0.17	0.17	0.23	0.19	0.17	0.22	0.15	0.17	0.17	0.25	0.18	0.18	0.23	0.18	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

Mediciones de elementos mayores mediante el método de ICP. Laboratorios del Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, Francia.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca.

Una primera aplicación de la química de elementos mayores en la petrología ígnea, es para la clasificación y nomenclatura de estas rocas. El diagrama de *total álcalis-silice* (TAS) es una de las gráficas más utilizadas para la clasificación esquemática de las rocas volcánicas, aunque existen otros tipos de diagramas que clasifican, por ejemplo, de forma catiónica a las rocas ígneas. Los datos químicos (la suma del componente de Na_2O y K_2O y el contenido de sílice) son tomados de un análisis de las muestras, recalculados en base anhidra y graficados en porcentaje de peso de óxido. La utilización del diagrama de TAS fue demostrado por Cox *et al.*, (1979), quienes muestran que el contenido de SiO_2 y $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ es la base de la clasificación de las rocas volcánicas. En la figura 13 se muestra que las muestras del Nevado de Toluca contienen valores de sílice que varían de 57.97 wt% a 66.11 wt%, clasificándose de forma química en andesitas y dacitas.

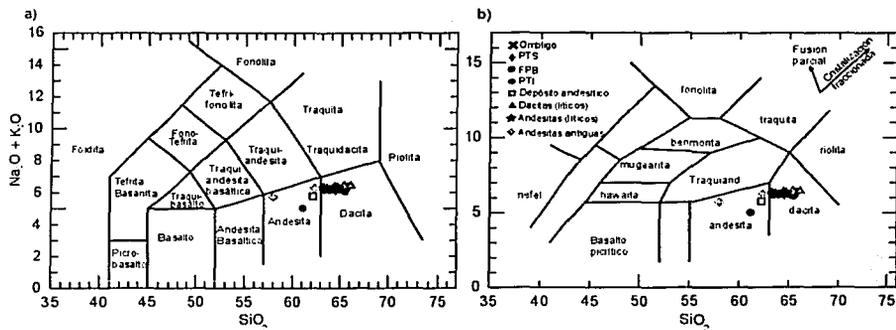


Figura 13. Diagrama de TAS donde se muestra la clasificación de las muestras del volcán Nevado de Toluca. a) Diagrama de clasificación química propuesto por Le Maître *et al.* (1989); b) Diagrama de clasificación química propuesto por Cox *et al.* (1979). PTI=Pómez Toluca Inferior; FPB=Flujo de Pómez Blanca (WPF); PTS=Pómez Toluca Superior.

Las rocas volcánicas también pueden ser subdivididas dentro del mismo diagrama de TAS, en dos series diferentes de magmas, la serie alcalina y la serie subalcalina. Las muestras del volcán Nevado de Toluca caen en la serie subalcalina (Figura 14a). Miyashiro (1978) propone una subdivisión de las rocas subalcalinas en series toleíticas y calco-alcalinas basándose en la proporción de FeO/MgO y sílice. De la figura 14b, puede apreciarse que las rocas del Nevado tienen una afinidad calco-alcalina.

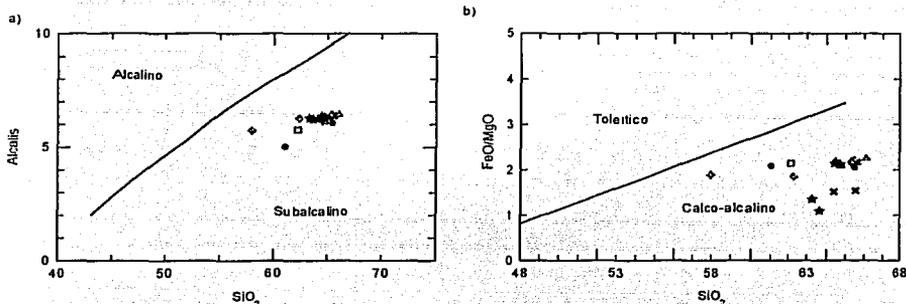


Figura 14. Diagrama donde se muestran las series de rocas propuestas por: a) Middlemost (1978) y b) Miyashiro (1978). Simbología como en la figura 13.

Otro tipo de diagrama de variación empleado para las rocas ígneas es el ternario AFM (A = $Na_2O + K_2O$; F = $FeO + Fe_2O_3$; M = MgO; Figura 15). Éste es muy utilizado para distinguir entre las tendencias de rocas toleíticas y calco-alcálicas en la serie de magmas subalcalinas. Se nota más claramente la tendencia calco-alcálica de las muestras.

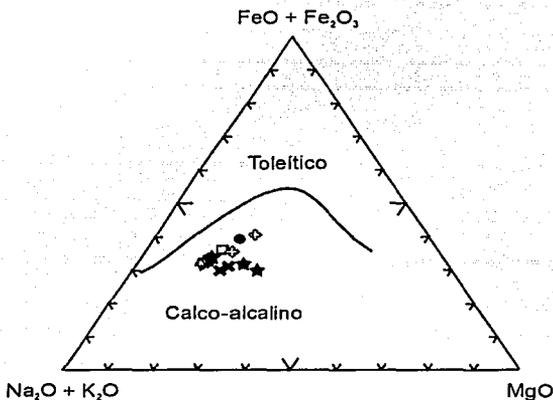


Figura 15. Diagrama AFM donde se muestra las tendencia calco-alcálica de las muestras del Nevado. Simbología como en la figura 13.

Un segundo uso de los datos de elementos mayores, es en la construcción de diagramas de variación, desplegando los datos como gráficas bivariadas o trivariadas (p. Ej., en gráficas x-y o en gráficas triangulares). Este tipo de diagramas son utilizados para mostrar la interrelación entre los elementos para poder inferir procesos geoquímicos. Por ejemplo, muchos patrones de variación son el resultado de mezcla. En las rocas ígneas, la mezcla puede ser representada por dos magmas, la adición y/o sustracción de una fase sólida durante la contaminación o cristalización fraccionada, o mezcla durante la adición de material durante la fusión parcial.

En resumen, los diagramas de variación despliegan las tendencias y diferencias químicas que tiene un conjunto de rocas ígneas, en las cuales las variaciones composicionales son una consecuencia de los procesos de diferenciación entre la fase sólida y líquida, fusión parcial, cristalización fraccionada, mezcla o contaminación cortical. En la figura 16 se muestran los diagramas de variación de los óxidos de elementos mayores vs. SiO_2 . En ellos se nota al parecer, dos tendencias diferentes de cristalización. Una se encuentra expresada por las lavas, algunos líticos de andesitas y las dacitas del domo, con una menor pendiente en la disminución de Al, pero mayor en Ca, y una pendiente menos pronunciada en el incremento de Na y K. La otra tendencia es expresada por las pómez y los líticos de dacitas. Estas muestras tienen una pendiente de disminución más pronunciada en Al, además de un incremento con mayor pendiente en Na y K que la otra serie propuesta. Para los elementos como el Fe (total) y Mg, las tendencias son al parecer paralelas.

Muchos diagramas de variación entre diferentes tipos de óxidos pueden mostrar tendencias segmentadas. En este caso la inflexión generalmente indica la entrada de una nueva fase durante la cristalización o la pérdida de una fase durante la fusión parcial. Para el caso de las muestras del Nevado de Toluca, parece no haber una inflexión entre las muestras antiguas y las muestras más jóvenes (<100,000 años; Figura 17) para los óxidos de calcio y magnesio. Las muestras NT-24 y NT-25 muestran un comportamiento diferente con valores más altos de MgO.

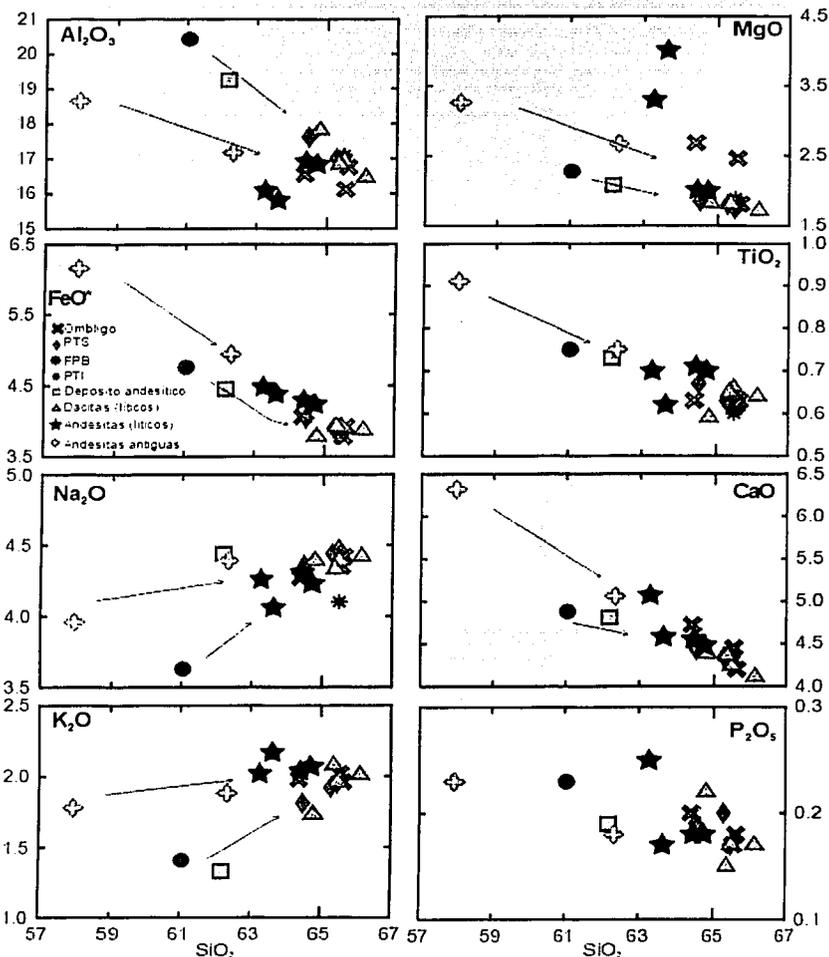


Figura 16. Diagramas de variación de SiO_2 vs. óxidos de elementos mayores para el conjunto de rocas cogenéticas derivadas de las erupciones del Volcán Nevado de Toluca. Las flechas indican las posibles tendencias.

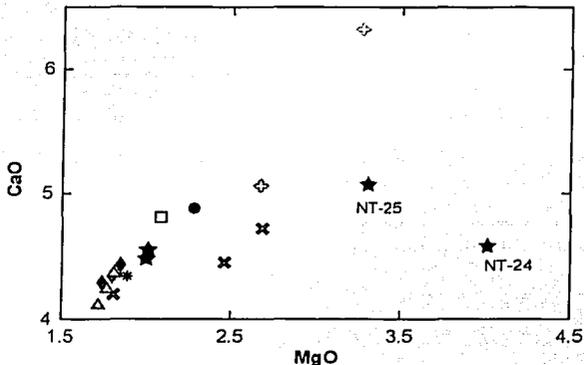


Figura 17. Gráfica bivariada de CaO vs MgO para las muestras del Nevado de Toluca (según Peterson y Moore, 1987). Simbología como en figura 13.

En la figura 18a se puede observar de manera más clara, utilizando el índice de solidificación de Kuno, que las muestras siguen dos tendencias diferentes. Una se encuentra representada por el depósito andesítico (37 Ka), las pómez (la Pómez Blanca de 26.5 Ka, Toluca Inferior de 24.5 Ka y Toluca Superior de 10.5 Ka) y los líticos de dacitas, mostrando una correlación negativa. La otra tendencia se encuentra expresada por la secuencia antigua (1.6 Ma), los líticos de andesitas y las muestras del domo dacítico, la cual muestra una línea casi horizontal con una inflexión en sentido negativo. Esta inflexión tal vez sea debido a los cambios en la cristalización de las fases mineralógicas. Por otra parte, la figura 18b muestra otra vez las mismas dos tendencias (depósito andesítico-pómez-lílicos de dacitas y lavas antiguas-lílicos de andesitas-dacitas del domo) utilizando el índice de Larsen. Esto nos indica que una serie de rocas inicialmente es mas alcalina que la otra.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

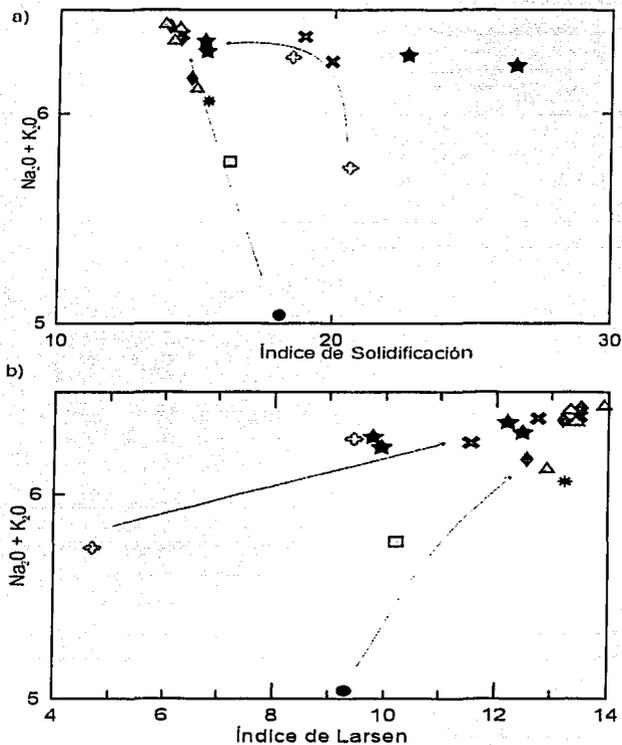


Figura 18. a) Índice de solidificación de Kuno ($=100\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$); b) Índice de Larsen ($=(1/3)\text{SiO}_2+\text{K}_2\text{O}/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{CaO})$). Simbología como en la figura 13. Las flechas indican posibles tendencias.

5.2.2 Geoquímica de elementos traza.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Los elementos traza pueden ser definidos como los elementos que se presentan en una roca con menor concentración al 0.1% de peso, esto quiere decir que tienen una concentración menor a 1000 partes por millón (ppm). Los elementos traza son subdivididos en diferentes grupos, dependiendo de su número atómico. Los lantánidos

o las tierras raras son uno de estos grupos. Ellos son los elementos con número atómico que va del 57 al 71. Otro grupo es el de los elementos del Platino, cuyos números atómicos van del 44 al 46 y del 69 al 79. Este grupo también es conocido como metales nobles e incluyen a elementos como el Au y los metales de transición (elementos con número atómico que va del 21 al 30). La tabla 2b muestra los resultados analíticos de elementos traza (realizados en el mismo laboratorio en Francia y mediante el método de ICP-MS) para las rocas del Volcán Nevado de Toluca.

Tabla 2b. Tabla de elementos traza utilizados en este trabajo para las muestras del Volcán Nevado de Toluca. Simbología como en la Tabla 2a. Concentraciones en partes por millón (ppm).

Muestra	Roca	edad/años	Unidad	Ba	Ce	Dy	Er	Eu
NT-15	dacita	9100	ombliigo	513	35.1	2.50	1.25	1.17
NT-17	dacita	9100	ombliigo	510	38.8	2.56	1.32	1.24
NT-31	dacita	9100	ombliigo	518	36.2	2.70	1.50	1.20
NT-9	pómez dacítica	10500	Tol. Sup	524	37.6	2.54	1.25	1.27
NT-12	pómez dacítica	10500	Tol. Sup	505	33.9	2.43	1.09	1.17
NT-13	pómez dacítica	10500	Tol. Sup	528	35.2	2.29	1.21	1.23
NT-14	pómez dacítica	12100	WPF	443	28.6	2.45	1.41	1.01
NT-8	pómez andesítica dep	24500	Tol. Inf.	380	29.4	3.02	1.51	1.24
NT-6	andesítico	28000	GBAF	409	31.2	2.77	1.52	1.18
NT-4	bloq. Dac.	28000	GBAF	480	30.5	2.57	1.34	1.08
NT-7	bloq. Dac.	28000	GBAF	527	32.7	2.78	1.37	1.27
NT-10	bloq. Dac.	37000	GBAF	432	27.8	2.43	1.31	1.02
NT-11	bloq. Dac.	37000	GBAF	464	30.8	2.64	1.33	1.08
NT-24	frag. And.	>> 42000	DAD2	520	35.2	2.18	1.26	1.09
NT-25	frag. And.	>> 42000	DAD2	577	47.7	2.71	1.35	1.41
NT-22G	frag. And.	>> 42000	DAD1	430	28.8	2.54	1.38	1.12
NT-22R	frag. And.	>> 42000	DAD1	412	27.2	2.53	1.33	1.96
NT-29	andesita	1600000	Antiguo	395	37.6	3.73	1.96	1.49
NT-30	andesita	1600000	Antiguo	409	38.2	3.65	2.05	1.20

Tabla 2b. Continuación.

Muestra	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Pb	Rb
NT-15	3.22	4.31	0.48	16.6	0.20	4.97	18.5	9.94	40.7
NT-17	3.13	3.98	0.49	17.5	0.19	4.30	19.3	8.56	35.4
NT-31	3.60	3.40	0.50	16.9	0.20	4.00	18.8	21.0	39.0
NT-9	3.25	4.34	0.46	16.6	0.19	5.08	18.6	10.5	37.8
NT-12	3.02	3.83	0.45	16.2	0.18	4.89	17.4	9.55	39.4
NT-13	3.22	4.27	0.46	16.6	0.17	4.91	18.9	10.3	39.6
NT-14	3.23	3.58	0.50	12.9	0.22	4.14	15.3	9.54	39.4
NT-8	3.52	4.21	0.54	15.2	0.24	4.93	19.1	10.4	25.2
NT-6	3.21	4.17	0.56	13.6	0.26	4.29	15.8	9.92	19.7
NT-4	2.78	3.77	0.51	14.4	0.23	4.23	15.5	9.33	36.1
NT-7	3.52	4.34	0.51	17.7	0.22	4.99	19.8	10.3	30.1
NT-10	2.71	3.43	0.46	12.5	0.22	3.89	14.8	8.56	37.5
NT-11	3.06	3.72	0.53	14.6	0.21	4.19	15.5	9.20	37.2
NT-24	2.96	3.37	0.45	17.1	0.19	4.03	18.1	7.91	38.1
NT-25	3.64	3.99	0.50	22.7	0.20	4.60	24.7	10.8	32.9
NT-22G	3.11	3.48	0.53	13.3	0.21	4.19	15.6	8.32	37.6
NT-22R	2.89	3.47	0.50	13.1	0.22	4.12	14.9	8.97	37.9
NT-29	4.38	3.93	0.73	18.3	0.30	4.24	22.7	7.94	35.2
NT-30	4.14	4.48	0.77	19.4	0.32	4.09	21.0	8.39	39.7

Tabla 2b. Continuación

Muestra	Sm	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	Y	Yb	Zr
NT-15	3.86	527	0.44	0.43	4.02	0.19	1.51	13.6	1.20	160
NT-17	4.03	693	0.37	0.48	3.70	0.20	1.33	14.3	1.23	160
NT-31	3.90	636	0.30	0.50	4.20	0.21	1.40	15.0	1.40	150
NT-9	3.86	557	0.46	0.52	4.05	0.19	1.49	14.3	1.31	162
NT-12	3.84	541	0.42	0.46	3.87	0.17	1.49	13.4	1.10	159
NT-13	3.91	547	0.45	0.46	4.02	0.17	1.65	13.5	1.19	158
NT-14	3.36	552	0.39	0.47	3.46	0.21	1.60	14.8	1.39	122
NT-8	4.43	553	0.42	0.57	4.03	0.21	1.35	16.3	1.49	173
NT-6	3.61	597	0.42	0.49	4.29	0.21	1.49	15.7	1.59	150
NT-4	3.33	542	0.38	0.44	3.74	0.22	1.47	14.7	1.33	148
NT-7	3.99	569	0.48	0.52	4.76	0.21	1.69	15.2	1.46	167
NT-10	3.31	558	0.35	0.44	3.55	0.21	1.42	14.7	1.35	137
NT-11	3.50	541	0.38	0.43	3.82	0.20	1.47	14.7	1.34	141
NT-24	3.64	629	0.37	0.43	4.23	0.18	1.71	14.2	1.25	134
NT-25	5.22	842	0.39	0.51	4.15	0.18	1.60	14.4	1.21	149
NT-22G	3.42	547	0.34	0.44	3.35	0.21	1.52	15.4	1.39	140
NT-22R	3.33	559	0.34	0.42	3.04	0.20	1.43	15.7	1.37	137
NT-29	5.29	677	0.38	0.64	4.18	0.28	1.42	21.1	1.87	151
NT-30	4.66	513	0.37	0.62	4.78	0.30	1.59	22.7	2.10	162

Mediciones de elementos traza mediante el método de ICP - MS, Laboratorios del Centre de Recherches Péetrographiques et Géochimiques de Nancy, Francia.

Los arcos magmáticos muestran una gran variabilidad en su composición de elementos traza. Hawkesworth *et al.* (1997) clasifican a las lavas de arco en empobrecidas o enriquecidas basándose en la concentración de elementos incompatibles. Por ejemplo, el Th, Ta y Ti son elementos que tienen alto potencial iónico (HSFE, por sus siglas en inglés). Debido a ello, no son solubles en fluidos acuosos y durante la alteración química superficial que pueda tener una roca, no son fácilmente lixiviados, permaneciendo en el sólido. El Ba y K son elementos litófilos de ion grande (LILE, por sus siglas en inglés), estos elementos junto con algunas tierras raras ligeras (La y Ce) son altamente solubles en fluidos acuosos. Las rocas de arco empobrecido tienen una alta relación LILE/HSFE¹ y las lavas de arcos enriquecidos tienen, por ejemplo, altos valores de Th. Las muestras del Nevado de Toluca presentan valores bajos de Th e igualmente valores bajos en la relación Ba/Th, lo que significa que el Nevado de Toluca podría pertenecer a un arco intermedio en el contenido de elementos incompatibles (Figura 19).

Las características químicas de las lavas referidas a márgenes continentales pueden ser enmascaradas por procesos como la cristalización fraccionada, pérdida de volátiles o contaminación cortical. En ocasiones, elementos como el Rb y el Th, se comportan como elementos incompatibles a través de las series calco-alcalinas, sin embargo decrecen en rocas extremadamente félsicas. El Zr, Nb, Ba y las tierras raras ligeras se comportan como elementos incompatibles en las secuencias calco-alcalinas, pero sufren una disminución durante la cristalización fraccionada de rocas con composición intermedia a félsica. El comportamiento de los elementos traza durante la evolución de los magmas, puede ser considerado en términos de su partición entre la fase líquida y cristalina. Se pueden graficar elementos traza contra los óxidos mayores, pudiendo mostrar tendencias similares e interpretarse de manera similar que los diagramas bivariados de elementos mayores.

¹LILE = Elementos litófilos de ion grande (p. ej. Cs, Rb, K, Ba, Sr).

HSFE = Elementos de alto potencial iónico (p. ej. Y, Sc, Lu, Th, U, Ce, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta).

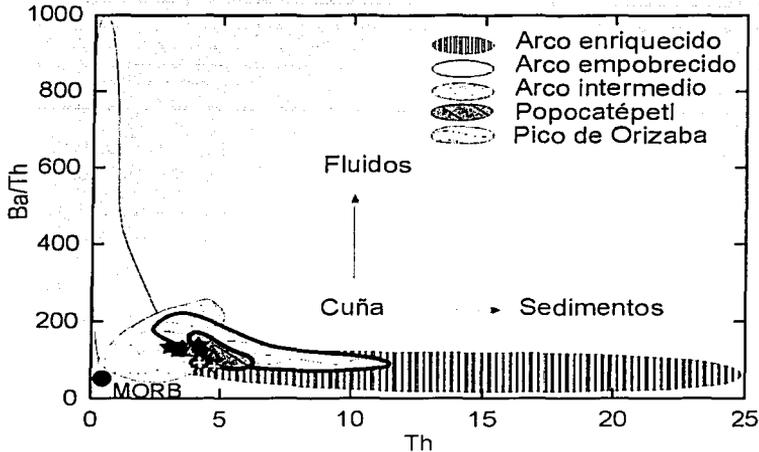
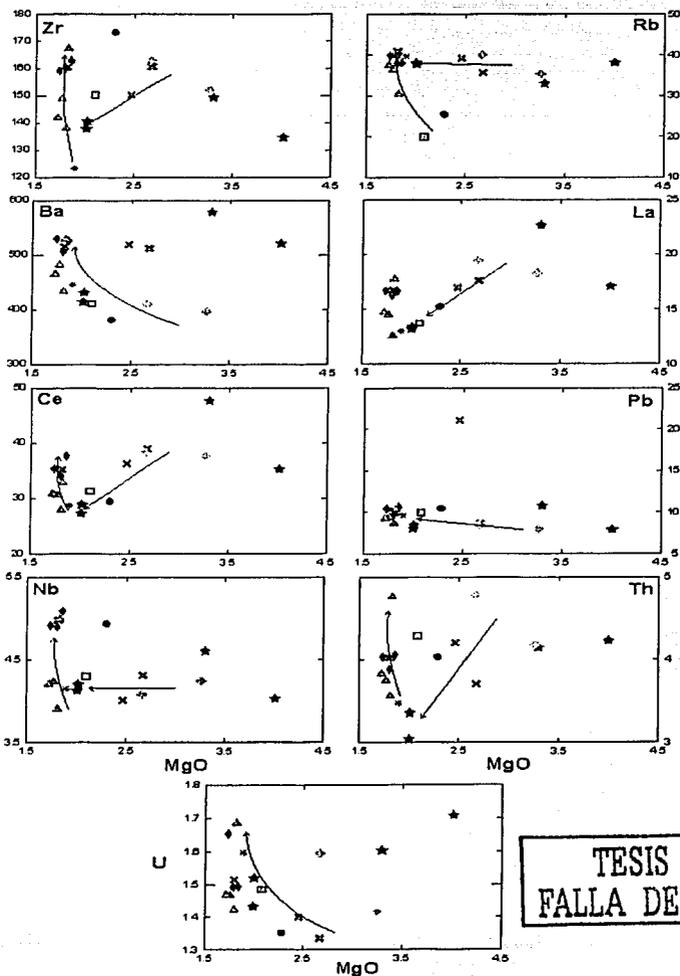


Figura 19. Diagrama de Ba/Th vs Th que ayuda a definir los diferentes arcos magmáticos (según Hawkesworth *et al.*, 1997). Los arcos empobrecidos como las Marianas, Nueva Britania, Tonga-Kermadec y Vanuatu tienen altas relaciones LILE/HFSE debido a la movilización de los LILE hacia la placa que se subduce. Los arcos como las islas Aeoianas, Indonesia y las Filipinas tienen altas concentraciones de Th producto de la contribución de los sedimentos a la cuña del manto que enriquece al grupo de los elementos traza. Los arcos magmáticos intermedios como el Kamchatka y las Antillas tienen bajas proporciones de Ba/Th y Th. Datos del Popocatepetl proporcionados de Sosa-Ceballos (2003); Datos del Pico de Orizaba proporcionados de Schaaf *et al.*, en preparación. Simbología como en la figura 13.

En la figura 20 se muestran, utilizando como índice de diferenciación al MgO, las tendencias de algunos elementos traza para las muestras del Volcán Nevado de Toluca. Estas expresan nuevamente dos patrones. Las lavas que conforman el aparato principal (unidad 1 de 1.6 Ma), las muestras de líticos de andesitas (muestras NT-22G y NT-22R) y las muestras del domo dacítico en el centro del cráter, muestran una correlación positiva con respecto a algunos elementos traza (p. ej.: Zr, La, Ce, Th), lo que indicaría un posible carácter compatible. Las muestras de líticos de dacitas, el depósito andesítico y las muestras de pómez (PTI, FPB y PTS) muestran un patrón en el que se ha mantenido casi constante el MgO, con una ligera correlación negativa con los elementos traza utilizados en la gráfica. Estas dos tendencias indicarían un posible estancamiento de los elementos traza incompatibles en las lavas o la entrada y salida de fases minerales. De igual manera, las muestras NT-24 y NT-25 caen fuera de las tendencias mencionadas.

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 20. Diagramas bivariados de elementos incompatibles tomando al MgO como índice de diferenciación. Las flechas indican posibles tendencias. Simbología como en la figura 13.

Los arcos magmáticos son caracterizados por tener un selectivo enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba, \pm Th) y bajas abundancias de elementos de alto potencial iónico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc y Cr; Rollinson, 1993). El enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico se ha atribuido al metasomatismo de la fuente del manto por fluidos relacionados con la subducción. En contraste, la relativa disminución en elementos de alto potencial iónico se ha atribuido al alto grado de fusión parcial y de la estabilidad de las fases residuales (Pearce, 1982). Para observar estos comportamientos se hace uso de los diagramas de multielementos (spider), los cuales se basan en un grupo de elementos que son incompatibles con respecto a la mineralogía típica del manto. Los diagramas multielementos o araña, pueden ser normalizados con respecto a los valores del manto, a los de la condrita, o al MORB. La figura 21 muestra el comportamiento de las rocas del Nevado de Toluca con respecto al MORB. Se puede observar un incremento en elementos como el Sr, K, Rb, Ba y Th con anomalías de Ta, Nb y Ti típicas de arcos magmáticos (Rollinson, 1993).

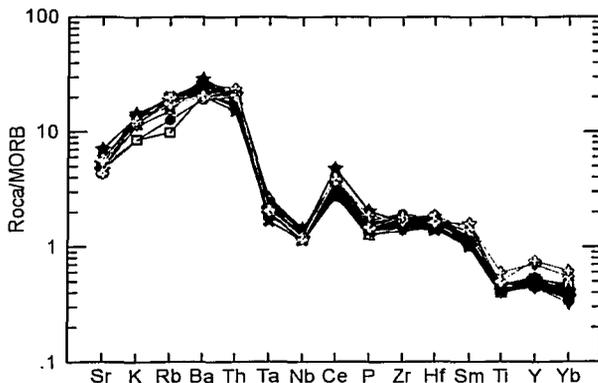


Figura 21. Diagrama multielementos (spider) normalizado con respecto al MORB de las rocas del volcán Nevado de Toluca (según Pearce, 1982). Simbología como en la figura 13.

Los cambios en la composición química de las rocas volcánicas, posteriores al emplazamiento pueden proporcionar modelados petrogenéticos erróneos. Los elementos traza con igual grado de incompatibilidad (p. ej.: Nb y Nd) pueden identificar muestras con anomalías o con diferentes grados de enriquecimiento (Cameron *et al.*,

2002). La figura 22 muestra otra vez esa separación de muestras que llevan una evolución diferente.

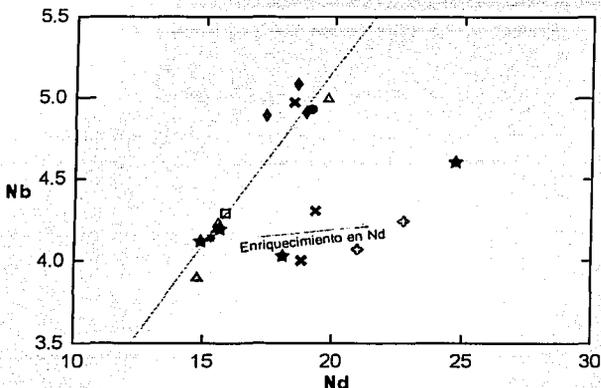


Figura 22. Diagrama Nb vs. Nd que ayuda a identificar las muestras que han sido afectadas por alteración. Simbología como en la figura 13.

Muchas de las rocas ígneas que han tenido una historia compleja pueden interactuar con fluidos durante o después de su solidificación o emplazamiento. Las concentraciones de los elementos traza tienen una particular sensibilidad hacia los procesos de cristalización fraccionada, además nos ayudan a determinar la fuente de aporte de los magmas que generan las rocas ígneas. Los elementos pares como el Y-Tb, La-Ta, La-Nb, Ta-Th, Ti-Zr y Ti-Y, pueden presentar variaciones que reflejan heterogeneidades en la fuente, resultado de mezcla en la fuente o contaminación (Bougault *et al.*, 1980).

Las gráficas que relacionan proporciones de elementos incompatibles minimizan los efectos del fraccionamiento y ayudan a examinar el carácter de la fuente de aporte de los magmas. Por ejemplo, las figuras 23 y 24 muestran las variaciones entre Th/Ta vs Th/Tb y Th/Yb vs. Ta/Yb para las rocas del Nevado de Toluca. En la figura 23, se pueden delinear tres tendencias, lo que podría indicar tres fuentes diferentes de aporte de magmas o tres diferentes eventos de recarga de material magmático.

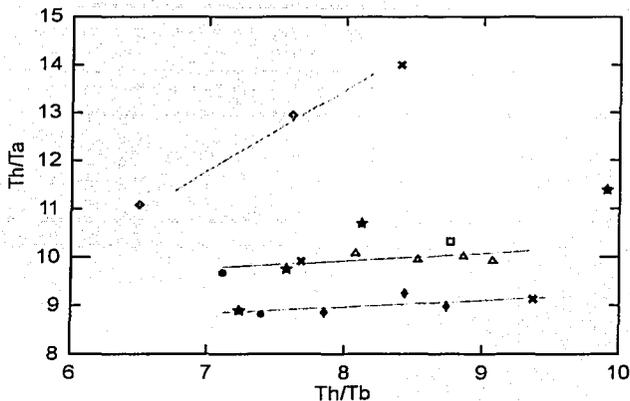


Figura 23. Gráfica bivariada donde se muestran las proporciones de Th/Ta vs Th/Tb de las muestras del Nevado de Toluca. Simbología como en la figura 13. Las líneas indican posibles tendencias.

La figura 24 muestra la relación Th/Yb vs. Ta/Yb de las muestras del volcán. Se puede observar que estas muestras forman un arreglo coherente puesto que las muestras más antiguas son las de menor proporción Th/Yb y Ta/Yb, teniendo un enriquecimiento progresivo con respecto a la edad de los depósitos, siendo los más enriquecidos la secuencia Toluca Superior y el domo en el centro del cráter.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

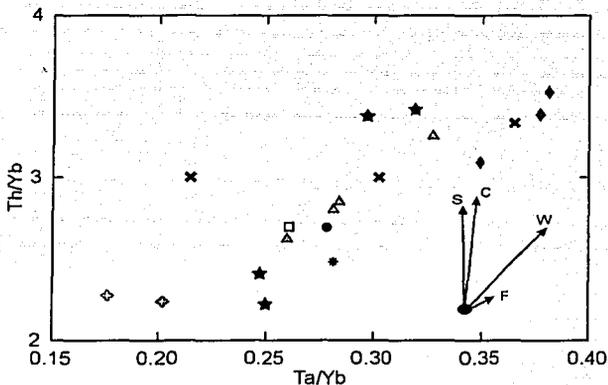


Figura 24. Gráfica de Th/Yb vs. Ta/Yb para las muestras del Nevado de Toluca. Los vectores se refieren a la influencia de componentes de subducción (S), enriquecimiento intraplaca (W), contaminación cortical (C) y cristalización fraccionada (F) (según Pearce, 1982). Simbología como en la figura 13.

Los elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés), son un grupo de 15 elementos (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) con números atómicos que van del 57 al 71. Los elementos de tierras raras con número atómico bajo son llamados tierras raras ligeras (número atómico del 57 a 61), los de mediano número atómico son llamados tierras raras medias (número atómico 62 a 67) y los de alto número atómico son llamados tierras raras pesadas (número atómico 68 a 71). Las características de los elementos de tierras raras son utilizadas en los estudios petrológicos de las rocas ígneas debido a que todas las tierras raras tienen geoquímica similar (con excepción del Eu). Para comparar los elementos de tierras raras se tienen que normalizar con respecto a una roca que contenga el material primitivo del sistema solar, estas rocas son las condritas.

En la figura 25, se muestran los patrones de abundancia de los elementos de tierras raras para las muestras del Nevado de Toluca. Se puede observar que las muestras tienen un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto de las pesadas, además el cambio de pendiente denota un ligero enriquecimiento en las tierras raras pesadas tal vez producto de una fase residual en granate o en anfíbol.

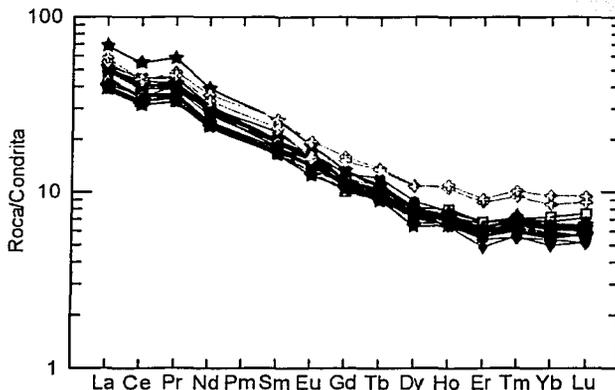


Figura 25. Patrones de tierras raras normalizadas con respecto a la condrita para las rocas del Nevado de Toluca (tomando los valores de Nakamura, 1974). Simbología como en la figura 13.

La edad del Volcán Nevado de Toluca puede permitir hacer inferencias sobre los posibles cambios químicos e isotópicos de las rocas volcánicas generadas por el mismo. Del inicio de la actividad estudiada en este trabajo (≈ 1.6 Ma) al último depósito registrado (3.3 ka), han podido ocurrir cambios en la posición del conducto, composición del magma y en los procesos eruptivos. En términos de las proporciones de los elementos traza (Zr/Nb), los productos volcánicos pueden ser progresivamente empobrecidos con respecto del MORB, enriqueciéndose con respecto a la edad tal vez debido a las diferentes tazas de asimilación y/o a recarga de la cámara magmática (Figura 26).

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca.

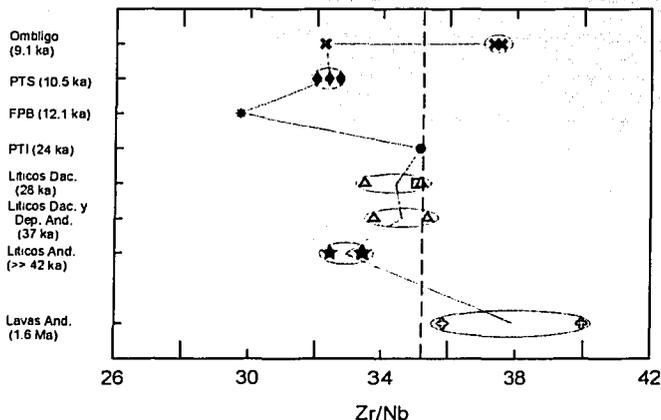


Figura 26. Diagrama donde se muestra la relación entre la edad y la evolución de las proporciones de elementos traza (Zr/Nb) para las muestras del Nevado de Toluca. Simbología como en la figura 13. La línea punteada indica la relación inicial de Zr/Nb para el volcán. La línea punteada representa el valor del MORB = 35.2.

5.2.3 Geoquímica Isotópica.

Algunos pares de isótopos radioactivos-radiogénicos se utilizan en la determinación de edades de diferentes eventos geológicos como son las edades de la cristalización y enfriamiento de los magmas y minerales, edades de metamorfismo, etc. Las proporciones isotópicas iniciales de algunos elementos radiogénicos son indicadores de la fuente de aporte de los magmas y permiten evaluar por medio de algunos modelos ciertos procesos magmáticos como la mezcla, asimilación y la contaminación de los mismos.

5.2.3.1 Radioactividad.

En 1896, Henri Becquerel descubrió el fenómeno de radioactividad y pocos años después, la desintegración radioactiva se demostró que era un proceso exotérmico. En el campo de la geología isotópica, neutrones, protones y electrones pueden ser considerados como el armazón fundamental de un átomo estable. La composición de un tipo de átomo dado, llamado *núclido*, es descrita especificando el número de

protones (número atómico, Z) y el número de neutrones (N) en el núcleo. La suma de éstos es el número de masa (A). En adición, la carta de los núclidos es obtenida graficando Z contra N de todos los núclidos conocidos y existentes. En esta carta, las filas horizontales de núclidos representan el mismo elemento (constante Z) con un variable número de neutrones (N). Estos son los isótopos (Dickin, 1997).

La radioactividad por su parte, es la transformación espontánea de un núclido inestable (isótopo padre) a otro núclido (isótopo hijo). El proceso de transformación, llamado decaimiento radioactivo, resulta de los cambios en N y Z de los átomos padre; así, otros elementos son producidos. Muchos de los procesos ocurren por emisión o captura de una variedad de partículas nucleares. Los isótopos radiogénicos son producidos por el decaimiento de otros isótopos llamados *radioactivos*. Los hijos radiogénicos pueden ser estables o inestables. Si son inestables, el proceso continúa hasta que un núclido estable es producido.

La radioactividad natural ha sido utilizada en muchos caminos de la investigación geológica. Como todas las rocas tienen un alto o bajo grado de radioactividad, esta se pueden utilizar como trazador de procesos geológicos.

5.2.3.2 Decaimiento Radioactivo y tipos de decaimiento.

La primera explicación del decaimiento radioactivo fue propuesta por E. Rutherford y F. Soddy, a principios de 1902. Ellos notaron que la actividad del torio disminuye exponencialmente a cero, y que la radioactividad envuelve una descomposición espontánea de átomos de un elemento para formar átomos de otro. La proporción actual de tal descomposición es proporcional al número de átomos presentes. Esto puede ser expresado como sigue:

$$(-dN/dt) \propto N$$

donde dN/dt es el cambio en el número de átomos (N) padre (negativo porque la proporción sufre una disminución en función del tiempo). Si se introduce a la ecuación una constante de proporcionalidad, se obtendrá como resultado una igualdad. La constante apropiada es λ , la constante de decaimiento, cuyo valor numérico es una característica de cada radionúclido. Esto es dado en unidades recíprocas del tiempo y

se puede decir que representa la probabilidad del decaimiento de un átomo en un intervalo de tiempo. Así, se expresa la ecuación relevante de los procesos de decaimiento:

$$(-dN/dt) = \lambda N$$

en donde λN es el proporción del decaimiento con respecto del tiempo. Si resolvemos la ecuación diferencial se produce:

$$\begin{aligned} -\int (dN/N) &= \lambda \int dt \\ -\ln N &= \lambda t + C \end{aligned}$$

donde C es la constante de integración. Se observa que cuando $N = N_0$ y $t = 0$, $C = -\ln N_0$ y, por sustitución:

$$\begin{aligned} -\ln N &= \lambda t - \ln N_0 \\ \ln N - \ln N_0 &= -\lambda t \\ \ln (N/N_0) &= -\lambda t \\ N/N_0 &= \exp(-\lambda t) \\ N &= N_0 \exp(-\lambda t) \end{aligned}$$

Esta ecuación nos dice el número de átomos padres radioactivos que permanecen con el tiempo t de un número original N_0 existentes en el tiempo $t = 0$.

Otra posibilidad es que un padre radioactivo decaiga para producir un hijo radiogénico estable. Si el número de átomos de un hijo tal que pueda ser designado por D, en cualquier tiempo t, tendremos:

$$D = N_0 - N$$

si no hay átomos hijo o han sido perdidos o adicionados al sistema. Si la ecuación anterior es combinada con su predecesora, entonces tendremos como resultado:

$$D = N_0 - N_0 \exp(-\lambda t)$$

y

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca.

$$D = N_0 [1 - \exp(-\lambda t)]$$

Esta última ecuación expresa el número de hijos radiogénicos estables (D) en cualquier tiempo (t) formados por el decaimiento de un isótopo padre cuyo número original en el tiempo $t = 0$ fue N_0 , asumiendo que los átomos no hijos estuvieron presentes en el principio y también que no hay ganancia o pérdida de átomos padre o hijo ocurridos en el sistema desde $t = 0$.

La definición formal de la vida media de un isótopo es representada en un principio por $t_{1/2}$, esto, es el tiempo necesario para que la mitad de un número determinado de átomos de un radionúclido radioactivo decaiga. Así, cuando $t = t_{1/2}$, $N = (N_0)/2$.

Dado que $N = N_0 \exp(-\lambda t)$, tendremos:

$$\frac{1}{2} N_0 = N_0 \exp(-\lambda t_{1/2})$$

$$\ln \frac{1}{2} = -\lambda t_{1/2}$$

$$\ln 2 = \lambda t_{1/2}$$

$$t_{1/2} = (\ln 2)/\lambda$$

La ecuación anterior es muy utilizada, porque relaciona la vida media de un radionúclido y su constante de decaimiento.

En la práctica, es fácil de relacionar el número de hijos radiogénicos al número de átomos padre que permanecen. El número total de átomos hijo que tienen ocurrencia en un sistema sufren un decaimiento que puede comenzar como:

$$D_t = D_0 + D$$

donde D_t es el total de hijos radiogénicos estables, D_0 es el número original y D es el número producido en el sistema a través del decaimiento del padre. Debido a que $D = N [\exp(\lambda t) - 1]$, por consiguiente tendremos:

$$D_t = D_0 + N [\exp(\lambda t) - 1]$$

Esta es la ecuación básica para la determinación de la edad de rocas y minerales. D_0 puede ser medido, N y D_0 pueden ser considerados como una constante o bien pueden ser valores calculados. Una vez que esto es hecho, la ecuación puede ser resuelta para t .

Una parte importante para comprender el decaimiento radioactivo, es que uno o muchos átomos inestables decaen a través de la emisión de una partícula beta. A este tipo de decaimiento se le conoce como *decaimiento tipo beta*. Frecuentemente, este tipo de decaimiento es acompañado por la emisión de energía radiada en forma de rayos gamma. En 1934, Enrico Fermi postuló que el decaimiento beta puede ser considerado como la transformación de un neutrón en un protón y un electrón, lo que después es expulsado del núcleo como una partícula beta cargada negativamente y emitida desde el núcleo. Una consecuencia de este proceso, es que el número atómico (Z) del átomo residual se incrementa en 1, pero el número de neutrones (N) es reducido en 1. Sin embargo, el átomo hijo de un padre radioactivo decaído por la emisión de una partícula beta tiene el mismo número de masa (A). Por lo tanto, cuando los núclidos tienen el mismo número de masa, el tipo de decaimiento es llamado isobárico.

También muchos radionúclidos decaen por la emisión de un positrón, un electrón cargado positivamente y emitido desde el núcleo. A este tipo de decaimiento se le conoce como *decaimiento positrónico* en donde cada emisión de un positrón es acompañada por la emisión de un neutrino. El producto de la configuración nuclear que revela el decaimiento del padre puede ser descrita como:

$$Z - 1, N + 1$$

Así, el hijo que resulta del decaimiento positrónico es de tipo isobárico.

Si un núcleo atómico captura unos de sus electrones extranucleares, se sufre una disminución en el número de protones y un incremento en el número de neutrones. A esto se le conoce como *decaimiento por captura de electrones*. Este fenómeno involucra la emisión de un neutrino del núcleo que puede ser considerado como una reacción entre el electrón extranuclear y un protón nuclear con la formación resultante de un neutrón y un neutrino. El núcleo producido tiene una configuración de:

$$Z - 1, N + 1.$$

Naturalmente, el hijo es un producto isobárico.

Por otra parte, las partículas alfa facilitan la exploración de la estructura de los átomos. Muchos isótopos radiogénicos sufren un decaimiento por la emisión espontánea de estas partículas de su núcleo. Las partículas alfa están comprendidos por dos protones y dos neutrones, así se apropian de una carga de +2.

5.2.4 Sistemas Isotópicos.

En las Ciencias de la Tierra son útiles los pares isotópicos con vida media y abundancia perceptible en los instrumentos de medición. Así, los métodos de fechamiento que con mayor frecuencia se han utilizado en la geología y petrología son los sistemas: K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd y U,Th-Pb.

Los isótopos son utilizados por un lado entonces, para obtener edades de rocas y minerales. El rango de edades que puede calcularse por medio de éstos, depende principalmente de la vida media del isótopo padre y de la precisión con la que se conozca la constante de decaimiento.

Por otro lado, las proporciones isotópicas en un magma son características de la región fuente, puesto que estas proporciones no cambian durante los subsecuentes eventos de fraccionamiento. Esto es posible gracias a que la diferencia de masa entre cualquier par de isótopos radiogénicos utilizados en la geoquímica (con excepción del Helio) es más pequeña que el par isotópico que pudo ser fraccionado por procesos controlados por el equilibrio entre el cristal y el líquido.

5.2.4.1 Sistema Isotópico Rb-Sr.

El metal alcalino conocido como Rb no forma minerales, pero es encontrado en minerales potásicos substituyendo al potasio. Este elemento tiene dos isótopos naturales cuyas masas son 85 y 87, las abundancias de estos isótopos son 72.1654 % y 27.8346 % respectivamente (Catanzaro *et al.*, 1969). El ^{87}Rb es radioactivo y decae por emisión de partículas β^- a ^{87}Sr con una vida media de $t_{1/2} = 48.813 \text{ Ga}$,

correspondiendo a una constante de decaimiento de $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. Para calcular edades por este método, es necesario tener una serie de rocas o minerales de la misma procedencia. En adición, las proporciones isotópicas están dadas como cocientes referidos a un isótopo estable y suficientemente abundante, que en el caso de este método será el ^{86}Sr .

El estroncio por otra parte, puede sustituir al calcio y más raramente al potasio en minerales. Este elemento tiene cuatro isótopos naturales con las siguientes masas y abundancias: ^{86}Sr : 82.58%, ^{87}Sr : 7.00%, ^{88}Sr : 9.86%, y ^{84}Sr : 0.56%, respectivamente.

El método de fechamiento Rb-Sr fue inicialmente desarrollado por Hahn y Walling (1938), utilizando minerales y roca total. Se encuentra limitado por la vida media del ^{87}Rb , quien no permite fechar rocas menores a 10 Ma. Además el sistema Rb-Sr puede ser muy sensible a alteraciones postmagmáticas y a procesos de intemperismo.

La composición isotópica de estroncio es uno de los parámetros importantes para la investigación del origen del material terrestre. Una de las principales piezas de información suministradas por las proporciones isotópicas de estroncio, es si una roca ígnea es derivada de un fundido del manto superior o de la corteza. La razón de esto, es que las rocas corticales están enriquecidas en rubidio con respecto de las del manto y por consiguiente tienen una proporción Rb/Sr significativamente más alta. Como consecuencia, el enriquecimiento de ^{87}Sr radiogénico derivado del decaimiento del ^{87}Rb es considerablemente más alto en la corteza que en el manto.

La proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presente en el manto superior tiene un valor aproximado de entre 0.702 y 0.706. Sin embargo, han sido reportadas partes enriquecidas del manto, probablemente debido al reciclaje en gran escala de material litosférico (Hofmann y White, 1982). La proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas derivadas de la corteza continental tienen valores directamente más altos ($>$ ca. 0.708). Granitos félsicos, en algunos casos, contienen valores altos de hasta 1.5 en la proporción Rb/Sr. Esta gran variación en rocas corticales es debido a su tiempo de residencia en la corteza y que fueron formados o modificados en diferentes orogenias. Los valores bajos de estroncio inicial, de menos de 0.706, en rocas ígneas, indican que son derivadas de magma proveniente del manto superior.

La interpretación de las proporciones isotópicas de estroncio en combinación con las de neodimio tienden particularmente a caracterizar geoquímicamente el manto. La heterogeneidad, como el metasomatismo del manto, ayuda a reconocer y determinar la duración de su diferenciación, y la interacción entre el manto y la corteza.

5.2.4.2 Sistema Isotópico Sm-Nd y la notación ϵ Nd.

Este método fue desarrollado inicialmente por Wahl (1941) y por Lugmair (1974), el cual es utilizado en fechar muestras de edades preferentemente mayores a los 100 Ma, especialmente rocas ígneas básicas. También pueden ser fechadas por este método rocas de alto grado de metamorfismo (facies de anfibolita a granulita).

El samario y el neodimio pertenecen al grupo de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés). El samario tiene siete isótopos naturales cuyas masas y abundancias son ^{144}Sm : 3.1%, ^{147}Sm : 15.0%, ^{148}Sm : 11.3%, ^{149}Sm : 13.8%, ^{150}Sm : 7.4, ^{152}Sm : 26.7% y ^{154}Sm : 22.7%, respectivamente. El neodimio por su parte también tiene siete isótopos naturales cuyas masas son 142, 143, 144, 145, 146, 148 y 150; las abundancias corresponden a valores de 27.13%, 12.18%, 23.80%, 8.30%, 17.19%, 5.76% y 5.64%, respectivamente.

El ^{147}Sm y el ^{148}Sm decaen por emisión de partículas α a ^{143}Nd y ^{144}Nd , respectivamente. La vida media del ^{148}Sm es la más larga (7×10^{15} a). Sin embargo, el decaimiento del ^{147}Sm (vida media $t_{1/2} = 1.06 \times 10^{11}$ a, $\lambda = 6.539 \times 10^{-12}$ a $^{-1}$; Lugmair y Marti, 1978) es el que se utiliza con fines geocronológicos.

La evolución isotópica del Nd en la Tierra es descrita en términos de un modelo llamado *Reservorio Condritico Uniforme* (CHUR, por sus siglas en inglés; DePaolo y Wasserburg, 1976). Este modelo asume que el Nd terrestre tiene un reservorio uniforme en el que la proporción Sm/Nd es igual al del las meteoritas condriticas. El valor de la proporción $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para el CHUR actual es de 0.512638.

Se puede comparar la proporción inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de una roca ígnea en la corteza de la Tierra con el valor de la correspondiente proporción $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del CHUR en el tiempo de cristalización de la roca. Es por esta razón que se puede conocer la cantidad de la proporción inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de diferentes conjuntos de rocas con respecto

del CHUR en ese tiempo de cristalización. Este es el fundamento por el cual, DePaolo y Wasserburg (1976), propusieron la notación épsilon (ϵ) definido por:

$$\epsilon_{Nd} = [(^{143}Nd/^{144}Nd_{muestra}) / (^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}) - 1] \times 10^4$$

Un valor positivo de la notación épsilon, indica que las rocas fueron derivadas de un sólido residual, mientras que un valor negativo indica que las rocas fueron derivadas de fuentes que contienen baja proporción Sm/Nd con respecto del CHUR. Si el valor es cero, entonces la composición isotópica del Nd en las rocas es indistinguible con respecto del CHUR y se puede concluir que las rocas son generadas directamente de este reservorio condritico.

5.2.4.3 Sistema Isotópico U, Th-Pb.

Este método, desarrollado por Boltwood (1907) y Holmes (1911), es utilizado para obtener edades de rocas y minerales ígneos o metamórficos (p. ej.: circón, monazita, xenotima, esfena, apatito, alanita, uraninita, pitchblenda, perovskita, rutilo y thorita entre otros). Los datos analíticos con fines de fechamiento, son usualmente evaluados utilizando diagramas de concordia. Actualmente, las proporciones entre los diversos isótopos de plomo, también se utilizan como trazadores.

El uranio tiene tres isótopos naturales cuyas masas y concentraciones son ^{238}U : 99.275%, ^{235}U : 0.720% y ^{234}U : 0.005%, respectivamente; todos ellos inestables. El ^{238}U y el ^{235}U tienen núclidos iniciales de las series de decaimiento natural, el ^{234}U es un miembro intermedio de la serie de decaimiento del ^{238}U . Los productos no radioactivos de estas dos series son los isótopos estables ^{206}Pb y ^{207}Pb . El núclido inicial de la tercera serie de decaimiento es el ^{232}Th , cuyo miembro final es el isótopo estable ^{208}Pb . El plomo tiene cuatro isótopos naturales cuyas masas son: 208, 207, 206 y 204, este último enteramente no radiogénico.

La información genética proporcionada por la geoquímica isotópica del plomo común es de gran importancia. Usando la isotopía del plomo común se puede determinar la evolución de un sistema en función del tiempo. Esto es posible ya que la pequeña cantidad de material cortical mezclada con el manto puede aumentar los valores de la

composición del Pb hacia valores de la corteza, que normalmente tiene una proporción $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mayor que la del manto.

5.3 Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb para los depósitos del volcán.

Las variaciones de ciertos isótopos pueden ser utilizadas como trazadores petrogenéticos. Las proporciones isotópicas como $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varían en la naturaleza como consecuencia del decaimiento radioactivo de los isótopos padre ^{87}Rb , ^{147}Sm , ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th . La magnitud de la variación depende de la historia de las proporciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ y $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ en las rocas iniciales. Estos isótopos están condicionados para su utilización, pero pueden ser aplicados para procesos secundarios de intemperismo y alteración que cambie la composición isotópica de las rocas. Lógicamente, esto puede acarrear dificultades en la interpretación de las variaciones isotópicas en las rocas viejas más que en jóvenes. Por ende, la respuesta de un sistema isotópico a procesos secundarios puede variar marcadamente de un sistema a otro. Los isótopos de plomo son particularmente utilizados como trazadores petrogenéticos porque es producto de dos isótopos padre de diferentes vidas medias, que decaen al mismo elemento.

Taylor *et al.* (1984), reconocen tres reservorios isotópicos en la corteza, los cuales están caracterizados con respecto a la proporción de los isótopos de los elementos de Nd, Sr y Pb. Zindler y Hart (1986), tienen delineados cinco miembros finales de la composición isotópica del manto:

1) El *manto empobrecido (DM)*, por sus siglas en inglés, se encuentra caracterizado por tener altas proporciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, bajas proporciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y bajas proporciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Esta es la componente dominante de muchas fuentes que generan a los basaltos de crestas mesoceánicas (MORB, por sus siglas en inglés).

2) La *fente del manto con alta relación $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (HIMU)*, por sus siglas en inglés, tiene muy altas proporciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ observadas en muchas islas oceánicas; se acopla con bajas proporciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e intermedias de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Esto sugiere que la fuente del manto es enriquecida en U y Th

relativamente con respecto al Pb sin una asociación en el incremento en la proporción Rb/Sr.

3) El *manto enriquecido* (EM, por sus siglas en inglés) tiene proporciones variables de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y altas proporciones de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con respecto de la proporción $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Zindler y Hart (1986), hacen una subdivisión con respecto a los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en I (bajas proporciones) y II (altas proporciones).

4) La gran frecuencia de basaltos de las islas oceánicas, arcos de islas intraoceánicas y series de basaltos continentales con $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5130$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$ sugieren que estas rocas tienen una componente del manto identificado por Zindler y Hart (1986) como reservorio del *manto prevalente* (PREMA, por sus siglas en inglés). También tiene valores de la proporción $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2$ a 18.5.

5) El *reservorio uniforme primario* (BSE, por sus siglas en inglés), puede ser el componente del manto que contiene la química del volumen inicial de la Tierra silicatada. Esta composición es equivalente a la composición homogénea del manto primitivo que se formó durante la desgasificación del planeta o durante la formación del núcleo, antes de la formación de los continentes.

Con el fin de comparar las rocas del Nevado de Toluca con estos reservorios se realizaron análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb. Los resultados se muestran en la Tabla 3.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 3. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb para las muestras del volcán Nevado de Toluca. Simbología como en la tabla 2a.

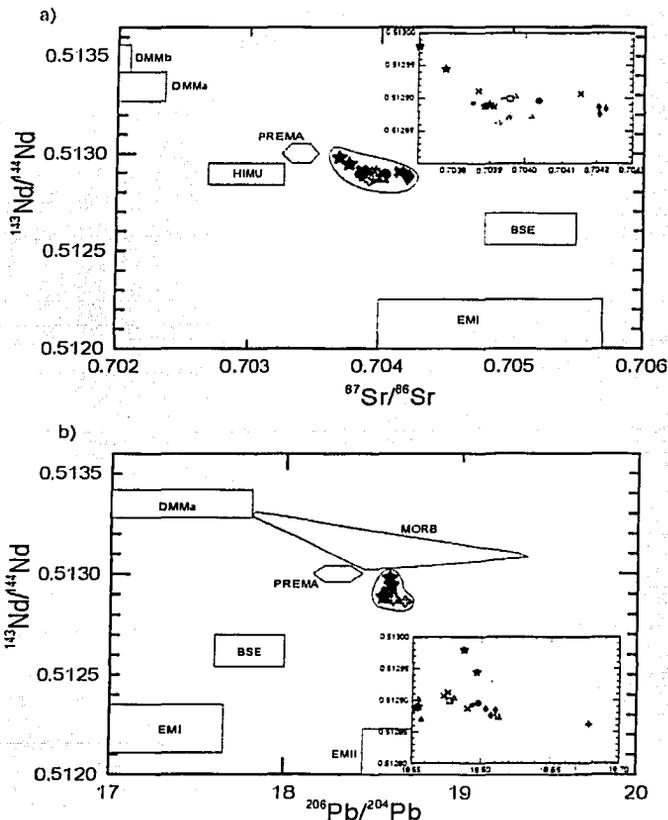
Muestra	Roca	edad/años	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	σ	n	ϵNd	σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 1sd %	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 1sd %	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 1sd %	n			
NT-15	dacita	9100	0.704150		46 59	0.512907		17 59	5.25	0.33	18.57	0.016	15.54	0.017	38.23	0.018	98
NT-17	dacita	9100	0.703868		43 58	0.512912		25 60	5.35	0.49	18.58	0.014	15.56	0.015	38.26	0.015	96
NT-31	dacita	9100	0.703912		46 58	0.512887		16 58	4.86	0.31	18.59	0.019	15.57	0.023	38.31	0.028	98
	pómez																
NT-9	dacítica	10500	0.704226		56 59	0.512884		23 57	4.80	0.45	18.61	0.048	15.59	0.065	38.37	0.087	98
	pómez																
NT-12	dacítica	10500	0.704208		44 58	0.512876		21 56	4.64	0.41	18.61	0.018	15.58	0.021	38.36	0.025	93
	pómez																
NT-13	dacítica	10500	0.704205		52 59	0.512886		22 59	4.84	0.43	18.60	0.017	15.58	0.018	38.34	0.021	99
	pómez																
NT-14	dacítica	12100	0.703853		48 59	0.512893		18 57	4.97	0.35	18.59	0.020	15.59	0.021	38.35	0.023	99
	pómez																
NT-8	andesítica	24500	0.704039		40 58	0.512896		19 57	5.03	0.37	18.60	0.027	15.57	0.027	38.31	0.030	100
	dep																
NT-6	andesítico	37000	0.703958		36 58	0.512899		28 53	5.09	0.55	18.58	0.020	15.57	0.020	38.30	0.022	98
NT-4	bloq dac	28000	0.703952		40 56	0.512870		24 55	4.53	0.47	18.56	0.020	15.55	0.025	38.22	0.026	97
NT-7	bloq dac	28000	0.704019		40 58	0.512872		29 60	4.57	0.57	18.61	0.018	15.58	0.018	38.36	0.020	97
NT-10	bloq dac	37000	0.703973		37 59	0.512903		16 55	5.17	0.31	18.58	0.018	15.58	0.017	38.31	0.018	98
NT-11	bloq dac	37000	0.703940		43 59	0.512901		20 58	5.13	0.39	18.55	0.012	15.55	0.013	38.21	0.012	94
NT-24	frag. And	42000	0.703702		31 53	0.512980		21 55	6.67	0.41	18.59	0.016	15.57	0.017	38.29	0.016	98
NT-25	frag. And	42000	0.703776		43 59	0.512945		22 54	5.99	0.43	18.60	0.019	15.58	0.021	38.33	0.020	97
NT-22G	frag. And	42000	0.703887		44 57	0.512888		17 58	4.88	0.33	18.55	0.017	15.57	0.017	38.19	0.017	99
NT-22R	frag. And	42000	0.703899		43 56	0.512890		18 56	4.91	0.35	18.55	0.015	15.55	0.016	38.20	0.016	99
NT-29	andesita	1600000	0.703923		45 59	0.512862		38 57	4.37	0.74	18.68	0.024	15.59	0.027	38.43	0.032	97
NT-30	andesita	1600000	0.703959		38 59	0.512876		21 54	4.64	0.41	18.61	0.080	15.57	0.019	38.32	0.018	99

Análisis realizados en un Espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM. Valor del laboratorio del estándar SRM987: $0.710234 \pm 18^* n=220$. Valor del laboratorio del estándar Nd la Jolla: $0.511880 \pm 22^* n=116$; n= número de mediciones realizadas por corrida. Valores del laboratorio del estándar NBS981: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.8943$ (1 sd = 0.03%); $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4309$ (1 sd = 0.04%); $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.5212$ (1 sd = 0.05%) n = 42.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Perfil isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca.

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variaron entre 0.703702 y 0.704226, los de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.512832 y 0.512980 y los de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.1918 y 38.4749. Whitford y Bloomfield (1976), efectuaron determinaciones isotópicas de Sr para las lavas del Nevado con valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que van de 0.70321 a 0.70446, similares a los valores obtenidos en este trabajo. Los datos isotópicos son graficados comparándolos con cada una de las diferentes fuentes del manto antes mencionadas y con cada una de las proporciones isotópicas que las definen (Figura 27a, 27b, 27c y 27d).



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

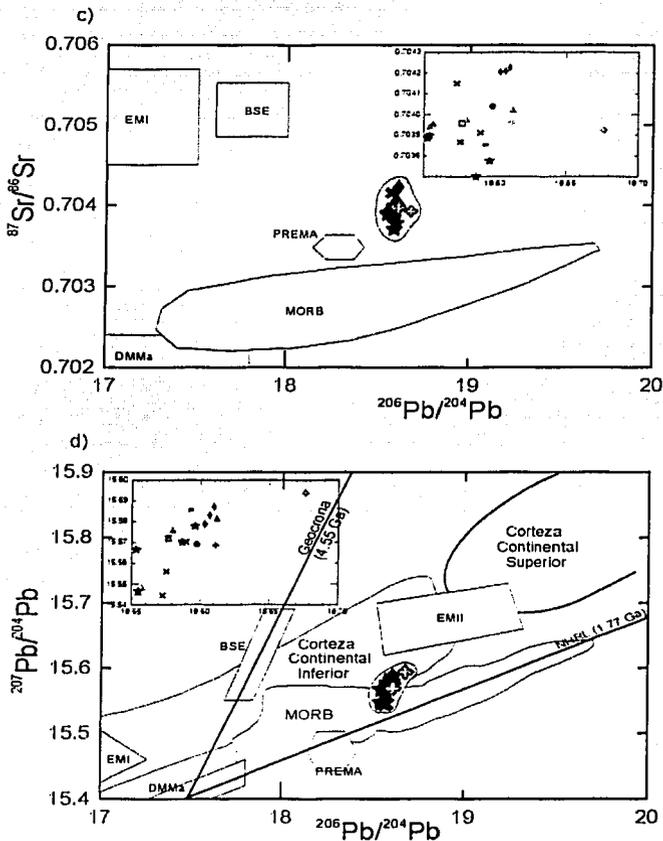


Figura 27. Gráficas de correlación con respecto de las diferentes fuentes del manto. a) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; b) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; c) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y d) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (según Zindler y Hart, 1986). La explicación de cada una de las fuentes del manto se encuentra en el texto. Las muestras del volcán Nevado de Toluca se encuentran en pequeños campos. En los recuadros se hace un acercamiento para detectar variaciones y tendencias. Simbología como en la figura 13.

En la figura 28, se muestra el diagrama que correlaciona a las muestras del Nevado de Toluca con la notación ϵNd vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$. Las muestras del Volcán Nevado de Toluca tienen valores altos de ϵNd (+3.8 a +5.3), pero más bajos que los valores del MORB, además las muestras siguen el arreglo del manto en dirección hacia la contaminación cortical.

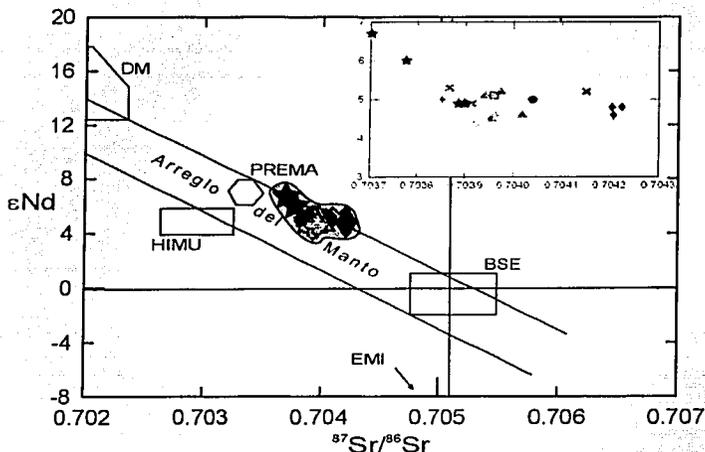


Figura 28. Diagrama de correlación isotópica de ϵNd vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$, se muestran las diferentes fuentes del manto, además del arreglo del manto definido de basaltos oceánicos. Simbología como en la figura 13.

Las proporciones isotópicas de las muestras del Volcán Nevado de Toluca con respecto a la edad permiten diferenciar dos muestras que al parecer no pertenecen al vulcanismo relacionado al Volcán Nevado de Toluca. Las gráficas de la figura 29, muestran tendencias donde las muestras se están enriqueciendo y empobreciendo en isótopos debido tal vez a diferentes tasas de asimilación y contaminación con la corteza y/o a la recarga de material proveniente de la misma fuente. En la figura 29a, 29b y 29c, se muestran esas tendencias.

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca.

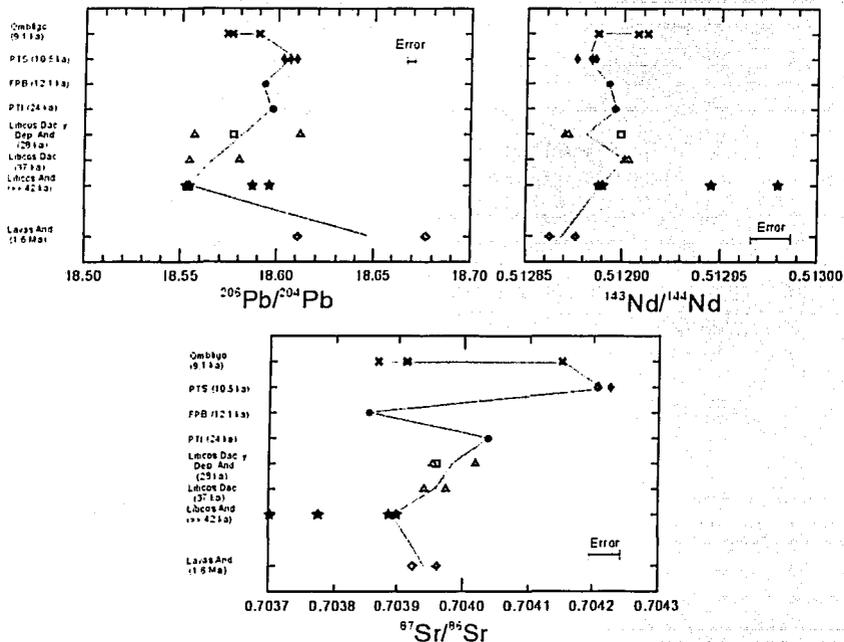


Figura 29. Conjunto de diagramas que correlacionan la edad con la isotopía de las muestras del Volcán Nevado de Toluca. Simbología como en la figura 13. Las barras de error representan el error de medición del laboratorio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

6. Discusión y Conclusiones.

6.1 Discusión de resultados.

Mediante las observaciones petrográficas y con ayuda de los datos geoquímicos de elementos mayores (diagramas de TAS), las muestras tomadas de los depósitos generados por las erupciones del Volcán Nevado de Toluca, fueron clasificadas como de composición andesítica y dacítica. También con los datos geoquímicos de elementos mayores se observó que los depósitos del volcán pertenecen a la serie de magmas subalcalina; con una clara afinidad calco-alcalina.

Con lo que respecta a los procesos evolutivos de las rocas del volcán se puede observar en los diagramas bivariados de elementos mayores con respecto al SiO_2 , dos patrones diferentes, ambos con aumento en Na y K, y disminución de Al, Fe (total), Mg, Ca, Ti y P, en diferentes medidas. Esto nos pudiese indicar que la cristalización fraccionada del magma se llevó a cabo al menos en dos niveles corticales diferentes. La razón de esta hipótesis en los procesos de cristalización es que la primer serie (representada por las lavas antiguas, los líticos de andesitas y las dacitas del domo) tienen diferencias con respecto a la otra serie. Su característica es la de tener pendientes diferentes de disminución y aumento de los elementos mayores antes mencionados, lo que nos podría indicar que el magma sufrió una diferenciación diferente a la segunda serie propuesta. La segunda serie es representada por los líticos de dacitas, el depósito andesítico y las pómez (PTI, FPB y PTS). No obstante, la separación de estas tendencias podría también ser indicativa de una fuerte alteración debida a la entrada de un fluido a la cámara magmática o ambas. Estas teorías son basadas en las características petrográficas de las muestras, ya que con la entrada de un fluido rico en sílice a una cámara magmática rica en olivino (como solución sólida) se puede obtener este cambio en las fases de cristalización. Cox *et al.* (1979) y Best (1982), lo representan de la siguiente manera:



No obstante, en el diagrama MgO vs CaO , no se tiene representada ninguna inflexión que sustentaría los cambios en las fases cristalinas.

El conjunto de diagramas de índices de solidificación y de Larsen, muestra de nueva cuenta cambios en la cristalización. Queda representada la separación de las dos diferentes tendencias mencionadas anteriormente. En este caso, se puede ver que un conjunto de rocas es más alcalino que el otro, lo que nos puede estar indicando que las lavas con dos clases de piroxenos provienen de una fuente más alcalina.

Arcos magmáticos como los Andes muestran en los patrones de elementos incompatibles, utilizando al MgO como índice de diferenciación, pendientes negativas, siendo estas variaciones típicas de sistemas ígneos recientes (Cameron *et al.*, 2002). Los diagramas de variación de elementos incompatibles vs. MgO, muestran también dos tendencias para algunos elementos incompatibles, que nos pueden indicar que algunas de las muestras presentan un posible carácter compatible al tener pendientes positivas. Esta tendencia indicaría posibles cambios físico-químicos de la cámara magmática por la entrada de nuevo material o por interacción con la roca encajonante. En el caso de la disposición representada por líticos de dacitas-depósito andesítico-pómez, se observa que se mantiene más o menos estable la cantidad de Mg, con pequeñas pendientes negativas lo que indica también poca cristalización fraccionada.

Por otra parte, en base al contenido de algunos elementos traza (Ba y Th), hay indicios de que el volcán se encuentra dentro de un arco intermedio en el contenido de estos elementos. La ubicación de las muestras del Nevado de Toluca en el diagrama Ba/Th vs. Th, nos sugiere también que la fuente de aporte de los magmas que generaron las rocas del volcán, no se encuentra afectada en gran medida por material de la cuña del manto formada por la subducción de la placa Rivera y Cocos debajo de la placa Norteamericana. Tampoco parece haber indicación de una gran influencia de los sedimentos anexados a la placa que se subduce puesto que no se tiene altos valores de Th como en el caso de las Indonesia, las islas Aeolianas o las Filipinas.

El patrón formado en el diagrama multielemental muestra que las rocas generadas de la actividad volcánica del volcán han sufrido un enriquecimiento selectivo en elementos móviles como el Sr, K, Rb, Ba y Th, con anomalías de Nb, Ta y Ti, siendo estas variaciones típicas de arcos magmáticos continentales. Igualmente, en el caso del patrón mostrado en el diagrama de variación de tierras raras (REE), las tendencias de abundancia muestran un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto de las

pesadas, siendo también variaciones típicas de arcos magmáticos. Sin embargo, las tierras raras pesadas tienen un ligero enriquecimiento.

Por otro lado, el diagrama Nb vs. Nd sugiere dos regresiones lineales; teniendo las lavas antiguas, los líticos de andesitas y las muestras tomadas del evento del domo, valores casi constantes en Nb y enriquecimiento en Nd, causado por posible alteración hidrotermal. Por su lado, el diagrama Th/Ta vs. Th/Tb muestra que para las rocas generadas por el volcán se distinguen tres diferentes dominios. El primero muestra una pendiente alta con valores altos en la relación Th/Ta, el segundo es de menor pendiente y el tercero está resaltado por tener una pendiente casi paralela a la anterior, sólo que con menor proporción de Th/Ta, siendo estas dos últimas casi horizontales. Estas tres disposiciones pueden indicar tres fuentes diferentes de aporte de los magmas o tres diferentes eventos de recarga de material.

Con base en la relación de las proporciones de Th/Yb vs. Ta/Yb, se nota que las muestras tienen por una parte, el vector de influencia de la cristalización fraccionada y por otra, el vector de influencia de la contaminación cortical. El vector de la cristalización fraccionada se encuentra representado por el enriquecimiento progresivo de las proporciones de elementos traza antes mencionados, mientras que el vector de la contaminación con la corteza se encuentra expresado por el aumento relativamente abrupto en la proporción Th/Tb.

En las muestras se pueden observar cambios en la proporción Zr/Nb teniendo las lavas antiguas mayor proporción que las recientes. Cambios en estas proporciones en las rocas del volcán indican que tuvieron períodos de enriquecimiento y disminución en la proporción antes mencionada, ésto tal vez sea debido, nuevamente, a posibles fases de recarga. Los valores varían de 29.7 a 39.9, mientras que el valor del MORB es de 35.2.

La correlación isotópica de las muestras, comparándola con diferentes fuentes del manto, indica que para las muestras del Nevado de Toluca pueden trazarse diferentes líneas de mezcla entre los reservorios magmáticos. Por otra parte, en los recuadros de las gráficas se puede observar que las muestras presentan pocas variaciones en la proporción $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, mientras que tienen una mayor variación en las proporciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Estas variaciones pueden representar añadidura de

pesadas, siendo también variaciones típicas de arcos magmáticos. Sin embargo, las tierras raras pesadas tienen un ligero enriquecimiento.

Por otro lado, el diagrama Nb vs. Nd sugiere dos regresiones lineales; teniendo las lavas antiguas, los líticos de andesitas y las muestras tomadas del evento del domo, valores casi constantes en Nb y enriquecimiento en Nd, causado por posible alteración hidrotermal. Por su lado, el diagrama Th/Ta vs. Th/Tb muestra que para las rocas generadas por el volcán se distinguen tres diferentes dominios. El primero muestra una pendiente alta con valores altos en la relación Th/Ta, el segundo es de menor pendiente y el tercero está resaltado por tener una pendiente casi paralela a la anterior, sólo que con menor proporción de Th/Ta, siendo estas dos últimas casi horizontales. Estas tres disposiciones pueden indicar tres fuentes diferentes de aporte de los magmas o tres diferentes eventos de recarga de material.

Con base en la relación de las proporciones de Th/Yb vs. Ta/Yb, se nota que las muestras tienen por una parte, el vector de influencia de la cristalización fraccionada y por otra, el vector de influencia de la contaminación cortical. El vector de la cristalización fraccionada se encuentra representado por el enriquecimiento progresivo de las proporciones de elementos traza antes mencionados, mientras que el vector de la contaminación con la corteza se encuentra expresado por el aumento relativamente abrupto en la proporción Th/Tb.

En las muestras se pueden observar cambios en la proporción Zr/Nb teniendo las lavas antiguas mayor proporción que las recientes. Cambios en estas proporciones en las rocas del volcán indican que tuvieron periodos de enriquecimiento y disminución en la proporción antes mencionada, ésto tal vez sea debido, nuevamente, a posibles fases de recarga. Los valores varían de 29.7 a 39.9, mientras que el valor del MORB es de 35.2.

La correlación isotópica de las muestras, comparándola con diferentes fuentes del manto, indica que para las muestras del Nevado de Toluca pueden trazarse diferentes líneas de mezcla entre los reservorios magmáticos. Por otra parte, en los recuadros de las gráficas se puede observar que las muestras presentan pocas variaciones en la proporción $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, mientras que tienen una mayor variación en las proporciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Estas variaciones pueden representar adición de

elementos radiogénicos a la cámara magmática debido a la asimilación de la roca encajonante. En el caso de las variaciones de la notación epsilon con respecto a la proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, las muestras del volcán siguen el arreglo del manto con dirección hacia la contaminación con la corteza.

Idealmente, las proporciones isotópicas de Sr, Nd y Pb no deben de variar con respecto del tiempo. En el caso de las muestras del volcán Nevado de Toluca se pueden representar con respecto a la edad, diferentes momentos de empobrecimiento y de enriquecimiento en las proporciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y menor en la proporción $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, lo que quiere decir que las muestras han sufrido, a lo largo del tiempo, diferentes tasas de contaminación, asimilación de la corteza y/o recarga de material.

Como se puede observar, dos de las muestras no encajan en las variaciones químicas de las rocas del volcán (NT-24 y NT-25); petrográficamente tampoco, puesto que los minerales están muy rotos en comparación con las otras muestras de líticas colectadas muy cerca de ellas y de las muestras de las lavas antiguas. Una interpretación con respecto a su origen, no fue posible. Sin embargo, se hace notar que son un tanto diferentes a la tendencia general de las demás muestras.

6.2 Conclusiones.

Las muestras de las rocas generadas por las erupciones del Volcán Nevado de Toluca tienen una composición andesítico-dacítica, teniendo una afinidad calco-alcalina.

Las variaciones de elementos traza indican que las rocas del volcán tienen firmas características de arcos magmáticos continentales; siendo estas rocas, un producto superficial de la fusión a profundidad de la litósfera oceánica, asociada a la subducción de la placa Rivera y Cocos debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera Mesoamericana.

Las variaciones de elementos mayores, de algunos elementos traza y la petrografía, indican que posiblemente las muestras han tenido cristalización fraccionada en dos diferentes niveles corticales. En el caso de los elementos mayores, las variaciones parecen indicar que la serie compuesta por las lavas antiguas-líticas de andesitas-

Capítulo 6. Discusión y Conclusiones.

dacitas del domo, tienen una diferenciación marcada, mientras que la otra serie representada por los líticos de dacitas-depósito andesítico-pómez (Pómez Toluca Inferior, Flujo de Pómez Blanco y la Pómez Toluca Superior) no tiene una diferenciación tan marcada. En este mismo rubro, la petrografía parece indicar la misma tendencia, una serie contiene las dos clases de piroxenos, mientras que la otra solamente aparece una clase (ortopiroxeno).

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7037-0.7042) indican que las rocas generadas por la actividad del volcán tienen una fuente no muy evolucionada en el manto, mientras que los valores de ϵNd (de +3.8 a +5.3), muestran una menor influencia de contaminación cortical.

La isotopía de las rocas volcánicas con respecto a la edad y a la concentración de algunos elementos traza, nos permiten proponer que las rocas del volcán han tenido como parte de su evolución procesos de asimilación de la corteza, así como la recarga de material proveniente de la misma fuente. Basándose en lo mencionado anteriormente se proponen tres puntos para la evolución de estas rocas:

1. Las rocas del volcán Nevado de Toluca evolucionaron por medio de dos cámaras magmáticas interconectadas a niveles corticales diferentes.
2. En las fases primarias de vulcanismo se expelen productos ya diferenciados, dejando líquido residual en la cámara magmática más somera.
3. Se tienen pulsos de material rico en olivino, como solución sólida, de la cámara profunda hacia la cámara somera rica en sílice (recarga), propiciando la cristalización de una sola clase de piroxenos (ortopiroxeno).

Este modelo es pensado de esa manera ya que los estudios de la secuencia Pómez Toluca Inferior expresan, basándose en la vesiculación y otras características, que la cámara magmática se encuentra a un nivel somero (Lia Carreras, comunicación personal), mientras que se encontró en la petrografía un cristal de cuarzo con un halo de clinopiroxeno tal vez proveniente del basamento. Esta última característica es interpretada de esa manera ya que en la Sierra Chichinautzin se han encontrado igualmente cristales de cuarzo con halos de clinopiroxenos, tal vez provenientes del basamento local (Raymundo Martínez, comunicación personal).

Al final del trabajo creo que se cumplen satisfactoriamente los objetivos planteados, puesto que además de contribuir nuevos datos geoquímicos e isotópicos para la Faja Volcánica Transmexicana, se pudo caracterizar geoquímicamente a los depósitos muestreados, detectando también algunos cambios químicos. Esto nos lleva a concebir las siguientes posibilidades para la evolución de las rocas del volcán:

- Asimilación (rocas antiguas o rocas volcánicas jóvenes),
- Recarga de material,
- Dos cámaras magmáticas a dos diferentes niveles corticales (implica dos diferentes tipos de asimilación de roca encajonante, dos diferentes series de cristalización fraccionada, etc), ó,
- Una cámara magmática con un zoneamiento muy marcado entre la fase andesítica (en la base) y dacítica (en la cima).

Se piensa entonces que pueden existir cualquiera de estos procesos, solos o combinados, aunque con los datos actuales todavía no se puede valorar con exactitud cual es el proceso predominante.

Anexo 1.

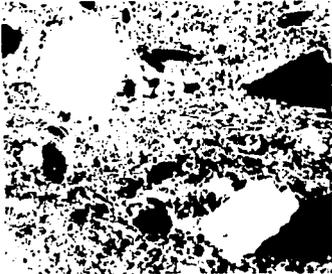
Tabla A. Reporte Petrográfico de las Muestras del Volcán Nevado de Toluca.

LN = Luz Natural

In = Índice de Refracción

NX = Nícoles Cruzados

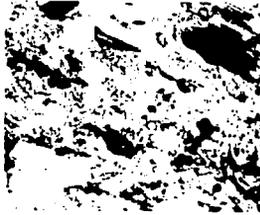
In > resina - félsico; In < resina - máfico

No. de muestra/ Localización	Micrografía	Descripción en lámina delgada Mineralogía.	% mineral
NT-15 19° 06.374' N 99° 45.370' O Cráter del Volcán Nevado de Toluca. Domo dacítico. Nombre: Dacita	 <p style="text-align: center;">LN</p>	Textura porfídica sereada. Matriz compuesta de vidrio, contiene muchos microlitos de plagioclasa. Mineralogía: Plagioclasa con bordes corroídos Piroxeno (ortopiroxeno) Anfíbol corroido Biotita corroida Óxidos de Fe (trazas) Apatito (trazas) Cuarzo (trazas)	60% 10% 10% 10%
NT-17 19° 06.949' N 99° 45.904' O Cráter del Volcán Nevado de Toluca. Labio noroccidental. Nombre: Dacita	 <p style="text-align: center;">LN</p>	Textura porfídica sereada. Matriz compuesta de vidrio, contiene microlitos de plagioclasa. Mineralogía: Plagioclasa con bordes corroídos Piroxenos (orto y clinopiroxenos) Anfíbol corroido Biotita Óxidos de Fe (trazas) Apatito (trazas) Cuarzo En esta muestra hay muchos fantasmas minerales, tiene fracturas rellenas de cuarzo.	65% 10% y 5% 5% 5% 5% 5%

TESIS CON
 VALIA DE CIRCEN

NT-31
 19° 06 94' N
 99° 45 904' O
 Cráter del Volcán
 Nevado de Toluca
 Domo dacítico

Nombre: Dacita



LN



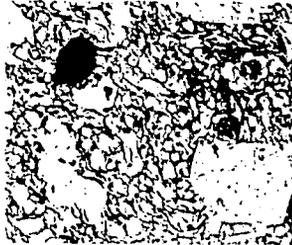
NX

Textura porfídica sereada.
 Matriz compuesta de vidrio, tiene
 microlitos de plagioclasa

Mineralogía:
 Plagioclasa con bordes corroídos 60%
 Piroxeno (orto y clinopiroxeno) 10% y 5%
 Anfíbol corroído 5%
 Biotita corroída 3%
 Óxidos de Fe (trazas)
 Apatito (trazas)
 Cuarzo 5%
 Cuarzo con borde de clinopiroxeno

NT-9
 19° 11.115' N
 99° 39.765' O
 Zacango.
 Pómez Toluca
 Superior.

Nombre: Pómez
 dacítica



LN

Textura hialina.
 Matriz compuesta de vidrio,
 In > resina.

Mineralogía:
 Plagioclasa con bordes corroídos
 Anfíbol corroído
 Piroxenos (ortopiroxenos)
 Biotita con bordes corroídos
 Óxidos de Fe (trazas)
 Apatito (trazas)

NT-12
 19° 06 328' N
 99° 41 366' O
 San Francisco Putla
 (a un costado del
 cerro Tepehuisco)
 Pómez Toluca
 Superior.

Nombre: Pómez
 dacítica



LN



LN

Textura hialina.
 Matriz compuesta de vidrio,
 In > resina.

Mineralogía:
 Plagioclasa con bordes corroídos
 Piroxenos (ortopiroxenos)
 Biotita
 Óxidos de Fe (trazas)
 Apatito (trazas)

Las plagioclasas se encuentran muy
 fragmentadas, tiene fantasmas minerales.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

NT-13

19° 06' 328" N

99° 41' 366" O

San Francisco Putla

(a un costado del
cerro Tepehuisco)

Pómez Toluca
Superior.



LN



NX

Textura hialina
Matriz compuesta de vidrio,
In > resina

Mineralogía:
Plagioclasas con bordes corroídos,
Piroxenos (ortopiroxenos)
Anfibol
Biotita
Óxidos de Fe (trazas)
Apatito (trazas)

Nombre: Pómez
dactita

NT-14

19° 02' 760" N

99° 39' 053" O

Autopista Ixtapan
de la Sal - Tenango

Flujo de pómez
color blanco.



LN



NX

Textura hialina.
Matriz compuesta de vidrio,
In > resina.

Mineralogía:
Plagioclasa con bordes corroídos,
Piroxeno (ortopiroxenos)
Anfibol corroído
Biotita corroída
Óxidos de Fe (trazas)
Apatito (trazas)

Nombre: Pómez
dactita

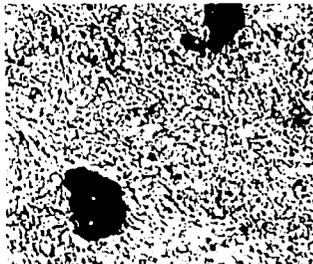
NT-8

19° 11' 115" N

99° 39' 765" O

Zacango.

Pómez Toluca
Inferior.



LN

Textura hialina.
Matriz compuesta de vidrio,
In < resina.

Mineralogía:
Plagioclasa con bordes corroídos,
Anfibol muy corroído,
Piroxenos (ortopiroxenos)
Biotita
Óxidos de Fe (trazas)
Apatito (trazas)

Nombre: Pómez andesítica.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

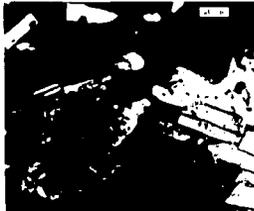
NT-4

19° 13 362' N
99° 47 413' O
San Juan de las
Huertas
Flujos de bloques
y cenizas

Nombre Dacita



LN



NX

Textura porfídica sereada.
Matriz compuesta de vidrio,
tiene microlitos de plagioclasas,
el In > resina

Mineralogía
Plagioclasa con bordes corroídos 60%
Anfibol eudral y con bordes corroídos 20%
Biotita con bordes corroídos 5%
Piroxenos (ortopiroxenos) 5%
Óxidos de Fe (trazas)
Apatito (trazas)
Cuarzo 7%

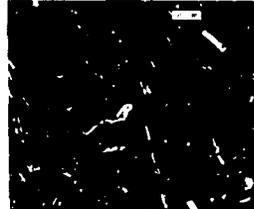
NT-7

19° 11.115' N
99° 39.765' O
Zacango
Flujo de bloques
y cenizas

Nombre Dacita



LN



NX

Textura porfídica sereada.
Matriz compuesta de vidrio, contiene
mayor abundancia de microlitos de
plagioclasas, In < resina.

Mineralogía:
Plagioclasa con bordes corroídos
Anfibol muy corroído
Piroxenos (ortopiroxenos)
Óxidos de Fe (trazas)
Apatito (trazas)
Cuarzo

NT-6

19° 13.162' N
99° 47 413' O
San Juan de las
Huertas
Flujos de bloques
y cenizas.

Nombre: Toba
andesítica.



LN



NX

Matriz compuesta de vidrio,
tiene muchos microlitos de plagioclasa,
el In < resina.

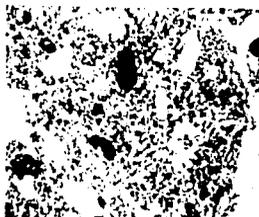
Mineralogía:
Plagioclasa con bordes corroídos
Anfibol con bordes corroídos
Biotita con bordes corroídos
Piroxenos (ortopiroxenos)
Óxidos de Fe (trazas)
Apatito (trazas)

Hay fracturas rellenas de cuarzo

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

NT-10
 19° 11 115' N
 99° 39 765' O
 Zacango
 Flujo de bloques y cenizas

Nombre: Dacita



LN



NX

Textura porfídica sereada.
 Matriz compuesta de vidrio, no contiene una cantidad importante de microfitos de plagioclasa, In > resina.

Mineralogía
 Plagioclasa con bordes corroídos, 70%
 Anfíbol muy corroído y roto 5%
 Biotita corroída 5%
 Piroxenos (ortopiroxenos) 5%
 Óxidos de Fe (trazas)
 Apatito (trazas)
 Cuarzo

NT-11
 19° 11.115' N
 99° 39.765' O
 Zacango
 Flujo de bloques y cenizas

Nombre: Dacita



LN



NX

Textura porfídica sereada.
 Matriz compuesta de vidrio, contiene mayor cantidad de microfitos, In < resina.

Mineralogía:
 Plagioclasa con bordes corroídos 60%
 Piroxenos corroídos (ortopiroxenos) 10%
 Anfíbol corroídos 5%
 Biotita corroída 10%
 Óxidos de Fe (trazas)
 Apatito (trazas)

Contiene pequeñas fracturas rellenas de cuarzo.

NT-24
 18° 51 290' N
 99° 46 486' O
 Puerta Grande.
 Avalancha de escombros.

Nombre: Andesita



LN



NX

Textura porfídica sereada.
 Matriz compuesta de vidrio, contiene microfitos, In < resina.

Mineralogía:
 Plagioclasa con bordes corroídos 70%
 Piroxeno con bordes corroídos (orto y clinopiroxeno) 15% y 10%
 Óxidos de Fe (trazas)
 Apatito (trazas)

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

NT-25

18° 51 290' N
99° 46 486' O
Puerta Grande
Avarcha de
escombros

Nombre: Andesita



LN



NX

Textura porfídica sereada.
Matriz compuesta de vidrio, contiene mucha cantidad de microilitos.

Mineralogía:
Plagioclasa con bordes corroídos 65%
Piroxeno (orto y clinopiroxeno) 15% y 5%
Anfibol corroído 10%
Óxidos de Fe (trazas)

La muestra tiene fracturas rellenas de cuarzo.

NT-22

18° 51 290' N
99° 46 486' O
Puerta Grande
Avalancha de
escombros

Nombre: Andesita



LN



NX

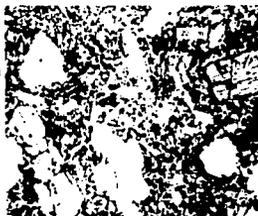
Textura porfídica.
Matriz compuesta de vidrio, contiene muchos microilitos.

Mineralogía:
Plagioclasa con bordes corroídos 65%
Piroxeno (orto y clinopiroxeno) 10% y 5%
Anfibol muy corroído 10%
Biotita corroída 5%
Óxidos de Fe (trazas)
Apatito (trazas)

NT-29

19° 08 277' N
99° 47 996' O
Camino de terracería
que sube al cráter
del volcán.
Lavás que forman
el aparato principal.

Nombre: Andesita



LN



NX

Textura porfídica.
Matriz compuesta de microcristales de plagioclasa con poco vidrio.

Mineralogía:
Plagioclasa 70%
Piroxenos (orto y clinopiroxenos) 15% y 10%
Anfibol corroído 3%
Óxidos de Fe
Apatito

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

NT-30

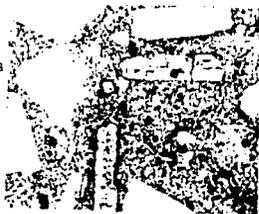
19° 08 59' N

99° 48 09' O

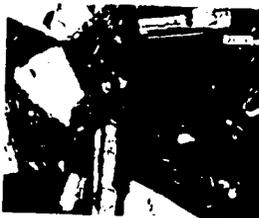
Camino de terracería
que sube al cráter
del volcán.

Lavas que forman
el aparato principal.

Nombre: Andesita



LN



NX

Matriz compuesta de microcristales
de plagioclasa y vidrio

Mineralogía

Plagioclasa con bordes corroídos 60%

Piroxenos (orto y clinopiroxenos) 15% y 15%

Antifol corroído 5%

Óxidos de Fe

Apatito

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- Aguirre-Díaz, G. J., Nelson, S. A., Ferrari, L., López-Martínez, M., 1997. Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo). International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior General Assembly 1997, Field Trip #1 Guidebook. Puerto Vallarta, México, 54 p.
- Arce, J. L., 1999. Reinterpretación de la erupción pliniana que dió origen a la Pómez Toluca Superior, Volcán Nevado de Toluca, Tesis de Maestría, México D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, 99 p.
- Arce, J. L., Macías, J. L., Vázquez-Selem, L., 2003. The 10.5 ka plinian eruption of Nevado de Toluca Volcano, México: stratigraphy and hazard implications. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 115, p. 230-248.
- Atwater, T., 1989. Plate Tectonic History of the northeast Pacific and western North America. In: Winterer, E. L., Hussong, D. W., Decker, R. W. (Eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii (The Geology of North America)*. *Geol. Soc. Am. Boulder, CO*, p. 21-72.
- Besch, T. H., Negendank, J. F. W., Emmermann, R. y Tobschall, H. J., 1989. Geochemical constraints of the origin of calcoalkaline and alkaline magmas of the eastern transmexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*, 27, p. 641-663.
- Best, M. G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W. H. Freeman and Company, US, 360 p.
- Bloomfield, K., 1975. A late Quaternary monogenetic volcano field in central México. *Geologische Rundschau*, v. 64, p. 476-497.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1974. Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca Volcano, Central México. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 85, p. 901-906.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1977. Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca, central México. *Institute of Geological Sciences, Overseas Geology and Mineral Resources*, v. 46, p. 1-15.
- Boltwood, B. B., 1907. On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. Part II. The disintegration products of uranium. *Am. J. Sci.*, 23(4), p.77-78.
- Bougault, H., Joron, J. I., Treuil, M., 1980. The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle: evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 297, p. 203-213.

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca

- Cameron, B. I., Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matías, O., Feigenson, M. D., 2002. Flux versus descompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *J. Volc. Geo. Res.* 119, p. 21-50.
- Campa, M. F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R., 1974. La secuencia mesozoica volcanosedimentaria metamorfozada de Ixtapan de la Sal, México-Teloloapan, *Gro. Bol. Soc. Geol. Mex.*, XXXV, p. 7-28.
- Campa, M. F., Ramírez, J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica, v. 1, 84 p.
- Consejo de Recursos Minerales, 1996. Monografía Geológico-Minera del Estado de México. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería, 148 p.
- Cantagrel, J. M., Robin, C. E., 1979. K-Ar dating on eastern mexican volcanic rocks – relation between the andesitic and the alkaline provinces. *J. Volc. Geo. Res.*, v. 5, p. 99-114.
- Cantagrel, J. M., Robin, C. E., Vincent, P., 1981. Les grandes étapes d'un volcán andésitique composite: exemple du Nevado de Toluca (Mexique). *Bull. Volcanol.*, v. 44., p. 177-186.
- Capra, L., Macías, J. L., 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central México. *J. Volc. Geo. Res.*, v. 102, p. 149-168.
- Catanzaro, E. J., Murphy, T. J., Garner E. L., Shields, W. R., 1969. Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of terrestrial rubidium. *J. Res. US. Nat. Bur. Stand. Sect. A.*, 73, p. 511-516.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero Terrene of México: its role in the southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, v. 21, p. 419-422.
- Chesley, J. T., Ruiz, J., Richter, K., 2000. Source versus crustal contamination in arc magmatism: evidence for lower crustal assimilation in the Trans Mexican Volcanic Belt (abstract). *EOS Trans. AGU 82 Fall Meet. Suppl.*
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks.* George, Allen and Unwin, London, 450 p.
- De Cserna, Z., 1983. Resúmen de la Hoja Tejupilco, Estados de Guerrero, México y Michoacán. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000.

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca

- De Cserna, Z., Fries, C., 1981. Hoja Taxco 14Q-h (7), con resumen de la Geología de la hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000, 47 p.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Revista del Instituto de Geología, UNAM, México, v. 104, p. 1-17.
- Demant, A., 1981. L' axe neovolcanique transmexicain: étude vulcanologique et pétrographique, signification géodynamique. Tesis de Doctorado d' Etat, Univ. d'Aix-Marseille, 259 p.
- Demant, A., Robin, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. Revista del Instituto de Geología, UNAM, México, v. 75, p. 70-82.
- DePaolo, D. J., Wasseburg, G. J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophys. Res. Lett., v. 3, p. 249-252.
- Dickin, A. P., 1997. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, United Kingdom, 477 p.
- Elías-Herrera, M. E., 1993. Estratigrafía y recursos naturales del Estado de México. Gobierno del Estado de México, Dirección General de Industria, Minas y Artesanías, 356 p.
- Elías-Herrera, M. E., Sánchez-Zavala, J. L., 1990. Tectonic implication of a mylonitic granite in the lower crustal levels of the Tierra Caliente complex (Guerrero terreno), southern Mexico. Revista del Instituto de Geología, UNAM, México, v. 2, n. 1, p. 1-7.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of central México: Oligocene to present. Geofísica Internacional, v. 33-1, p. 91-105.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquaré, G., Vaggelli, G., 1994. A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro. Geofísica Internacional, v. 33, p. 107-124.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Nuñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. Geology, v. 27, p. 303-306.

- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C. M., Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, v. 318, p. 161-185.
- Flores, T., 1906. Le Xinantecatl ou Volcan Nevado de Toluca. *Internat. Geol. Cong.* 10th. México, D. F. 1906. Excursión Guía.
- Fries, C., 1956. Bosquejo geológico de la región entre México, D. F. y Taxco Guerrero. En: *Congreso Geológico Internacional*, 20, México, D. F. Libroto de la excursiones, Excursión A-9 y C-12, p. 11.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México*, v. 60, 236 p.
- García-Palomo, A., 1998. Evolución estructural en las inmediaciones del Volcán Nevado de Toluca, Estado de México. Tesis de Mestría, México D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, 150 p.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Espíndola, J. M., 1996. Marco geológico estructural de la región del Nevado de Toluca, Estado de México. *Actas INAGEQ*, v. 2, p. 115-120.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Garduño, V. H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca Region, central México. *Tectonophysics*, v. 318, p. 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Capra, L., Garduño, V. H., Espíndola, J. M., 2002. Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central México. *Geol. Soc. Am., Map and Chart Series*, p. 1-26.
- Gastil, G., Jensky, W., 1973. Evidence of strike-slip displacement beneath Transmexican Volcanic Belt. *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, v. 13, p. 171-180.
- Hahn, O., Walling, E., 1938. Über die Möglichkeit geologischer Altersbestimmungen rubidium-hältiger Minerale und Gesteine. *Z. Anorg. Allg. Chem.*, 236, p. 78-82.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S., Peate, D., van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276, p. 551-555.
- Heine, K., 1988. Late Quaternary glacial chronology of the mexican volcanoes. *Die Geowissenschaften*, v. 6, p. 197-205.
- Hofmann, A., White, W. M., 1982. Mantle plumes form ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 57, p. 421-436.

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca

- Holmes, A., 1911. The association of lead with uranium in rock minerals and its application to the measurement of geological time. *Proc. Soc. A.*, v. 85, p. 248-256.
- Johnson, C. A., Harrison, C. G. A., 1990. Neotectonics in central México. *Phys. Earth Planet. Int.*, v. 64, p. 187-210.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 236 p.
- Lugmair, G. W., 1974. Sm-Nd ages: a new dating method. *Meteoritics*, v. 9, p. 369.
- Lugmair, G. W., Marti, K., 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the Lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 39, p. 349-357.
- Luhr, J. F., 1977. Factors controlling the evolution of the prehistoric, piroclastic eruption of Volcan San Juan, México. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* 10, p. 114.
- Luhr, J. F., Allan, J. F., Carmichael, I. S. E., Nelson, S. A. y Hasenaka, T., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt. *J. Geop. Res.*, v. 94, p. 4515-4530.
- Macías, J. L., Arce, J. L., García-Palomo, A., Siebe, C., Espindola, J. M., Komorowski, J. C., Scott, K., 1997. Late Pliocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, central México. En: Link, K. P., Kowallis, B. J. (Eds.), *Proterozoic to present stratigraphy, tectonics and vulcanology, Utah, Nevada, southern Idaho and central México*. Brigham Young University, *Geology Studies*, 42, p. 493-528, Parte I.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., Verma, S. P., 1999. Alcalic (OIB type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?, *Geology*, v. 27, p. 51-54.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., Ayuso, R. A., 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks or western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics* 318, p. 71-98.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alcalic volcanic rock series. *Cont. Min. Pet.*, Bd. 66, p. 91-104.
- Mooser, F., 1969. The Mexican Volcanic Belt—structure and development formation of fractures by differential crustal heating. *Pan-American Symposium on the Upper*
- Bibliografía.

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca

- Mantle, México, 1968. 2: Group II: Upper mantle, petrology and tectonics, p. 137-141.
- Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt: structures and tectonics. *Geofísica Internacional*, v. 12, p. 55-70.
- Mooser, F., Maldonado-Koerdell, M., 1961. Mexican national report on vulcanology. *Anales del Instituto de Geofísica, UNAM* v. VII, p. 46-53.
- Mooser, F., Nairn, A. E. M., Negendank, J. F., 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rundsch.*, v. 63, p. 451-483.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Martínez-Serrano, R. G., Reyes-Salas, M. A., Corona-Esquivel, R., Angeles, S., 1999. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the tertiary volcanic sequence of the Taxco-Tilzapotla region, southern México. En: Aguirre-Díaz, G. J., Ferrari, L. (Eds.), *Evolución tectónica y magmática de México durante el Cenozoico. Boletín Especial de la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, p. 167-180.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Negendank, J. F., Emmermann, W. R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H. y Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 24, p. 477-575.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., Harakal, J. E., 1987. K-Ar and geological data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, v. 26-1, p. 109-158.
- Ordóñez, E., 1902. Le Xinantecatl ou Volcan Nevado de Toluca. *Mem. Soc. Gent. "Antonio Alzate" Méx.*, v. 83, p. 112.
- Otis, H. E., 1902. Volcanoes of Colima, Toluca and Popocatepetl. *Science*, v. 25, p. 646.
- Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, v. 146, p. 353-364.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987. Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 159-176.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R. S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, p. 525-548.

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca

- Peterson, D. W., Moore, R. B., 1987. Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii. En: Decker, R. W., Wright, T. L., Stauffer, P. H. (eds.), *Volcanism in Hawaii*. USGS Prof. Paper 1350, v. 1, p. 149-189.
- Righter, K., Carmichael, I. S. E., 1992. Hawaiiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 104, p. 1,592-1,607.
- Righter, K., Carmichael, I. S. E., Becker, T., 1995. Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 107, p. 612-626.
- Rollinson, H. R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group UK Limited, 352 p.
- Sánchez-Rubio, G., 1978. Notas sobre la vulcanología cenozoica de la región entre Temascaltepec y la Marquesa, Estado de México. Libro Guía de la Excursión Geológica a Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México, Sociedad Geológica Mexicana, p. 26-32.
- Sosa-Ceballos, G., 2003. Variaciones geoquímico-temporales y perfil isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Popocatepetl. Tesis de Licenciatura, México D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, 80 p.
- Stock, J. M., Hodges, K. V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, v. 8, p. 99-115.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, A. C., 1992. Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, México 1. The Venta de Bravo fault. *J. Geop. Res.*, v. 97, p. 11983-11993.
- Suter, M., Carrillo, M. M., López, M. M., Farrar, E., 1995. The Aljibes half-graben Active extension at the boundary between the trans-Mexican Volcanic Belt and the Basin and Range Province, México. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 107, p. 627-641.
- Taylor, P. N., Jones, N. W., Moorbath, S., 1984. Isotopic assessment of relative contribution from crust and mantle sources to magma genesis of Precambrian granitoid rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310, p. 605-625.
- Tolson, G., 1993. Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa Area, SW México State, México. *Geofísica Internacional*, v. 32-3, p. 397-413.
- Verma, S. P., 1999. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *J. Volcan. Geoth. Res.*, v. 93, p. 151-171.

Perfil Isotópico de Sr, Nd y Pb del Volcán Nevado de Toluca

- Verma, S. P. y Nelson, S. A., 1989. Isotopic and trace elements constraints on the origin and evolution of alkaline and cal-alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt. *J. Geoph. Res.*, 94, p. 4531-4544.
- Waitz, P., 1909. Excursión Geológica al Nevado de Toluca. *Bol. Soc. Geol. Mex.* tomo VI, p. 113-117.
- Wahl, W., 1941. Die Bedeutung der isotopenforschung für die Geologie. *Geol. Rundsch.*, v. 32, p. 550-562.
- Wallace, P., Carmichael, I. S. E., Richter, K. y Becker, T. A., 1992. Volcanism and tectonism in western México: A contrast of style and substance. *Geology*, 20, p. 625-628.
- Wallace, P. y Carmichael, I. S. E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of México: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, p. 291-314.
- Whitford, D. J., Bloomfield, K., 1976. Geochemistry of Late Cenozoic volcanic rocks from the Nevado de Toluca Area, México. *Carnegie-Institute, Washington, Yearb.* 75, p. 207-213.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London.
- Zindler, A., Hart, S. R., 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 14, p. 493-571.
- <http://www.inegi.gob.mx/>

Epilogo de tesis.

Muchas veces nos hemos preguntado ¿por qué debemos estudiar y aprender Ciencia?. La sociedad mexicana vive bajo un analfabetismo científico, el ciudadano de la sociedad media vive preocupado por la subsistencia de su familia y se despreocupa de los avances científicos que en muchos casos son los que guían el progreso del país. El objetivo de esta tesis no es dar un fundamento de la importancia de la cultura científica, no obstante, la información que se obtiene de la ciencia es motivada por diferentes factores que trato de exponer a continuación.

Las enfermedades propias, por ejemplo, y de las personas que nos rodean nos han llevado al entendimiento de muchas de las cosas que le ocurren a nuestro cuerpo, de hecho, una de las motivaciones que tiene la ciencia es la preocupación de encontrar la causa de las enfermedades o de cómo encontrar la salud para las sociedades, es por eso que estudiamos ciencias médicas.

Hay veces que los conocimientos obtenidos son utilizados en productos nuevos y/o aparatos que irrumpen en el mercado. Un ejemplo de ello, son los aparatos que permiten medir proporciones de elementos radioactivos en partes por millón (ppm). Estos instrumentos necesitan un mantenimiento especial, que por consiguiente, hace que los operadores tengan que continuar con estudios avanzados enriqueciendo su conocimiento técnico y científico.

Una de las motivaciones importantes dentro de los estudios científicos es la curiosidad. Desde muy pequeños descubrimos el mundo a base de preguntas, buscando un modo de trasladarlas a quien corresponda. En una sociedad en la que el ocio juega un papel preponderante, las aficiones ganan en dedicación llegando al punto en el que no se puede distinguir al aficionado del experto. Este tipo de diversión dirigida lleva a que las personas, con dedicación y esmero, sean a las que tengamos como base para poder desarrollar la ciencia.

Muchas veces tratamos de encontrar relaciones entre las cosas que pasan a nuestro alrededor, sobre todo si hay una unión con lo fundamental. Esta satisfacción de correlacionar hechos, representa un paso fundamental para el posterior desarrollo de las ideas sobre la evolución de la cultura científica.

Epilogo.

a

101

También por supuesto hay aprendizajes "por obligación". Teóricamente en el aula debemos adquirir los conocimientos, hábitos de aprendizaje y actitudes que permitan acomodarnos en la vida "real", ésto por supuesto se encuentra en cambio constante. Es por eso que la escuela es una de las motivaciones mayores para poder estudiar ciencia.

Por último, la preocupación por la integridad de la sociedad es otra de las motivaciones que nos llevan a estudiar los procesos primarios que conforman la Tierra. Al final del estudio se llega a un estado de prevención, en respuesta al miedo de las posibles "agresiones" del entorno. Es esta búsqueda de seguridad lo que también nos lleva a estudiar los efectos de los residuos nucleares, los riesgos de las erupciones volcánicas, los procesos que ocurren en el interior de la Tierra, o cómo es que los elementos evolucionan a lo largo del tiempo. Es por todo lo anterior que me sentí motivado de estudiar ciencia y de lo que ella significa para el desarrollo de las sociedades.