



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**APORTACIONES PETROGRÁFICAS,
GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS, EN LA
CARACTERIZACIÓN PETROGENÉTICA DE ROCAS
VOLCÁNICAS DE LA SIERRA DE PACHUCA**

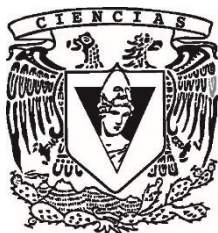
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**LICENCIADO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

IVÁN RAÚL MARTÍNEZ GONZÁLEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. RAYMUNDO G. MARTÍNEZ SERRANO
2018**

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX.



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.

*Nunca consideres el estudio como una obligación,
sino como una oportunidad para penetrar
en el bello y maravilloso mundo del saber.*

Albert Einstein

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

A mi asesor el Dr. Raymundo G. Martínez Serrano por su infinita paciencia, sus excelentes enseñanzas y su incondicional apoyo a lo largo de este trabajo de tesis, en el cual me orientó y me proporcionó un gran número de herramientas y habilidades para ser, no sólo un buen estudiante, investigador y profesional sino también una mejor persona.

Gracias al proyecto DGAPA-PAPIIT No.-IN111417 por proporcionar el apoyo económico para la realización de los trabajos de campo y los análisis de laboratorio.

Agradezco a los miembros de mi jurado por brindarme parte de su valioso tiempo y por sus inestimables comentarios que me ayudaron a mejorar este trabajo y aclarar algunas dudas, gracias a la Dra. Laura Mori, Dr. Dante J. Morán Zenteno, Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz y a la Dra. Ana María Lizeth Caballero García.

Un extenso agradecimiento a los miembros del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, por permitirme usar su equipo. Quiero agradecer en especial a la M. en C. Gabriel Solís Pichardo, por su enorme e incondicional apoyo a lo largo de mi carrera universitaria, así como también durante la elaboración de los análisis isotópicos, al M en C. Gerardo Arrieta por su apoyo durante la medición de las muestras de laboratorio, así como por sus numerosos consejos y su entusiasmo para culminar este trabajo, al Ing. Teodoro Hernández Treviño por sus lecciones y su entera disposición durante la elaboración de los análisis petrográficos.

Muchas gracias a la Quím. Patricia Girón García y Santiago Avilés por la asesoría durante la elaboración de los análisis de elementos mayores, en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología, así como por sus ánimos, su entusiasmo y su completa disposición para ayudarme a resolver todas mis dudas. También quiero agradecer a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu del CGEO por su ayuda en la determinación de los elementos traza.

Finalmente quiero agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme la oportunidad de estudiar en sus instalaciones y por ofrecerme una enorme cantidad de apoyos para mi desarrollo académico y personal.

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

A mi padre José Martínez, que ha sido un pilar muy importante en mi vida, gracias por su apoyo incondicional y el sin número de valiosas enseñanzas que me ha inculcado, porque sé que siempre puedo contar con su apoyo. A mi hermano José Martínez por su incalculable soporte durante toda mi carrera universitaria, sin sus esfuerzos y ayuda este logro no hubiera sido posible. También quiero extender mi agradecimiento de manera muy especial a mis hermanos Francisco y Jorge Martínez y a mi madre Ana González, por soportar mis desvelos, mis malos humores y por estar junto a mi ayudándome a superar todos los retos que se me han presentado.

A lo largo de esta carrera universitaria tuve la oportunidad de conocer a personas maravillosas que me brindaron su amistad, sus conocimientos y su entusiasmo. Quiero agradecer a mi amiga Rebeca Raygosa que me ha brindado una amistad completamente desinteresada y sincera, su apoyo ha sido incondicional. A mi amiga Mariana Sánchez que me ha apoyado de infinitas maneras durante este camino. A mi amiga Maureen Galindo que sin su ánimo y sus buenos consejos este sendero hubiera sido más difícil. A mi amigo Daniel Guisepppe que ha sido una de las mejores personas que he tenido la oportunidad de conocer en mi vida, siempre lo llevaré en mi memoria y en mi corazón.

No puedo olvidar agradecer a todos mis amigos, compañeros y profesores con los que compartí momentos inolvidables a: Abi, Ximena, Lani, Adi, Alex, Rodrigo, Tanya, Melissa, Priscila, Miriam, Jorge, Abril, Memo, Ángel, Idalia, Carlos, Mitzi, Andrea, Effy, Abel, Claudio, Juan, Diana, Fer, Adhara, Mali, Nadia, Diego, entre muchos otros.

Deseo dedicar esta tesis de manera muy especial a todos aquellos profesores que siempre dan lo mejor de sí mismos en su quehacer profesional para hacer de sus estudiantes personas exitosas y con valores. En particular quiero agradecer a todos aquellos profesores que a lo largo de mi vida creyeron en mi potencial y me apoyaron para que pudiera salir adelante, sin su confianza y soporte no hubiera podido alcanzar esta meta.

ÍNDICE

RESUMEN	1
----------------------	---

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN	2
------------------------------	---

1.1 Localización y Vías de Acceso.....	3
1.2 Justificación.....	5
1.3 Hipótesis.....	6
1.4 Objetivos del Estudio.....	6
1.5 Metodología.....	7
1.5.1 Trabajo de Gabinete	7
1.5.2 Trabajo de Campo.....	7
1.5.3 Trabajo de Laboratorio.....	8
1.6 Trabajos Previos del Área de Estudio.....	8

CAPÍTULO II

2. MARCO GEOLÓGICO	10
---------------------------------	----

2.1 Sierra Madre Occidental.....	10
2.2 Transición magmática de la SMO a la FVTM.....	14
2.3 Generalidades de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM).....	16
2.3.1 Características Geofísicas.....	18
2.3.2 Evolución Magmática de la FVTM	19
2.4 Marco Geológico del Área de Estudio.....	22
2.4.1 Geología de la Sierra de Pachuca.....	23
2.4.2 Geología del Grupo Pachuca.....	24

CAPÍTULO III

3. TÉCNICAS ANALÍTICAS	27
-------------------------------------	----

3.1 Muestreo de Rocas Volcánicas.....	27
3.2 Descripción Petrográfica y Conteo Modal de Fases.....	28
3.3 Trituración y Pulverización.....	28
3.4 Cuarteo.....	30
3.5 Análisis de Elementos Mayores por FRX.....	31
3.6 Análisis de Elementos Traza por ICP-MS.....	31
3.7 Determinación de las Relaciones Isotópicas de Sr y Nd.....	34

CAPITULO IV

4. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE PACHUCA.....	41
4.1 Formación Santiago	
4.2 Formación Corteza.....	44
4.3 Formación Pachuca.....	46
4.4 Formación Real del Monte.....	47
4.5 Formación Santa Gertrudis.....	47
4.6 Formación Vizcaína.....	49
4.7 Formación Cerezo.....	50
4.8 Unidad Ignimbrita Peñas Cargadas.....	51
4.9 Formación Tezuantla.....	52
4.10 Formación Zumate.....	52
4.11 Formación San Cristóbal.....	54
4.12 Unidad	
Cubitos.....	57

CAPITULO V

5. RESULTADOS: PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA E ISOTOPIÍA.....	59
5.1 Petrografía.....	59
5.1.1 Formación Santiago.....	59
5.1.2 Formación Pachuca.....	60
5.1.3 Formación Real del Monte.....	62
5.1.4 Formación Vizcaína.....	64
5.1.5 Formación Cerezo.....	65
5.1.6 Dique Silíceo.....	66
5.1.7 Ignimbrita Peñas Cargadas.....	67
5.1.8 Formación Tezuantla.....	69
5.1.9 Formación San Cristóbal.....	70
5.1.10 Cubitos.....	71
5.2 Geoquímica.....	73
5.2.1 Elementos Mayores.....	73
5.2.2 Elementos Traza.....	78
5.2.3 Diagramas Multi-elementales.....	82
5.2.4 Tierras Raras (REE).....	84
5.3 Isotopía de Sr y Nd.....	86

CAPITULO VI

6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	90
6.1 Relaciones Estratigráficas y Petrográficas de la Sierra de Pachuca.....	90
6.2 Interpretaciones Geoquímicas e Isotópicas.....	94
6.3 Relación Tectónica y Magmatismo de la Sierra de Pachuca.....	101

6.4 Modelo Tectono-Magmático para las rocas de la Sierra de Pachuca.....	104
6.5 Conclusiones.....	109
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	110
ANEXOS.....	i
Tabla A-1 Análisis modal de las muestras más representativas de la Sierra de Pachuca.....	i
Tabla A-2 Datos de los elementos mayores y traza de la Sierra de Pachuca.....	ii

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura 1.1 Modelo digital de elevación con la ubicación del área de estudio, así como algunas estructuras volcánicas circundantes.....4

Figura 1.2 Mapa del Estado de Hidalgo que muestra la localización de los principales municipios y vías.....5

CAPÍTULO II

Figura 2.1 Diferentes complejos ígneos que conforman a la Sierra Madre Occidental y sus límites con la FVTM.....13

Figura 2.2 Distribución geográfica de fechamientos de roca del centro de México.....15

Figura 2.3 Mapa con las principales provincias geológicas de México, donde se observa la ubicación de la FVTM.....16

Figura 2.4 Mapa satelital donde se observan los principales terrenos tectonoestratigráficos de México.....17

Figura 2.5 Mapa digital de elevación con la ubicación de la FVTM y los espesores de la corteza para el centro de México.....19

Figura 2.6 Mapas digitales de elevación con la evolución magmática de la FVTM.....21

CAPÍTULO III

Figura 3.1 A) Se muestra el proceso de extracción de una muestra en campo. B) Proceso de trituración de una muestra de roca.....28

Figura 3.2 A) Proceso de lavado de las rocas. B) Fragmentos ya lavados y en proceso de secado.....29

Figura 3.3 A) Mortero mecánico marca BICO. B) Anillos de acero donde se introduce la muestra. C) Polvo resultante de la pulverización en el mortero.....30

Figura 3.4 A y B) Imágenes que muestran el proceso de cuarteo de una muestra de roca. C) Pesaje posterior al cuarteo de la roca.....31

Figura 3.5 A) Mufla de calentamiento donde se introducen las muestras. B) Pesaje del fundente con la muestra. C) Proceso de fundición de la muestra. D) Perlas resultantes de la fundición.....33

Figura 3.6 Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM.....	34
Figura 3.7 A) Ventilador de antiestática. B) Pesaje de las bombas para obtener el peso de las muestras. C) Calentamiento de las muestras.....	36
Figura 3.8 A) Columnas de intercambio iónico. B) Vasos de Teflón de 2 mL de una solución con el Sr.....	37
Figura 3.9 Columnas de intercambio iónico permanentes, utilizadas para la separación del Nd.....	39
Figura 3.10 A) Carga de las muestras en los filamentos. B) Magazín con las muestras. C) Espectrómetro de Masas.....	40
CAPÍTULO IV	
Figura 4.1 Mapa geológico de la Sierra de Pachuca.....	42
Figura 4.2 Imagen panorámica donde del Cerro Lobo.....	44
Figura 4.3 A) Afloramiento ubicado en el Cerro Lobo. B) Se observa una estructura fluidal.....	45
Figura 4.4 Afloramiento de roca blanca con diaclasamiento subvertical.....	45
Figura 4.5 A) Afloramiento del Cerro San Cristóbal. B) Veta de cuarzo de 3 cm aprox. que corta a la roca.....	47
Figura 4.6 A) Afloramiento del Cerro las Brujas con roca porfídica. B) Bloques de roca en la cima del Cerro las Brujas.....	48
Figura 4.7 Imagen de un afloramiento de roca del parque Peñas Cargadas.....	49
Figura 4.8 A) Afloramiento de roca en la cima del Cerro las Brujas. B) A detalle se observa la presencia de líticos de diferentes tamaños.....	50
Figura 4.9 Ignimbrita Peñas Cargadas.....	52
Figura 4.10 Banco de material de Santa Rosalía, en el que se observa una serie de depósitos piroclásticos.....	53

Figura 4.11 A) Imagen panorámica del Cerro San Cristóbal. B) Acercamiento del Cerro San Cristóbal.....55

Figura 4.12 A) Imagen panorámica del centro de la ciudad de Pachuca, donde se observan los Cerros Cubitos y Saucillo. B) Morfología del Cerro Cubitos. C) Bloques de roca ubicados en el Cerro Cubitos.....57

CAPÍTULO V

Figura 5.1 Fotomicrografías de las rocas de la Formación Santiago. A) Muestra SP-5, roca con textura porfídica. B) Muestra SP-6A con un fenocristal de pseudoanfíbol. C) Muestra SP-6B con fenocristales de piroxeno.....60

Figura 5.2 Características de las rocas de la Formación Pachuca. A) Muestra SP-10, roca con textura porfídica. B) Roca SP-13 con textura porfídica. C) Muestra SP-16 con psedomórfos fuertemente alterados.....62

Figura 5.3 Imágenes de rocas de la Formación Real del Monte. A) Muestra SP-8 roca con textura porfídica. B) Muestra SP-7A con fenocristales.63

Figura 5.4 Microfotografías de las rocas del parque de Peñas Cargadas y el cerro el Voladero. A) Muestra SP-20. B) Muestra SP-20 con pseudomorfo de anfíbol.....65

Figura 5.5 Imágenes petrográficas de las rocas de la Formación Cerezo. A) Muestra SP-8B3 con textura axiolítica. B) Fenocristales.....66

Figura 5.6 Muestras SP-4. A) fenocristales de cuarzo fracturados. B) un cristal de cuarzo engolfado.....67

Figura 5.7 Microfotografías de la muestra SP-18 recolectada en el parque de Peñas cargadas.....68

Figura 5.8 A) Roca SP-21A con cristales de cuarzo y biotita. B) Muestra SP-17 con una textura vitroclástica.....70

Figura 5.9 Imágenes de la muestra SP-12 del Cerro San Cristóbal. A) fenocristales de piroxeno. B) Fenocristal de plagioclasa71

Figura 5.10 Microfotografías del Cerro de Cubitos y Saucillo. A) Muestra SP-1S con textura microlítica. B) Muestra SP- 9. C) Muestra SP-1V con pseudomorfo de anfíbol	72
Figura 5.11 Diagrama de TAS para las rocas de la Sierra de Pachuca. También se presenta la división entre series alcalina y subalcalina.....	74
Figura 5.12 A) Diagrama ternario AFM para las rocas de la Sierra de Pachuca. B) Diagrama de SiO ₂ vs K ₂ O con la división de las rocas subalcalinas.....	75
Figura 5.13 Diagramas de Harker para las rocas de la Sierra de Pachuca.....	77
Figura 5.14 Diagramas de variación para algunos elementos traza de la Sierra de Pachuca.....	81
Figura 5.15 Diagramas multi-elementales para las rocas analizadas de la Sierra de Pachuca.....	83
Figura 5.16 Diagramas de araña o de Tierras Raras para las rocas de las Sierra de Pachuca.....	85
Figura 5.17 Diagrama ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs εNd de la Sierra de Pachuca.....	89
CAPÍTULO VI	
Figura 6.1 Diagrama Ce vs La (modificado de Mori et al., 2009) que muestra una correlación positiva entre estos elementos para la mayoría de las rocas analizadas.....	96
Figura 6.2 #Mg para las rocas de la Sierra de Pachuca.....	98
Figura 6.3 Diagrama de SiO ₂ vs ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr para las rocas de la Sierra de Pachuca.....	100
Figura 6.4 Modelo tectono-magmático para explicar la generación de los magmas de la SMO y posible asociación a SP.....	107
Figura 6.5 Modelo tectono-magmático que ejemplifica la generación de magmas asociados a la FVTM y asociación a SP.....	108

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Características más importantes de los 5 pulsos magmáticos que conforman a la SMO.....	11
Tabla 2.2 Principales características de las formaciones que constituyen a la Sierra de Pachuca.....	25
Tabla 2.3 Nuevas división de unidades para las rocas volcánicas que conforman a la Sierra de Pachuca, así como la columna estratigráfica.....	26
Tabla 3.1 Procedimiento general de separación de Sr y Tierras Raras en columnas de intercambio iónico.....	37
Tabla 3.2 Procedimiento general para la separación del Nd en columnas de intercambio iónico.....	38
Tabla 4.1 Coordenadas geográficas de los puntos de muestreo para el área de estudio de la Sierra de Pachuca.....	43
Tabla 4.2 Fechamientos isotópicos de rocas de la Sierra de Pachuca y áreas circundantes.....	58
Tabla 5.1 Datos de las relaciones isotópicas de las muestras de la Sierra de Pachuca.....	89



RESUMEN

De acuerdo con estudios previos, la Sierra de Pachuca está situada en el distrito minero de Pachuca-Real del Monte, a 120 km al noreste de la Ciudad de México, en el Estado de Hidalgo. Se encuentra dentro del sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Está conformada por diversas estructuras volcánicas que se emplazaron en 3 eventos. El Evento Volcánico Inferior (EVI) está constituido por las 6 primeras Formaciones del Grupo Pachuca (Santiago, Corteza, Pachuca, Santa Gertrudis y Vizcaína) formado por flujos lávicos y domos de composición de andesita y dacita, emplazados del Oligoceno al Mioceno-Temprano. El Evento Volcánico Medio (EVM) está constituido por las dos últimas Formaciones del Grupo Pachuca (Cerezo, Tezuantla y Unidad Peñas Cargadas) está formado por ignimbritas y depósitos piroclásticos de composición riolítica, en un intervalo de edad del Mioceno Temprano-Medio. El Evento Volcánico Superior (EVS) está constituido por la Formación San Cristóbal y la Unidad Cubitos, que están conformadas por flujos lávicos y domos de composición andesítica con una edad del Mioceno Medio.

Con la finalidad de aportar más información petrográfica, geoquímica e isotópica que nos permita entender los procesos petrogenéticos que ocurrieron durante la formación de estas rocas. Se realizaron análisis petrográficos de 30 muestras recolectadas de las localidades tipo de la Sierra de Pachuca. Posteriormente, se llevó a cabo el análisis geoquímico de elementos mayores a 18 muestras por el método de FRX y el análisis de elementos traza y Tierras Raras a 12 muestras por el método de ICP-MS. Además, se realizó el análisis isotópico de Sr y Nd a 12 muestras por el método de TIMS y se llevó a cabo un fechamiento a una muestra de la Fm. San Cristóbal por el método de K-Ar (Proyecto: PAPIIT-IN111417).

Las rocas que conforman el Grupo Pachuca presentaron texturas porfídicas, hipocristalinas, con composiciones andesíticas, dacíticas y riolíticas. Muchas de ellas presentaron intemperismo principalmente por oxidación, mientras que las rocas del EVS son de composiciones andesíticas y presentan texturas afaníticas con escasos fenocristales. Las rocas de la Sierra de Pachuca tienen un comportamiento geoquímico similar, ya que todas pertenecen a la serie subalcalina, con porcentajes de sílice que van del 58 al 82% en peso. Respecto a los elementos traza corresponden a firmas típicas de subducción. Las rocas presentaron anomalías negativas de los HFSE (Nb, Ta, Hf), P y Ti, así como anomalías positivas de los LILE (Ba, Sr, Pb y k). Los patrones de Tierras Raras exhiben enriquecimiento de las ligeras con respecto a las pesadas. Las relaciones isotópicas de Sr y Nd, se ajustaron al arreglo del manto y en el caso del EVI y EVM presentan valores radiogénicos de Sr (0.70517-0.70433) y bajos de ϵ_{Nd} (-4.40-0.450), lo que sugiere que interactuaron con una fuente cortical, a excepción del EVS. El fechamiento realizado a la Fm. San Cristóbal dio una edad de 11.39 ± 0.24 Ma, lo que evidenció que los magmas de la Sierra de Pachuca presentan una edad más antigua que la estimada anteriormente.

Las evidencias geológicas y geoquímicas muestran que los magmas que constituyen a la Sierra de Pachuca están asociados a procesos de subducción, en este caso relacionados a los ocurridos en la Trinchera Mesoamericana, sin embargo, no es claro su origen tectónico y tampoco la provincia geológica a la que están asociados. Se propone que la Sierra de Pachuca es un Complejo Volcánico con varias cámaras magmáticas, que permitieron obtener magmas porfídicos e ignimbritas y que se fueron emplazando a través del tiempo hasta formar esta gran estructura volcánica.



CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Pachuca se localiza dentro del distrito minero de Pachuca-Real del Monte en el Estado de Hidalgo. Está conformada por una secuencia de rocas volcánicas que, según las edades propuestas hasta ahora, fueron emplazadas durante un proceso de transición entre dos de las provincias magmáticas más grandes del país. Las primeras unidades que conforman esta secuencia, se piensa que pudieran estar asociadas con los últimos eventos magmáticos de la Sierra Madre Occidental (SMO), y el resto de unidades estarían relacionadas a los primeros pulsos y posterior evolución de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). La FVTM representa la provincia del Neógeno más grande de Norteamérica y abarca una enorme extensión (~160,000 km²) del territorio mexicano (Ferrari et al., 2012). Es por ello, que ha sido una de las provincias volcánicas más estudiadas, y que ha generado una enorme curiosidad en la comunidad científica, que ha propuesto diversas explicaciones sobre los procesos que formaron este arco magmático.

El distrito minero de Pachuca-Real del Monte ha sido una de las localidades más importantes en la historia de México, por los volúmenes de minerales metálicos que se han extraído desde la época prehispánica hasta nuestros días. Tan sólo, desde la época de la colonia (a principios del siglo XVI) hasta el año de 1960, se habían extraído 38 millones de toneladas de plata fina y más de 192 mil toneladas de oro fino, siendo esta cantidad de plata equivalente al 6% de la producción mundial hasta ese momento (Geyne et al., 1963). Además, la Sierra de Pachuca y el distrito minero de Pachuca-Real del Monte forman parte del Geoparque Comarca Minera, que el pasado 05 de mayo del 2017 fue homologado por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO), debido a su enorme diversidad e importancia geológica, donde se moldean geoformas, se presentan estructuras geológicas únicas y se conjugan dos de las provincias geológicas más importantes del país, convirtiendo así a la Comarca Minera en un sitio de interés mundial (UNESCO, 2017).

A pesar de ser un área rica en recursos minerales, la información geológica de la zona es escasa y mucha de ella se ha concentrado sólo en develar procesos geológicos muy específicos, dejando de lado el entendimiento y origen de las estructuras que se presentan en la zona. El trabajo geológico más importante que se tiene de la Sierra de Pachuca es el



elaborado por Geyne et al. (1963) quienes compilan toda la información geológica recabada del área desde mediados del siglo XIX hasta el año de 1960. Existen algunos estudios geológicos regionales realizados para la elaboración de las cartas geológico-mineras de Pachuca por López-Reyes et al. (1997) a escala 1:250.000 y Sánchez-Rojas et al. (2005) a escala 1:50.000, ambas a cargo del Servicio Geológico Mexicano (SGM). No obstante, es necesario efectuar estudios geológicos, geoquímicos e isotópicos detallados de la Sierra de Pachuca que aporten información básica para tratar de dilucidar algunos de los procesos petrogenéticos que dieron lugar a las rocas volcánicas que la conforman. Además, con estos estudios se podrán entender las distintas relaciones estratigráficas, que son evidencia de diversos eventos magmáticos y comprender cómo se relacionan todos estos productos volcánicos con el desarrollo de la SMO y el origen y evolución de la FVTM. Los estudios realizados en el presente trabajo pretenden aportar información geológica, geoquímica e isotópica sobre la evolución volcánica de la porción sur de la Sierra de Pachuca.

1.1 Localización y Vías de Acceso

El área de estudio se localiza en el centro y este de la Ciudad de Pachuca, Estado de Hidalgo, dentro del sector oriental de la FVTM, a 120 km al noreste del frente volcánico actual y de la Ciudad de México. Se encuentra delimitada por las coordenadas 20°9'18.55''-20°3'25.28'' latitud Norte y 98°46'35.64'' - 98°36'28.37'' de longitud Oeste. Abarca los municipios de Pachuca de Soto, Mineral del Monte, Mineral de la Reforma y Epazoyucan, en un área de 200 km² que se encuentra en las cartas topográficas de Pachuca de Soto (F14-D81) y Tulancingo (F14-D82) a escala 1: 50,000 de INEGI (Figura 1.1).

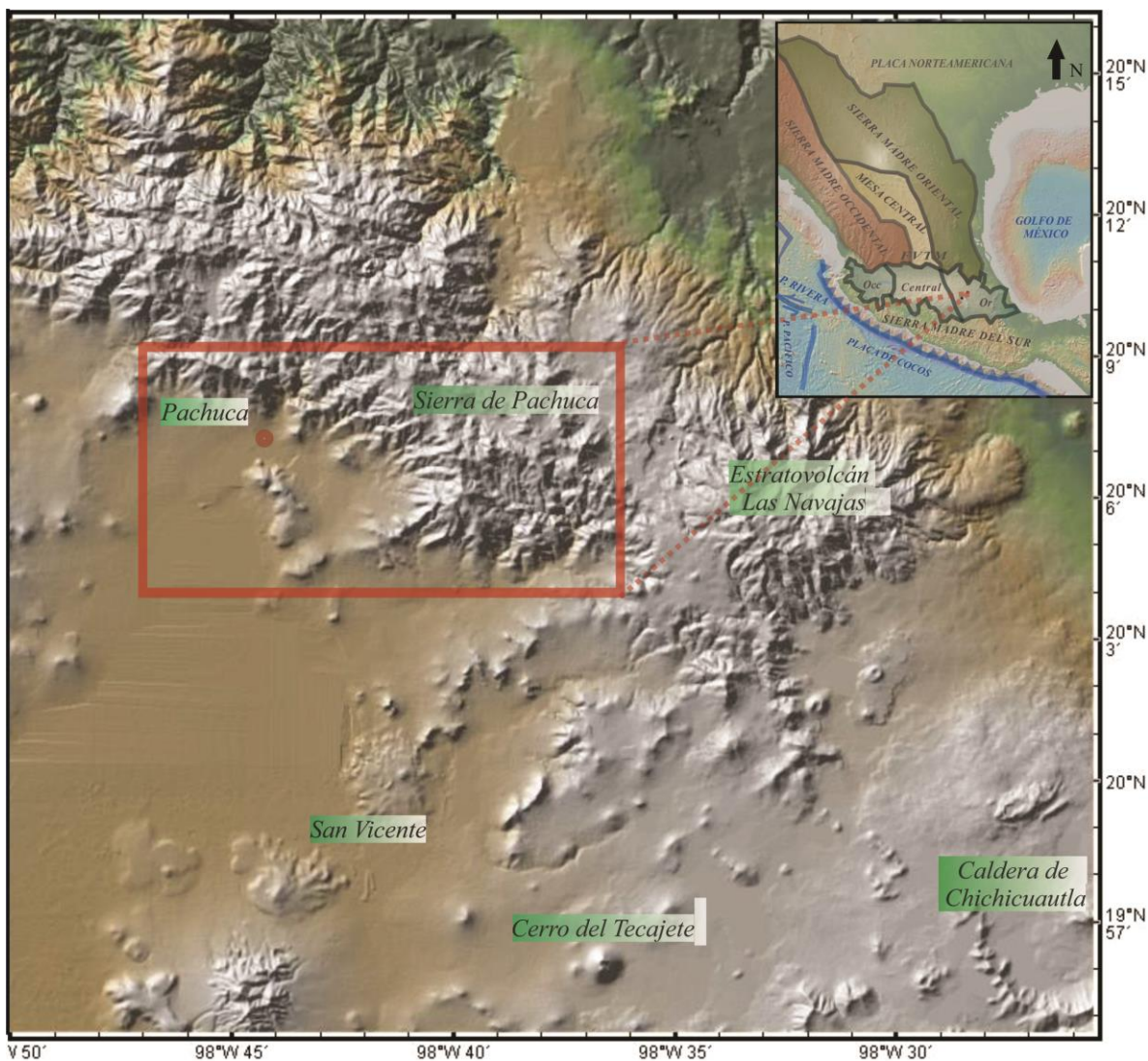


Figura 1.1 Modelo digital de elevación con la ubicación del área de estudio (rectángulo rojo), así como algunas estructuras volcánicas que se encuentran a su alrededor. En el cuadro en la esquina superior derecha, se observa la localización del área de estudio dentro del sector oriental de la FVTM. También se muestra la disposición de otras provincias geológicas de México.

Las principales vías de acceso son la carretera federal No. 85 México-Pachuca, Pachuca-Ciudad Sahagún, carretera federal No. 130 Pachuca-Tulancingo y el Corredor Turístico de la Montaña. Para ingresar a los afloramientos hay un gran número de caminos pavimentados, de terracería y veredas (Figura 1.2).

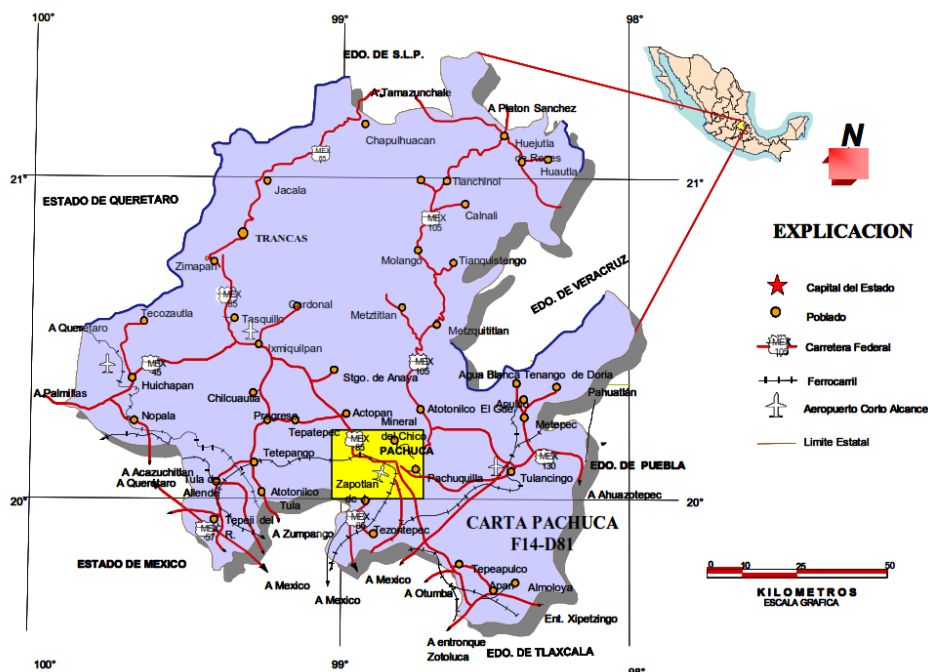


Figura 1.2. Mapa del Estado de Hidalgo que muestra la localización de los principales municipios que lo constituyen, así como las principales vías de acceso. En el recuadro amarillo se encuentra la ubicación del área de estudio. (Imagen tomada de Sánchez-Rojas et al., 2005).

1.2 Justificación

La Sierra de Pachuca es parte del Geoparque Comarca Minera y contiene una enorme cantidad de yacimientos minerales, por lo que tiene una importancia patrimonial de gran relevancia en el país y en el mundo. Esta sierra fue caracterizada geológica y estratigráficamente por Segerstrom (1961) y Geyne et al. (1963). Posteriormente se realizaron aportaciones a nivel regional en la caracterización geológica de la Sierra durante la elaboración de las cartas geológico-mineras por López-Reyes et al. (1997), Sánchez-Rojas et al. (2005) y Ramírez-Tello et al (2016). Estos autores aportaron descripciones geológicas y estratigráficas, así como algunos análisis químicos del área. Sin embargo, aún se carece de análisis geoquímicos e isotópicos que contribuyan con más información acerca de los procesos petrogenéticos que dieron origen a las rocas volcánicas del área tales como: determinar el tipo de fuente magmática, procesos de cristalización fraccionada y contaminación cortical, entre otros. Por lo cual, la aportación de datos petrográficos, geoquímicos e isotópicos son fundamentales para la caracterización geológica de la Sierra de Pachuca, y una importante contribución al entendimiento de la evolución tectono-magmática



en la zona centro-oriental del país; especialmente asociado al origen y evolución de la FVTM en su sector oriental, así como a su papel en el registro volcánico de la Cuenca de México.

1.3 Hipótesis

La Sierra de Pachuca, está constituida por una secuencia de rocas volcánicas con edades iniciales del Oligoceno al Mioceno temprano, según las correlaciones propuestas por Geyne et al. (1963). Estas edades inferidas geológicamente coinciden con las fases finales del magmatismo de la Sierra Madre Occidental, y a su vez, con los primeros eventos magmáticos asociados con la FVTM, que han sido propuestos por diversos autores (Mooser, 1972; Pasquaré et al., 1988, 1991; Ferrari et al., 1994; Ferrari et al., 2012). Por las características geográficas y la composición predominantemente intermedia y félsica de las rocas que conforman a la Sierra de Pachuca, se propone que estas rocas forman parte de un proceso de transición entre los últimos eventos magmáticos de la Sierra Madre Occidental y el inicio de la actividad dentro del arco magmático de la FVTM. Por lo tanto, se deben obtener magmas calco-alcalinos con firmas geoquímicas relacionadas a procesos de subducción y relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y de $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que se ajusten al arreglo del manto.

1.4 Objetivos del Estudio

Contribuir en la caracterización petrogenética de las rocas magmáticas que conforman a la Sierra de Pachuca, con la finalidad de identificar el origen y la evolución de los eventos ígneos que la conforman.

Objetivos Particulares:

- Elaborar un mapa geológico a escala 1:25,000 donde se determine la localización y distribución de las unidades y estructuras estudiadas de la Sierra de Pachuca.
- Caracterizar petrográficamente las unidades litológicas del área de estudio.
- Aportar datos geoquímicos (elementos mayores y traza) e isotópicos (Sr y Nd) de las rocas volcánicas del área de estudio.
- Comparar los datos geoquímicos e isotópicos del área de estudio con localidades vecinas con el fin de entender la evolución magmática de la Sierra de Pachuca y su relación con el origen y desarrollo de la FVTM.



1.5 Metodología

En seguida se mencionará de manera breve y resumida, la metodología que se llevó a cabo para el cumplimiento de los objetivos propuestos en este trabajo.

1.5.1 Trabajo de Gabinete

Consistió en la recopilación bibliográfica de libros, artículos, tesis, informes y mapas que incluyeran información geológica, estratigráfica, geoquímica y tectónica del área de estudio, tanto a escala regional como local. Así mismo, se realizó un análisis detallado de las cartas topográficas de Pachuca de Soto (F14-D81) y Tulancingo (F14-D82) a escala 1: 50,000 de INEGI, para determinar la ubicación de las estructuras volcánicas y unidades litológicas del área de estudio.

Para el procesamiento de los datos e información adquiridos se hizo uso de diferentes programas computacionales, entre ellos Google Earth, Arc Map, Corel, Qgis y Excel. Esto con la finalidad de ubicar las diferentes muestras tomadas en campo, además de elaborar y editar diferentes mapas que ilustren las estructuras y unidades volcánicas. Algunos de estos programas se utilizaron para la representación y procesamiento de los datos geoquímicos e isotópicos obtenidos.

1.5.2 Trabajo de Campo

Se realizaron diferentes salidas al campo durante los meses de enero, febrero y marzo del 2017. En estas salidas al campo, se llevaron a cabo descripciones detalladas de los afloramientos y estructuras geológicas visitadas realizando una clasificación geológica de las unidades observadas, así como un registro de su ubicación y acceso. Durante estas jornadas de trabajo de campo se recolectaron muestras representativas de las diferentes unidades litológicas y afloramientos para su posterior estudio y análisis en gabinete. Se procuró que las muestras presentaran el menor grado de alteración o intemperismo posible, se depositaron en bolsas de plástico bien selladas y se etiquetaron con la abreviatura SP-.

1.5.3 Trabajo de Laboratorio

Durante esta etapa se llevó a cabo la caracterización petrográfica y geoquímica de las muestras más representativas de las unidades litológicas identificadas en campo. Se



describieron las diferentes texturas de las rocas y se obtuvo la abundancia modal de los minerales presentes con la ayuda de microscopios de polarización y un contador de puntos manual del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica. Se determinaron las concentraciones de elementos mayores, de muestras seleccionadas, en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) de la UNAM. Mientras que las concentraciones de elementos traza se determinaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM. En cuanto a los análisis isotópicos, estos se realizaron en el LUGIS del Instituto de Geofísica, UNAM.

1.6 Trabajos Previos del Área de Estudio

Como se mencionó precedentemente, la mayoría de los trabajos realizados en el área de estudio han sido caracterizaciones geológicas regionales, las cuales se han enfocado en la cartografía y estratigrafía de la zona. A continuación, se presentan brevemente algunos de los principales estudios llevados a cabo:

- Segerstrom (1961) realizó un trabajo geológico y estratigráfico en el distrito de Pachuca-Real del Monte. Describe que la Sierra de Pachuca está conformada por un grupo de rocas volcánicas muy falladas, alteradas hidrotermalmente y mineralizadas. Propone 7 formaciones de origen volcánico compuestas principalmente por andesitas y riolitas, pero no especifica los nombres para estas formaciones.
- Geyne et al. (1963) realizaron un trabajo cartográfico, estratigráfico y minero del distrito de Pachuca-Real del Monte. Hacen la propuesta de dividir a la Sierra de Pachuca en 10 formaciones de origen volcánico, de las cuales 8 formaciones fueron agrupadas dentro del Grupo Pachuca. Les asignaron edades del Oligoceno al Plioceno, y hasta la fecha es el trabajo más completo que se tiene del área de estudio.
- López-Reyes et al. (1997) se encargaron de la elaboración de la carta Geológico-Minera de Pachuca, a escala 1:250,000. Reportan una gran variabilidad de tipos de roca a lo largo de toda la carta, tanto de origen sedimentario, ígneo y metamórfico. Mencionan un basamento heterogéneo, siendo el más antiguo de origen precámbrico. También identifican sistemas de fallas con orientaciones NW-SE y NE-SW.



- Sánchez-Rojas et al. (2005) realizaron la carta Geológico-Minera de Pachuca a una escala 1:50,000. Hacen una propuesta de reagrupar en 3 unidades las formaciones nombradas por Geyne et al. (1963), pero conservan las mismas descripciones realizadas por estos autores. Aportan algunos términos actualizados, así como descripciones respecto a la geología de campo. Proponen a la Sierra de Pachuca como parte de la FVTM.
- Ramírez-Tello et al. (2016) realizaron la cartografía Geológico-Minera de Tulancingo, registran las rocas pertenecientes a la Sierra de Pachuca, pero no entran en detalles en su descripción, sólo mencionan paquetes de rocas de composiciones intermedias con intercalaciones de depósitos piroclásticos.



CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

Para poder entender a cabalidad los procesos geológicos y petrogenéticos que dieron lugar a la formación de la Sierra de Pachuca, es importante conocer el marco geológico en el que se asienta. Por lo menos, la Sierra de Pachuca por su ubicación geográfica y temporalidad hasta ahora conocida, formaría parte de dos de las provincias geológicas más grandes de México, que es la Sierra Madre Occidental (SMO) y con mayor predominancia de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Por lo cual, es fundamental conocer y comprender los diferentes eventos geológicos que han acontecido en esta área y cómo ha sido su origen, evolución y término, para poder elaborar interpretaciones que sean congruentes con su desarrollo. A continuación, se presentan algunas de las características más importantes de la SMO, y con mayor énfasis en las de la FVTM, así como también se mencionan los principales trabajos que se han desarrollado para su investigación.

2.1 Sierra Madre Occidental (SMO)

La Sierra Madre Occidental se ha definido como una provincia fisiográfica que se ubica al oeste de México, con una longitud de 1,300 km y un ancho variable de 200 a 400 km (Figura 2.1). Se extiende desde la frontera con los EE. UU. al norte de México y hasta la FVTM en el centro del país (Demant et al., 1989). La provincia está limitada por la Mesa Central hacia el oriente y por el Golfo de California hacia el occidente. Como provincia ígnea va más allá de los límites establecidos para la provincia fisiográfica y abarca también a la Mesa Central y la parte oriental de Chihuahua (Ferrari et al., 2005) (Pasquarel et al., 1991; Alba-Aldarve et al., 1996; Morán Zenteno et al., 1999). Esta provincia volcánica cenozoica está caracterizada por la presencia de grandes volúmenes de ignimbritas. De hecho, se considera a la Sierra Madre Occidental como la provincia ígnea silícica más grande del Cenozoico en el Mundo. Se ha estimado que presenta una cubierta ignimbrítica de 300,000 km² (McDowell y Keizer, 1977; Ward, 1995; Ferrari et al., 2005).

La SMO está conformada por diferentes conjuntos ígneos que se formaron en un arco magmático, como consecuencia de la subducción de la gran placa de Farallón debajo de la placa Norteamericana (Ferrari et al., 2005). Se han propuesto 5 pulsos magmáticos los que han conformado a la SMO. En la Tabla 2.1 se mencionan sus principales características:

Sierra Madre Occidental							
Nombre		Tipo de Roca	Composición	Estructuras	Edad	Especificaciones	Basamento
Complejo Volcánico Inferior (CVI)	Arco Laramide	Volcánicas	Andesitas	Secuencia Volcánica	Cretácico Superior-Paleoceno (90 - 40 Ma)	Asociada a la Orogenia Laramide	Heterogéneo (Precámbrico y Paleozóico en el norte Chihuahua y Sonora y Mesozóico en el resto)
		Plutónicas	Diorita, cuarzodiorita, granito alcalino	Batolitos graníticos			
	Arco del Eoceno	Volcánicas	Andesitas, dacitas y riolitas	Ignimbritas, coladas, domos.	Eoceno (46 - 27.5 Ma)	Precursor del episodio ignimbrítico	
Super Grupo Volcánico Superior (SVS)		Ignimbritas silíceas	Riolitas, dacitas y en menor medida basaltos	Ignimbritas (flujos piroclásticos, tobas de caída) y lavas	Oligoceno al Mioceno temprano (33-17 Ma)	Corta discordantemente al CVI	
SCORBA (Vulcanismo Máfico Transicional Posterior a los Flujos Ignimbríticos)		Volcánicas	Basalto-andesitas	Coladas de lava	Oligoceno al Mioceno temprano (33 - 17 Ma)	Inmediatamente posterior a las ignimbritas. Relacionado a un proceso de extensión	
Vulcanismo Post-Subducción		Volcánicas	Basalto alcalino, riolitas y riolitas peralcalinas	Coladas, ignimbritas	Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario (7- 0 Ma)	Relacionado a extensión. Firma geoquímica con procedencia de Manto Astenosférico	

Tabla 2.1 Características más importantes de los 5 pulsos magmáticos que conforman a la SMO. (Información tomada de Ferrari et al., 2005).



Como provincia volcánica, la SMO ha sido principalmente conocida debido a los grandes volúmenes de ignimbritas que la constituyen, que en algunos casos presentan espesores de hasta 1,000 m, los cuales se emplazaron preferentemente al occidente del país. Esta secuencia fue nombrada como Súper-grupo Volcánico Superior (SVS) y está compuesta por tobas de flujos piroclásticos, depósitos de caída y lavas de composición félsica a intermedia, aunque pueden existir algunas lavas máficas. Estudios geocronológicos han mostrado que estos depósitos se dieron en dos pulsos: un primer pulso ocurrió a principios del Oligoceno y se dio a lo largo de toda la provincia, y un segundo pulso ocurrió en el Mioceno Temprano y se emplazó a lo largo de la parte suroeste de la SMO (Ferrari et al., 2005).

Según estudios geoquímicos e isotópicos previos, se ha interpretado que los magmas que formaron al SVS pudieron originarse como parte de la fusión parcial de la corteza continental inferior, causada por un emplazamiento de magmas basálticos mantélicos de igual volumen (Aranda-Gómez et al., 2000). También se han propuesto procesos de cristalización fraccionada de magmas mantélicos y asimilación cortical para explicar la presencia de estas unidades riolíticas (Aranda-Gómez et al., 2000).

La SMO ha sufrido varios procesos de deformación, el primero está asociado con la orogenia Laramide, que afectó algunas secuencias cretácicas en el norte de Sonora, pero no generó una deformación intensa en las rocas del Complejo Volcánico Inferior (CVI). El siguiente proceso de deformación ha sido preferentemente extensional, en distintos lapsos que se ubica desde finales del Eoceno pero con predominancia en el Oligoceno, donde aparentemente el núcleo de la sierra constituye una especie de división geográfica, entre lo que se conoce como la provincia de Cuencas y Sierras Mexicana y la Provincia Extensional del Golfo (Aranda-Gómez et al., 2000; Ferrari et al., 2005).

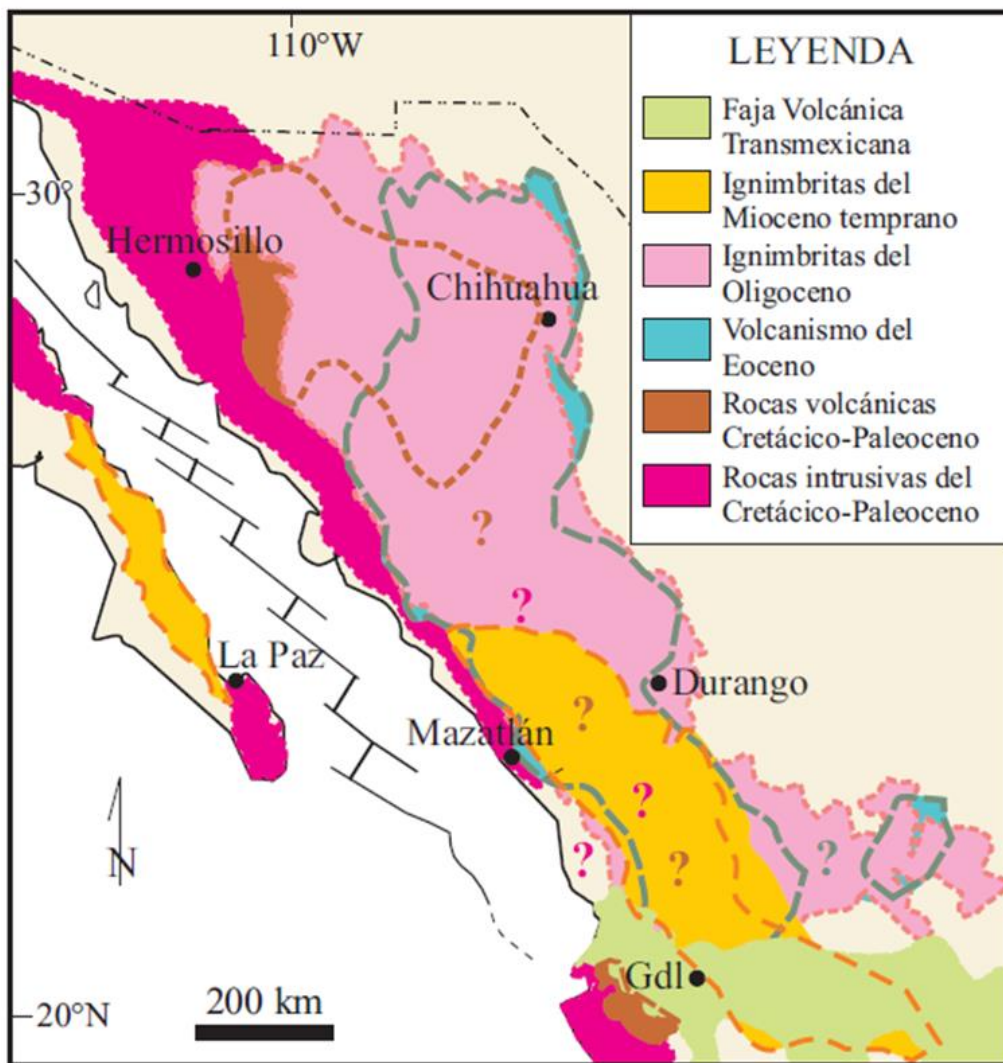


Figura 2.1 Se observan los diferentes complejos ígneos que conforman a la Sierra Madre Occidental y sus límites con la FVTM. Los segmentos punteados con los signos de interrogación simbolizan que los contactos fueron inferidos. Imagen tomada de (Ferrari et al., 2005).



2.2 Transición magmática de la SMO a la FVTM

El vulcanismo Cenozoico ocurrido en el noroccidente y centro de México se ha relacionado principalmente con dos provincias magmáticas, una de ellas es la SMO y la otra la FVTM. Estas dos provincias, que presentan patrones magmáticos muy característicos, se traslapan por lo menos desde las costas del Pacífico hasta los límites con las Ciudad de México. El límite entre estas provincias ha sido muy discutido y no es muy claro, ya que no se ha entendido aún con precisión la evolución geográfica que ha tenido la actividad magmática en esta región (Ferrari et al.,1999).

Hay dos características principales que diferencian a la SMO y a la FVTM y son: la orientación del arco y la composición de los magmas. La SMO tiene una orientación preferencial NNW-SSE, NW-SE que es subparalela a la zona de la paleo-trinchera del NW de México, con magmas predominantemente silícicos y que se manifiestan así durante todo el Oligoceno. Por el contrario, a partir del Mioceno Temprano, estas características comienzan a cambiar en la tectónica del centro de México e inicia un nuevo arco con orientación preferencial E-W y composiciones andesíticas y basálticas. Este magmatismo se ha asociado con la FVTM (Ferrari et al.,1999).

Después de la realización de estudios espaciotemporales en la zona del centro de México, se obtuvo que la orientación del frente volcánico giró unos 30° en sentido contrario al de las manecillas del reloj, desde la orientación característica de la SMO hasta la que presenta la FVTM. Esta reorientación ha sido asociada con cambios en la geometría y la estructura térmica de las placas oceánicas en subducción debajo de las continentales. También, es importante mencionar que hubo una deformación transcurrente dentro de la transición de la SMO-FVTM, lo que indicaría que el vulcanismo inicial de la FVTM estuvo relacionado con un sistema de fallas trans-tensionales izquierdas. Esto produjo conductos preferentes para el ascenso del magma y probablemente fueron un factor importante en la determinación de la oblicuidad del arco con respecto a la trinchera, (Aranda-Gómez et al., 2000).

En la Figura 2.2 se puede observar, con base en una gráfica de edades, la evolución magmática en el norte y centro del país de estas dos provincias. Desde los 38 Ma se presenta

un magmatismo NNW-SSE asociado con la SMO, pero a partir de los 17 Ma se tiene ya un cambio definitivo en la orientación del arco (E-W), el cual se considera de la FVTM.

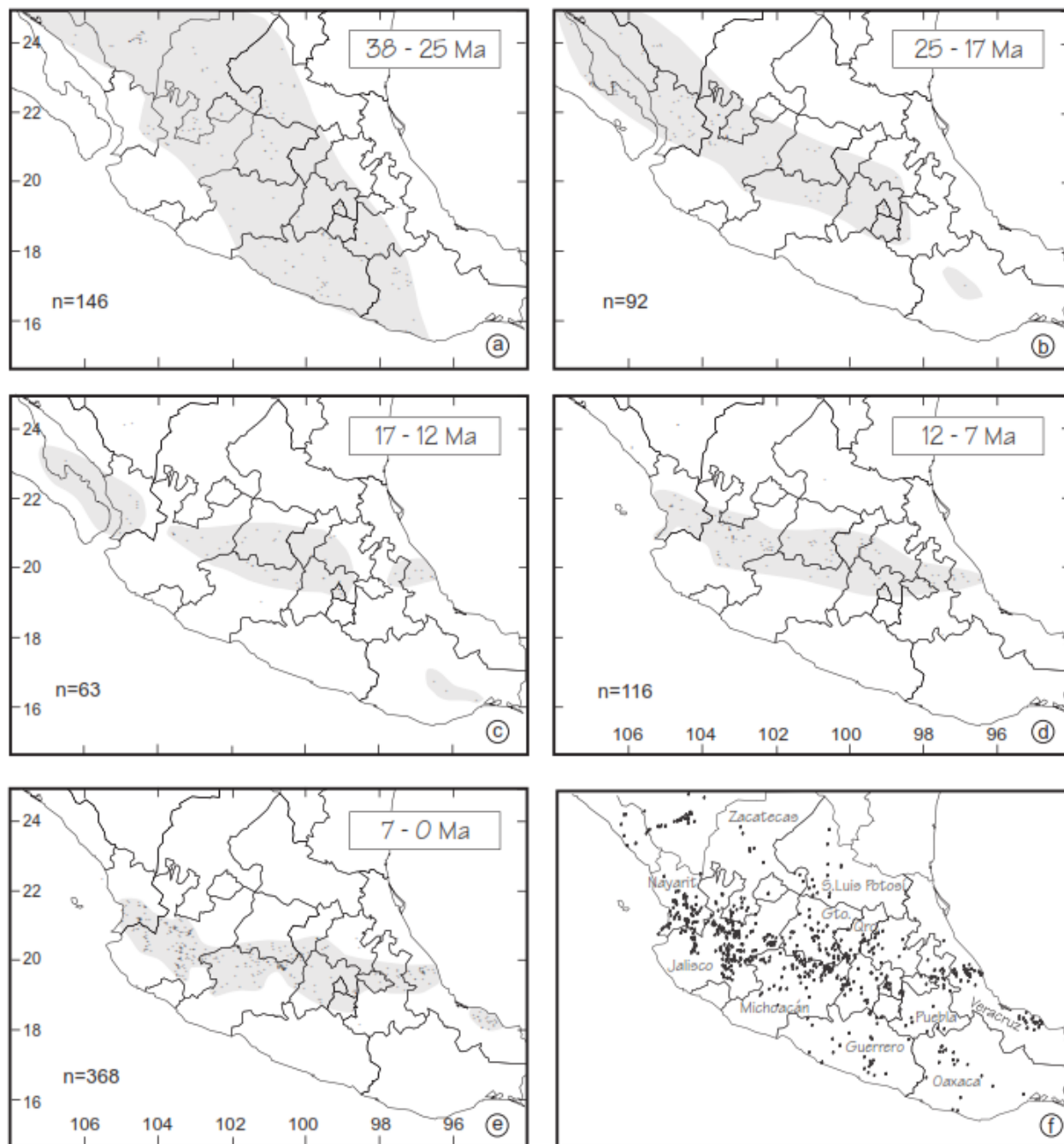


Figura 2.2 Distribución geográfica de fechamientos de roca del centro de México. Se muestra la probable evolución del arco volcánico (franjas grises) desde 38 Ma al presente. Imagen tomada de Ferrari et al. (1999).

2.3 Generalidades de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Trans-Mexicana es un arco magmático producto de la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera debajo de la placa Norteamericana. Está formada por 8,000 estructuras volcánicas y cuerpos intrusivos, y abarca desde las costas del Pacífico en Jalisco y Nayarit hasta las costas del Golfo de México en Veracruz. Comprende un área de 160,000 km² con una longitud de 1,000 km de largo y una amplitud variable de 80 a 230 km (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012).

La FVTM se ha dividido en 3 grandes sectores según sus características geológicas, por la presencia de grandes sistemas de fallas y por su tectónica (Figura 2.3). El sector occidental comprende de las costas de Jalisco y Nayarit hasta punto triple de Zocoalco-Chapala-Colima; el sector central está limitado desde el punto triple hasta el sistema de fallas de Taxco-San Miguel de Allende y finalmente, el sector oriental va del sistema de fallas a las costas del Golfo de México en Veracruz, (Allan, 1986; Pasquaré et al., 1988).

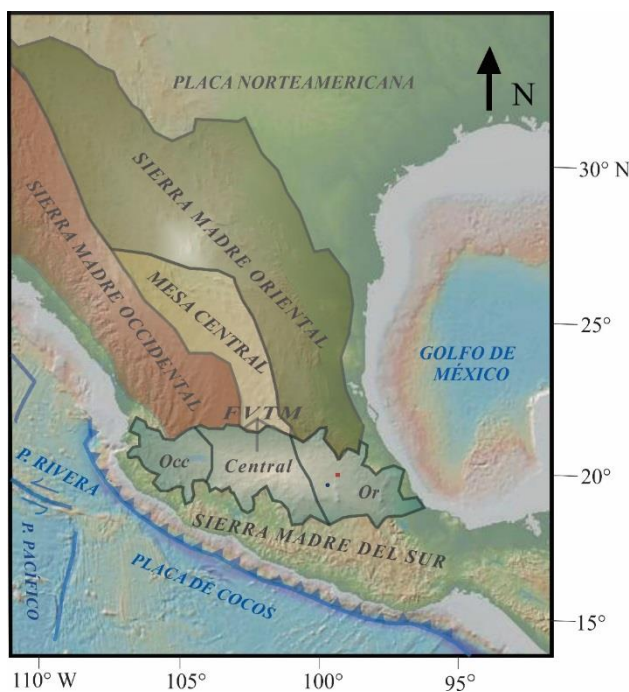


Figura 2.3 Mapa con las principales provincias geológicas de México, donde se observa la ubicación de la FVTM, que está dividida en 3 sectores: Occidental, Central y Oriental. En el cuadro rojo se observa la localización del área de estudio y en círculo azul la ubicación de la Ciudad de México (Modificado de Gómez-Tuena et al., 2005).

Algunas de las características más importantes y peculiares de la FVTM son su oblicuidad con respecto a la trinchera, ya que presenta una orientación preferencial E-W, con un ángulo de 16° en la parte más occidental del arco, por lo que atraviesa a la mayoría de las provincias geológicas del centro del país (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). También, exhibe una enorme variabilidad geoquímica y composicional que va desde magmas con firmas geoquímicas tipo OIB (*Oceanic Island Basalt*) hasta magmas que presentan firmas típicas de subducción. Así mismo, los principales estratovolcanes presentan una orientación perpendicular al arco, (Ferrari et al., 2012).

Aunque no existen afloramientos del basamento sobre el cual se emplazó la FVTM, las paleo-reconstrucciones realizados por autores como Campa y Coney (1983) y Sedlock et al. (1993) permiten inferir un basamento heterogéneo compuesto por terrenos tectonoestratigráficos de edad, composición y extensión diferentes (Figura 2.4). Así, el sector occidental de la FVTM estaría dominado principalmente por un basamento mesozoico del terreno Guerrero. Por otro lado, el sector oriental fue probablemente emplazado sobre un basamento precámbrico que es el microcontinente Oaxaquía, mientras que el sector central está compuesto por el terreno Mixteco y la plataforma Guerrero-Morelos.

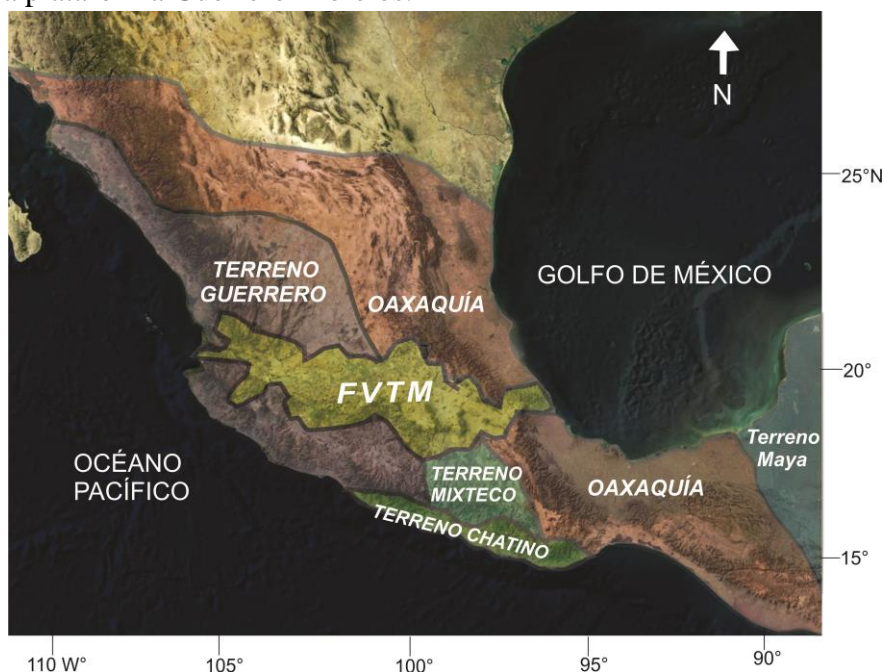


Figura 2.4 Mapa satelital donde se observan los principales terrenos tectonoestratigráficos de México y que podrían ser parte del basamento de la FVTM. (Modificado de Gómez-Tuena, 2005).



2.3.1 Características Geofísicas de la FVTM

En los últimos años se han realizado estudios geofísicos como son: *Mapping the Rivera Subduction Zone* (MARS), *Middle America Subduction Experiment* (MASE) y *Veracruz-Oaxaca Seismic Line* (VEOX), que sumados con investigaciones anteriores, han aportado información importante sobre la geometría de las placas en subducción. Enseguida se presentan algunos de los resultados obtenidos por diversos autores sobre dichas evidencias geofísicas.

Geometría de las Placas en Subducción

La placa de Rivera y de Cocos son dos remanentes de la gran placa de Farallón, que se desintegró en el momento en que la cresta Meso-Oceánica chocó con la zona de subducción en la trinchera Mesoamericana. Esto generó una reorganización de los remanentes y cambios en sus velocidades de subducción (Gómez-Tuena, 2005). La placa de Rivera tiene una edad aproximada de 13 Ma y presenta una velocidad de 1.7 a 2.2 cm/año (DeMets et al., 1994), con un ángulo de inclinación de 40° debajo del frente del arco y de 70° por debajo de la FVTM y la placa termina a los 350 km de profundidad (Yang et al., 2009). Por otro lado, la placa de Cocos tiene una edad de 17 a 13 Ma y presenta una velocidad de 4.7 a 6.7 cm/año, con un ángulo de inclinación inicial de 15° en los primeros 80 km. Posteriormente tiene un deslizamiento subhorizontal a lo largo de 200 km, para tener un cambio abrupto en su ángulo de inclinación a 75° y dejar de registrarse a los 450 km de profundidad (Pardo y Suarez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008). Son estas características tan peculiares en la geometría de las placas lo que se considera como uno de los factores más importantes en la oblicuidad del arco con respecto a la trinchera.

Espesores Corticales de la FVTM

Ferrari et al. (2012) compilaron toda la información al respecto y elaboraron un mapa en el que se muestran los diferentes espesores de la corteza a lo largo de la FVTM (Figura 2.5). En él se puede observar que la FVTM presenta espesores que van de los 20 km en las costas a 50 km en el sector central. Con espesores promedio de los 35 a los 40 km. Es interesante mencionar que a pesar de que se presenta un basamento muy heterogéneo, los espesores sean tan gruesos y en promedio muy similares.

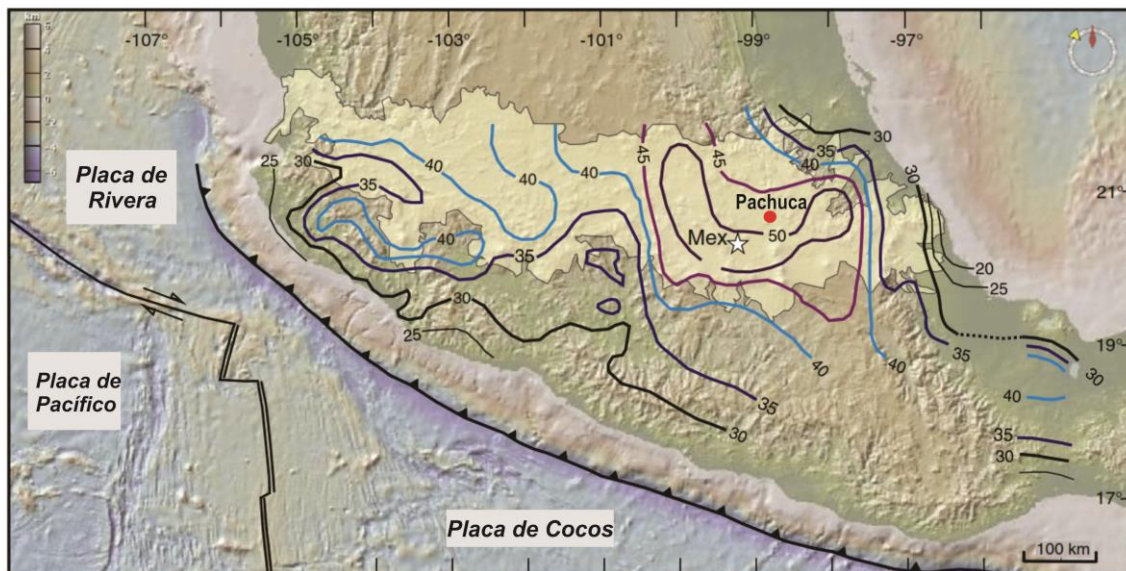


Figura 2.5 Mapa digital de elevación donde se observa con sombreado amarillo la ubicación de la FVTM y con líneas los diferentes espesores de la corteza para el centro de México. (Modificado de Ferrari et al., 2012).

2.3.2 Evolución Magmática de la FVTM

Respecto a la evolución magmática de la FVTM, enseguida se recuerda de manera muy breve los 4 episodios magmáticos de que se compone (Figura 2.6).

1er episodio magmático (~23 – 8 Ma): Ocurrió del Mioceno Temprano al Tardío; está conformado por pulsos de composición química intermedia (andesitas y dacitas), que se emplazaron con una orientación E-W desde Morelia a Querétaro y en las costas del Golfo de México en los sectores central y oriental de la FVTM (Pasquaré et al., 1991; Capra et al., 1997). Las rocas que se encuentran en el sector oriental de la FVTM presentan firmas geoquímicas características de las adakitas, (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012).

2° episodio magmático (11 - 3 Ma): Estos pulsos comenzaron en el Mioceno Temprano y se emplazaron desde Nayarit hasta Veracruz a lo largo de la zona norte de la FVTM. Comenzaron a emplazarse en el sector occidental y se fueron desplazando a través de esta zona con dirección al sector oriental, hasta finalizar su magmatismo en el Plioceno. Presentan composiciones químicas básicas, es decir, basaltos, basalto andesitas y sus correspondientes alcalinos (Ferrari et al., 2000a). En su mayoría presentan características típicas de



subducción, aunque los magmas emplazados en Hidalgo presentan firmas asociadas a magmas intraplaca (Orozco-Esquivel et al., 2003).

3er episodio magmático (7.5 – 3 Ma): Comenzó con algunos pulsos de composición silícica a finales del Mioceno y principios del Plioceno, estos pulsos estuvieron caracterizados por domos de composición dacítica y riolítica y enormes volúmenes de ignimbrita que se emplazaron en el sector occidental de la FVTM, con una migración hacia el sur de los magmas máficos del pulso anterior (Ferrari et al., 2000a). Posteriormente, en el área del Rift de Colima ocurrieron pulsos de magmas básicos, principalmente basaltos alcalinos.

4° episodio magmático (3 Ma – Presente): Ocurrió desde el Plioceno hasta el Cuaternario, está caracterizado por una enorme variabilidad composicional, y se extiende a lo largo de toda la FVTM. Los magmas presentan predominantemente una composición andesítico-dacítica con firmas típicas de subducción, aunque en el sector occidental siguen presentándose algunos magmas con firmas intraplaca. Está dominado por campos monogenéticos y comienzan a surgir los grandes estratovolcanes como el Nevado de Toluca, Volcán de Fuego de Colima, Popocatepetl, Tláloc, Telapón e Iztaccíhuatl que presentan una dirección perpendicular al arco.

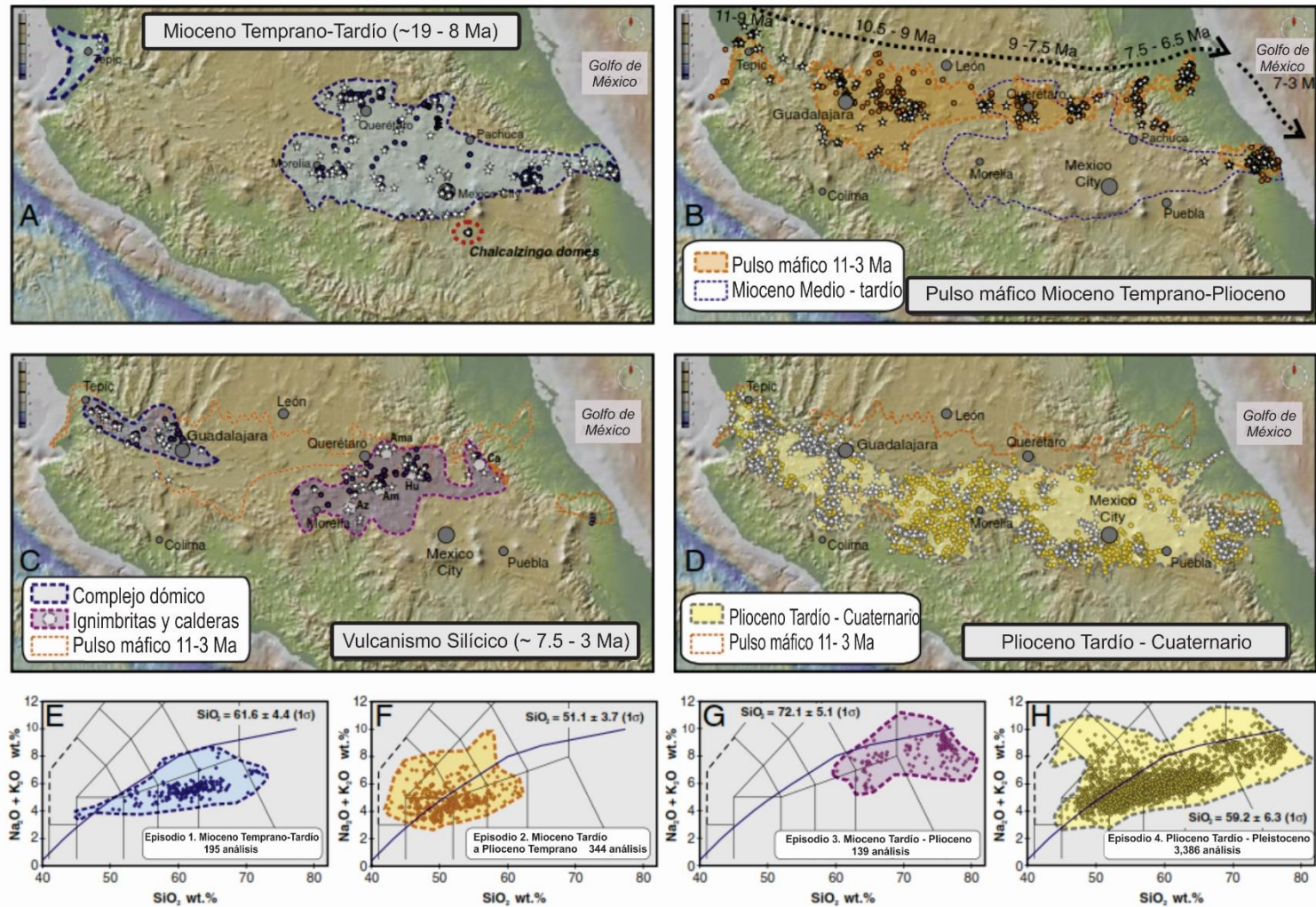


Figura 2.6 Mapas digitales de elevación con la evolución magmática de la FVTM, en los recuadros superiores se observan la ubicación geográfica de los diferentes pulsos y su respectiva migración, y en los recuadros inferiores se presentan diagramas de TAS con la clasificación de las rocas para cada episodio. (Imagen Modificada de Ferrari et al., 2012).



2.4 Marco Geológico del Área de Estudio

La Sierra de Pachuca se localiza en el sector oriental de la FVTM, a una distancia de 400 km de la trinchera Mesoamericana. Esta área está caracterizada por la presencia de ciertos estratovolcanes, campos volcánicos monogenéticos, así como domos y flujos de lava fisúrales relacionados con sistemas de fallas (grabens). Son este tipo de estructuras geológicas las que moldean y controlan la distribución de los magmas en superficie (Ramírez-Ramírez, 2016).

Como se mencionó previamente, en el sector oriental de la FVTM, según los estudios realizados por Sedlock et al. (1993) y Ortega-Gutiérrez et al. (1994), debe existir un basamento precámbrico relacionado con el micro continente Oaxaquía, y que podría estar en contacto con otros dos terrenos tectonoestratigráficos (Mixteco y Guerrero). Este basamento no aflora en el área de estudio.

2.4.1 Sierra de Pachuca

La Sierra presenta una orientación noroeste-sureste y está limitada por la Sierra Madre Oriental al norte y forma parte del límite nororiental de la Cuenca de México (Geyne et al., 1963). Alcanza altitudes de poco más de 3,000 m como en la Peña del Zumate y la Peña del Águila con 3,049 msnm. Se extiende 30 km al sureste de Real del Monte hasta Cuyamaloya, continua al sureste con el nombre de Sierra de Singuilucan a lo largo de otros 25 km, en donde desaparece en Apan. Hacia el noroeste de Real del Monte, la Sierra de Pachuca se extiende 20 km, y después continua con el nombre de Sierra de Actopan por unos 45 km (Geyne et al., 1963).

Está compuesta por rocas volcánicas del Cenozoico, con composiciones predominantes de andesita, dacita y riolita, emplazadas en forma de flujos de lava e inyecciones magmáticas que formaron los domos, así como algunos depósitos piroclásticos interestratificados (Sánchez-Rojas et al., 2005). Geyne et al. (1963) realizaron un trabajo cartográfico y estratigráfico exhaustivo en la Sierra de Pachuca, y propusieron 10 formaciones, de las cuales 8 de ellas se les nombró como Grupo Pachuca (con edades relativas que van del Oligoceno al Plioceno). Las dos formaciones restantes se refieren a derrames y flujos andesíticos más jóvenes y focalizados. Estas formaciones fueron definidas con base en unidades litológicas



individuales, así como por la presencia de diferentes discordancias estratigráficas, erosionales y angulares. En diversas formaciones se observa la presencia de diques y rocas intrusivas. La Sierra de Pachuca ha sufrido de diferentes procesos como intemperismo, hidrotermalismo y fallamiento (Aparicio-Canales y Contreras-Cruz, 2016; Sánchez-Rojas, et al., 2005).

Basamento

No hay registro de que las secuencias sedimentarias marinas y continentales mesozoicas, que corresponderían al basamento, afloren dentro del distrito de Pachuca-Real del Monte. Los afloramientos más cercanos se encuentran a unos 8 km y consisten de rocas clásticas del Cretácico Superior. La unidad mesozoica más antigua, que se encuentra cerca del distrito, es la Formación El Doctor (Albiano-Cenomaniano). Al suroeste, la Formación El Doctor está cubierta discordantemente por la Formación Cuautla de edad Turoniana. Posteriormente, la Formación Mexcala-Méndez, que consiste en lutita y arenisca interestratificada, sobreyace a la Formación Cuautla y facies asociadas o a la Formación el Doctor en distintos sitios cercanos al distrito. Sin embargo, se piensa que la Formación Mexcala-Méndez no se encuentra debajo de la Sierra de Pachuca por una estructura anticlinal que se cree caracteriza al basamento (Geyne et al., 1963).

Sobre las rocas que conforman al basamento Mesozoico, se presenta una sucesión de rocas cenozoicas sedimentarias con una marcada discordancia angular. A estas rocas Segerstrom (1956) las nombró como Grupo El Morro y están conformadas por materiales erosionados del basamento cretácico. Existen conglomerados calcáreos rojizos no marinos que se presentan en estratos masivos. Estos estratos están intercalados con material piroclástico y derrames de lava contemporáneos de composiciones basáltico-andesíticas. Se les correlacionó una edad del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano, con base en una correlación estratigráfica con el conglomerado de Guanajuato, donde se encontraron vertebrados fósiles (Fries et al., 1955). No obstante, debido a la topografía que se presenta en el área, se cree que posiblemente no se encuentren debajo de la Sierra de Pachuca (Geyne et al., 1963).



2.4.2 Geología del Grupo Pachuca

Como se mencionó, el Grupo Pachuca está conformado por 8 formaciones volcánicas, de las cuales se describen sus principales características en la **Tabla 2.2**. Respecto a la edad del Grupo Pachuca, se carecen de edades isotópicas puntuales de las rocas que lo conforman, sólo se cuentan con algunas edades especulativas que fueron inferidas por medio de correlaciones estratigráficas. Según algunas correlaciones realizadas por Fries et al. (1955) entre los conglomerados calizos del Grupo El Morro y el Conglomerado Guanajuato, donde se encontraron vertebrados fósiles, se propuso una edad relativa del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano. Por lo anterior, las rocas volcánicas que conforman a la Sierra de Pachuca deben presentar edades posteriores al Grupo El Morro. Para fijar la edad de la parte superior de la secuencia, se utilizó el análisis de hojas fósiles que se encontraron en capas piroclásticas de la Formación Cerezo y se propuso una edad del Plioceno. Cabe mencionar que este estudio se realizó en el año de 1925, hace ya varios años y se puede considerar que es un fechamiento especulativo ya que no se utilizan a las hojas fósiles para fechar unidades sedimentarias tan jóvenes. Las edades mencionadas anterior Geyne et al. (1990) reportan una edad de K-Ar realizada en el intervalo de las formaciones Santa Gertrudis a Zumate, que va de los 23.7-21.6 Ma (K-Ar). Posteriormente, Mckee et al. (1992) reportaron una edad de la mineralización para el distrito de Pachuca de 20.3 ± 0.5 Ma (K-Ar). Según los intervalos que propone este autor, la mineralización es 1.5 Ma más joven, por lo que la roca encajonante tendría edades aproximadas a los 22 Ma.

Las rocas del Grupo Pachuca han sufrido diferentes procesos de alteración e intemperismo. Principalmente hay cloritización, silicificación, sericitización y calcitificación. Probablemente, una parte fue de origen deutérico y la otra por fluidos hidrotermales posteriores. Este grado de alteración está relacionado a la cercanía de vías o conductos de flujo hidrotermal como fracturamiento y la presencia de diques y cuerpos intrusivos que pudieron haber alterado la mineralogía de las rocas (Geyne et al., 1963).

	Formación	Edad	Descripción	Espesor (m)	Relación Estratigráfica
	San Cristóbal	Mioceno Medio	Derrames densos de andesita , con capas piroclásticas basales e intercaladas, que forman la cima del Cerro San Cristóbal. También se usa para otros basaltos y andesitas que parecen tener relación	10-120	Sobreyace a la Fm. Pachuca con discordancia angular, en otras partes del distrito descansa discordantemente con las Fm. Zumate, Tezuantla, Cerezo y Vizcaína.
	Zumate	Mioceno Temprano-Medio	Derrames y capas volcánicas epiclásticas de composición dacítica .	50-360	No se conoce, pero se estima que la Fm. Zumate es más joven porque presenta edad post-mineralización al contrario de Tezuantla.
Grupo Pachuca	Tezuantla	Mioceno Temprano-Medio	Sucesión de derrames de lava dacítica que afloran en el ángulo suroriental del distrito.	50-150	Descansa con discordancia erosional sobre las capas epiclásticas de la Fm. Cerezo, o con discordancia angular sobre Fm. Vizcaína.
	Cerezo	Mioceno Temprano-Medio	Derrames y capas volcánicas epiclásticas de composición variable de riolita a dacita .	50-220	Sobreyace a la Fm. Vizcaína y otras formaciones con una marcada discordancia angular, descansa sobre Fm. Santa Gertrudis, Real de Monte y Pachuca.
	Vizcaína	Oligoceno-Mioceno Temprano	Derrames de lava, y estratos piroclásticos basales de composición andesita-dacita .	200-600	Discordancia erosional con una marcada relación angular con la Fm. Santa Gertrudis.
	Santa Gertrudis	Oligoceno-Mioceno Temprano	Rocas de derrame masivo de lava y de otros estratos piroclásticos de composición andesítica , que cambian localmente a dacítica .	200-350	Descansa concordantemente sobre la Fm. Real del Monte.
	Real del Monte	Oligoceno-Mioceno Temprano	Interestratificación de derrames de lava, roca de derrame masivo y capas piroclásticas de composición andesítica y dacítica .	120-350	Cubre concordantemente a la Fm. Pachuca.
	Pachuca	Oligoceno-Mioceno Temprano	Consiste miembro piroclástico basal, derrames andesíticos y dacíticos interestratificados con miembros piroclásticos lenticulares.	110-620	Sobreyace a Fm. Corteza con una discordancia erosional ligera.
	Corteza	Oligoceno-Mioceno Temprano	Derrames andesíticos y basálticos con un miembro piroclástico basal. Única con una andesita no porfídica . Se propone según veta corteza de mina San Juan Pachuca.	50-300	Sobreyace a Fm. Santiago con una discordancia erosional ligera.
	Santiago	Oligoceno-Mioceno Temprano	Derrames de lava y rocas piroclásticas interestratificadas, de composición variable de andesita a riolita con intercalaciones de rocas volcánicas epiclásticas.	480	Discordante sobre el Grupo el Morro o con discordancia angular sobre formaciones cretácicas.

Tabla 2.2 Principales características de las formaciones que constituyen a la Sierra de Pachuca. (Modificado de Geyne et al., 1963 y Geyne et al., 1990).

Es importante mencionar que, en trabajos más recientes, durante la realización de la carta geológico-minera del Distrito de Pachuca, Sánchez-Rojas et al. (2005) proponen hacer una nueva clasificación para las rocas que conforman al distrito y por tanto a la Sierra de Pachuca. Esta propuesta se hace con base en que, según el Código de Nomenclatura Estratigráfica, el término “formación” no aplica para rocas de tipo ígneo, por lo que no es adecuado para definir a este tipo de rocas en este distrito. Además, de que es muy difícil separar las unidades debido a su semejanza litológica y por la presencia de continuos acunamientos y cambios de espesores, que no permiten seguir una continuidad en las unidades. Por lo que decidieron agruparlas en nuevas unidades que presentaran cambios litológicos más evidentes y diferenciables, y que se apegaran a los códigos actuales de nomenclatura, en la **Tabla 2.3** se puede observar la nueva propuesta presentada por estos autores para las rocas que conforman el distrito minero de Pachuca-Real del Monte, así como su columna estratigráfica.

Unidad	Formaciones Gayne	Descripción
(Qho al), (Qho co)	Coluvión o aluvión	Materiales depositados en abanicos aluviales y sobre llanuras de inundación.
(Qptho Pu)	Toba Cubitos	Compuesto principalmente por oleadas volcánicas depositadas, con partículas de pómez blanca.
(Qpt TR-R)	Riolita Navajas	Relacionado al magmatismo de la Sierra de Las Navajas, son rocas de comp. riolítica con flujos de lava y domos interrecidos con depósitos de caída y de flujo.
(TplQpt B-Pc)	San Cristóbal	Derrames de lava, capas clásticas constituidas por ceniza y lapilli oscuros y rojizos, bloques, bombas y niveles de escorias de composición andesítica.
(Tm R-TR)	Tezuantla y Cerezo	Ambas de comp. riolítica y dacita, están compuesta por un horizonte epiclástico a la base, seguida de derrames riolíticos masivos.
(To A-BvA)	Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaina	Derrames, depósitos de caída y brecha andesítica, hacia su base presenta derrames basálticos con un miembro piroclástico basal, y andesita no porfídica.
(To R-Ig)	Santiago	Derrames de lava y flujos piroclásticos intercalados de comp. riolítica, que en ciertos niveles denotan la presencia de ignimbrita.

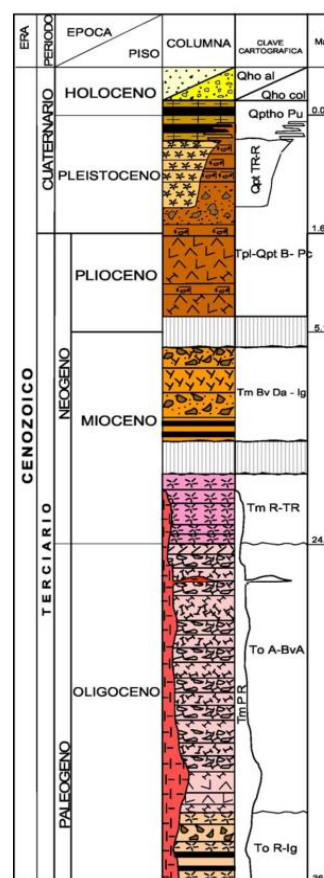


Tabla 2.3 Nuevas división de unidades para las rocas volcánicas que conforman a la Sierra de Pachuca, así como la columna estratigráfica propuesta por Sánchez-Rojas et al. (2005).



CAPÍTULO III

TÉCNICAS ANALÍTICAS

En el presente capítulo se describen los métodos y técnicas analíticas que se llevaron a cabo para la obtención de los análisis petrográficos, geoquímicos e isotópicos.

3.1 Muestreo de Rocas Volcánicas

Se realizaron dos salidas al campo en los meses de enero y marzo de 2017, durante las cuales se localizaron los puntos de interés con apoyo de las cartas topográficas de Pachuca de Soto (F14-D81) y Tulancingo (F14-D82) a escala 1: 50,000 (INEGI, 2000). Una vez que se arribó a los sitios se realizó una descripción general del afloramiento y se registró su localización con apoyo de un GPS. Se tomaron las muestras que fueran más representativas de cada uno de los afloramientos descritos. Para ello, con la ayuda de marros de acero de diferentes pesos, se obtuvieron fragmentos de un tamaño de 15 cm de largo y de 5 a 20 kg de peso, y sin alteración por hidrotermalismo o intemperismo (Figura 3.1A). Posteriormente, las muestras se embolsaron, etiquetaron y sellaron para ser analizadas en gabinete.

En gabinete se continuó con el proceso de limpieza, retirando con el apoyo de un marro y una placa de acero los restos de costra y alteraciones como vetas o amígdalas que no se hubieran podido retirar en campo. Se seleccionó una muestra para la realización de las láminas delgadas necesarias para los análisis petrográficos, señalando el punto y la cara que se deseaba obtener de la muestra, en la mayoría de los casos procurando que cortara estructuras para poder obtener un mapeo representativo de la misma.



Figura 3.1 A) Se muestra el proceso de extracción de una muestra en campo para su posterior análisis en gabinete. B) Proceso de trituración de una muestra de roca para la elaboración de los análisis geoquímicos.

3.2. Descripción Petrográfica y Conteo Modal de Fases

Los análisis petrográficos se realizaron a través de un microscopio petrográfico Olympus BX-60 del LUGIS. Se realizó primero la identificación de los minerales según sus propiedades ópticas, tanto en luz polarizada como en nicoles cruzados para poder determinar sus características texturales y la paragénesis mineralógica a la que estuvieron asociadas para establecer una clasificación petrográfica. Posteriormente, se realizó un conteo modal de fases con la ayuda de un contador de puntos manual mecánico. Consistió en el conteo de 600 a 800 puntos por lámina. En el caso de las muestras con textura porfídica se consideró como fenocristal a aquellos cristales cuyo tamaño fuera superior a los 0.3 mm.

3.3 Trituración y Pulverización

En el caso de los análisis químicos, se realizó la obtención de fragmentos de 2 cm de longitud con ayuda de un cartón, un marro y una placa de acero (Figura 3.1B). Para cada muestra se obtuvo una cantidad aproximada de 1.5 a 2.0 kg de fragmentos, la cual se consideró representativa de cada unidad litológica identificada. Posteriormente, los fragmentos de roca fueron embolsados y etiquetados para continuar con el proceso.

Los fragmentos de roca fueron lavados para eliminar cualquier rastro de suciedad que pudiera afectar el resultado de los análisis (Figura 3.2). Una vez que han sido adecuadamente lavados y enjuagados los fragmentos, se ponen a secar en papel durante un período de 24 horas y cubiertos para evitar contaminarlos.



Figura 3.2 A) Proceso de lavado de las rocas para eliminar cualquier rastro de mugre y suciedad. B) Fragmentos ya lavados y en proceso de secado para su posterior pulverización.

Ya que las muestras se encontraban perfectamente secas, se realizó el proceso de pulverización mediante un mortero mecánico con anillos de acero de la marca BICO (Figura 3.3A, B). Antes de comenzar con el proceso de pulverización es necesario asegurarse de que el mortero se encuentre perfectamente limpio. Enseguida se agrega una pequeña cantidad de muestra al mortero y se pulveriza durante 10 segundos. El polvo que se obtiene es desechado. Este procedimiento se realiza para “contaminar” el mortero con la muestra a tratar.



Figura 3.3 A) Mortero mecánico marca BICO utilizado para la pulverización de las rocas. B) Anillos de acero donde se introduce la muestra para ser pulverizada por el mortero. C) Polvo resultante de la pulverización en el mortero, debe tener una textura similar al talco.

Posteriormente, se agregan poco a poco los fragmentos de muestra y se pulverizan durante 50 segundos, hasta obtener una textura del polvo similar al talco (Figura 3.3C). El polvo embolsado, debidamente etiquetado y sellado para continuar con el proceso de preparación de las muestras. Este procedimiento se realizó para cada una de las muestras en el Taller de Molienda, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), en el Instituto de Geofísica, UNAM.

3.4 Cuarteo

Este procedimiento tiene como finalidad, que la muestra de polvo se homogenice y se pueda obtener una porción representativa de ésta. Es muy importante realizarlo adecuadamente para que los datos que se obtengan del laboratorio sean confiables. En el presente caso, se vació el polvo total de una muestra sobre dos hojas de papel unidas y con ayuda de una microespátula se transportó el polvo de una hoja a otra (Figura 3.4A). Este procedimiento se realizó cuatro veces. Después, el montículo de polvo se dividió en cuatro partes (Figura 3.4B). Tres de las cuatro partes se devuelven a la bolsa donde estaba empacado el polvo, y

el pequeño montículo sobrante se mezcla nuevamente durante un par de minutos. Finalmente se toma la cantidad de muestra para el análisis respectivo. Con el apoyo de una balanza analítica se pesaron 10 gr de muestra para los análisis por Fluorescencia de Rayos X (FRX) (Figura 3.4C). Se depositó esta cantidad en una bolsa enserada, se etiquetó y selló perfectamente para su posterior análisis. En el caso de los elementos traza e isotopía se agregaron 0.12 gr de muestra a cada uno de dos pequeños frascos de vidrio para los análisis respectivos. Este procedimiento se llevó a cabo para cada una de las muestras seleccionadas en el Taller de Separación de Minerales del LUGIS, en el Instituto de Geofísica, UNAM.



Figura 3.4 A y B) Imágenes que muestran el proceso de cuarteo de una muestra de roca pulverizada: primero se mezcla perfectamente y después se divide en cuatro partes para tomar la muestra representativa. C) Pesaje posterior al cuarteo de la roca en pequeñas bolsas de cera para el transporte al laboratorio de FRX.

3.5 Análisis de Elementos Mayores por FRX

La Fluorescencia de Rayos X (FRX) permite obtener la concentración de los elementos mayores, menores y algunos traza de una muestra de roca (Valentinuzzi, 2008). Para ello, es necesario preparar la muestra hasta obtener una perla, siguiendo la metodología del manual de métodos analíticos del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), Instituto de Geología. Enseguida se describen brevemente los pasos seguidos.

Inicialmente se determina la pérdida por calcinación (PxC) de la muestra. Para ello, se pesa en una balanza analítica 1 gr de muestra colocada en un crisol de porcelana, el cual se introduce en una mufla durante 1 hr a una temperatura de 1,100 °C (Figura 3.5A). Posteriormente, se extrae y se deja enfriar durante varios minutos. Se vuelve a pesar el crisol con todo y muestra y se registra la cantidad de muestra perdida. Para ello se utiliza la fórmula siguiente:

$$(\%)PXC = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100.$$

- En el presente estudio se determinaron las concentraciones de elementos mayores y menores de 18 muestras de roca del área de estudio. Para cada muestra se preparó una perla al utilizar 8 g de un fundente de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7\text{-LiBO}_2$ (50:50 %) con 0.4 gr de polvo de muestra (Figura 3.5B). Los componentes se agregaron a un pequeño vaso de precipitado donde con ayuda de un vortex se mezclan perfectamente hasta tener una sustancia totalmente homogénea. Posteriormente, se agrega a un crisol de Pt (5% Au) y se introduce en un hornillo con quemadores Fisher (Figura 3.5C) hasta alcanzar 1,100 °C, durante un tiempo aproximado de 10 min. En algunos casos y dependiendo del fundente y la capacidad de calentamiento, se agregan unas gotas de una solución de LiBr (concentración de 250 g/L), lo que favorece el desprendimiento de la perla del molde. Con ayuda de un chupón se extrae la perla y se coloca sobre una base de aluminio donde se deja enfriar (Figura 3.5D) para etiquetarla posteriormente.
- Las 18 perlas de las muestras de roca se introdujeron dentro de un espectrómetro secuencial de rayos X marca Rigaku Primus II, equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio de 30 micras, y su análisis toma en promedio un tiempo de 10 minutos. El espectrómetro está enlazado a una computadora con un software especializado que con las señales obtenidas y extensas bases de datos permite obtener la concentración de los elementos mayores de la muestra.

Los errores analíticos que presentan los análisis químicos en este laboratorio de Fluorescencia de Rayos X son para los elementos mayores y menores de ~1%, los cuales son muy buenos y aceptables a nivel internacional.



Figura 3.5 A) Mufla de calentamiento donde se introducen las muestras de roca para calcular el porcentaje de pérdida por calcinación. B) Pesaje del fundente con la muestra, deben ser proporciones exactas para que se obtengan resultados confiables. C) Proceso de fundición de la muestra. D) Perlas resultantes de la fundición de las muestras para ser medidas en el Espectrómetro de Rayos X.

3.6 Análisis de Elementos Traza por ICP-MS

Para determinar la concentración de elementos traza, incluidas las Tierras Raras (REE), de 12 muestras de roca seleccionadas del área de estudio, se enviaron los polvos correspondientes (0.12 g c/u) al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM (Figura 3.6). Los elementos traza son aquellos que se presentan en concentraciones menores a 0.1% en peso. La técnica analítica utilizada fue de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), ya que es un método multielemental y preciso en la determinación de masas atómicas en pequeñas concentraciones. El equipo se conforma principalmente de dos partes, la primera de ellas es

el plasma acoplado inductivamente que se encarga de generar los iones de la muestra y la segunda es el espectrómetro de masas que se encarga de separar y detectar esos iones. Las muestras en polvo son puestas en solución líquida mediante una digestión química, para después utilizar un ICP-MS marca Thermo Serie X. Los protocolos de trabajo son descritos por Mori et al. (2009) y los errores analíticos son <5% en promedio.



Figura 3.6 Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM.

3.7 Determinación de las Relaciones Isotópicas de Sr y Nd

Se determinaron las relaciones isotópicas de estroncio y neodimio de 12 muestras de roca seleccionadas del área de estudio. Los trabajos analíticos fueron desarrollados por el autor del presente trabajo, bajo la supervisión de los Técnicos Académicos M. en C. Gabriela Solís Pichardo y M. en C. Gerardo Arrieta García, en las instalaciones del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. Los procedimientos analíticos se detallan en los manuales de operación internos del LUGIS (LUGIS, 2000) y se resumen brevemente enseguida.

Pesaje

El pesado de las muestras se lleva a cabo en una balanza analítica de 5 dígitos. Para ello, primero se pesa una bomba de Teflón de 15 mL con su tapa, previamente descargada electrostáticamente, y se registra el peso; después se introduce la muestra en la bomba y se



vuelve a pesar. La diferencia del peso entre la bomba con la muestra y la bomba vacía será el peso de la muestra (Figura 3.7 A, B, C).

Lixiviado

Con el fin de eliminar materiales y elementos químicos contaminantes, se realizó un lixiviado a las 12 muestras de roca. En este caso, a cada bomba de Teflón con muestra se le agregó primero 10 mL de 6N HCl. Enseguida se calentaron a 100°C por una hora y después se dejaron enfriar para decantar y extraer el ácido añadido, tratando de evitar la pérdida de muestra. Se agregó dos veces agua milli-Q (8 mL) para enjuagarlas adecuadamente. Las bombas de Teflón se colocaron sobre una parrilla de calentamiento hasta que se evaporara todo el líquido sobrante. Posteriormente se vuelven a pesar las bombas de teflón para conocer la cantidad de muestra perdida durante el proceso de lixiviado.

Digestión Química

El propósito de la digestión química es el de poner en solución toda la muestra de roca en polvo ya lixiviada. Para ello, se agrega a cada bomba de teflón 1 mL de ácido nítrico (16N HNO₃) y 5 mL de ácido fluorhídrico (HF) al 40%. Posteriormente, las bombas se tapan y se colocan en la parrilla de calentamiento a 100°C por 48 hrs. Se puede saber que el procedimiento ha finalizado cuando se tiene como resultado un residuo blanquecino, por lo cual se retiran las bombas de la parrilla. Una vez que las bombas se han enfriado, se retiran las tapas con mucho cuidado y se vuelven a colocar sobre la parrilla para evaporar el HF y HNO₃ sobrantes así como los fluoruros de silicio. Después de 6 a 8 horas de evaporación se obtiene una pasta de color blanco. Se les agrega 5 mL de 6N HCl y se tapan nuevamente para colocarlas en la parrilla de 8 a 12 horas.



Figura 3.7 A) Ventilador de antiestática que impide que la muestras se quede pegada en las paredes de las bombas. B) Pesaje de las bombas para obtener el peso de las muestras de polvo antes de comenzar con el proceso de digestión C) Calentamiento de las muestras en una parrilla para realizar el proceso de lixiviado.

Separación de Elementos

El siguiente paso es la obtención de concentrados de los elementos Sr y Nd de cada muestra. Para ello, se utilizaron diferentes columnas con resinas de intercambio iónico, que tienen como función retener el elemento de interés y desechar los elementos no deseados, al añadir diferentes ácidos con concentraciones variadas. A continuación, se describirá el procedimiento que se llevó a cabo para la separación de estos elementos.

Separación de Estroncio (Sr) y Tierras Raras (REE)

Para la separación del Sr y las REE, se utilizan columnas de intercambio iónico de 17.5 cm de longitud de cuarzo, con un diámetro de 0.9 cm y una altura de relleno de resina catiónica de 16 cm, lo que le permite una capacidad de 90 mL (Figura 3.8A). Las columnas contienen una resina de intercambio iónico (Bio-Rad AG 50W-X8, 100-200 mesh, hydrogen form) que es permanente y han sido previamente calibradas para obtener resultados confiables. En la Tabla 3.1 se resume el procedimiento general seguido el cual tuvo una duración de 12 horas aproximadamente.

Preparación de muestras:	Diluir la muestra en 1.5 mL de HCl y dejarla sobre una parrilla de calentamiento durante una media hora.
Preparación de columnas:	Acondicionar la resina con 30 mL de HCl 2N. Sacar la muestra con una pipeta Pasteur y colocarla directamente sobre la resina.
	Pipetear 4 veces con 1 mL de HCl y dejar asentar cada vez. Agregar 16 mL de HCl 2N y dejar pasar totalmente.
Separación de Sr y REE:	Agregar 160 mL de HCl 2N.
	Agregar 10 mL de HCl 6N.
	Colocar vasos de teflón con capacidad de 250 mL bajo las columnas.
	Agregar 15 mL de HCl 6N y recuperar la solución con Sr. Agregar 10 mL de HCl 6N. Agregar 25 mL de HCl 6N y recuperar la solución con las Tierras Raras.
Limpieza de columnas:	Agregar 120 mL de HCl 6N y esperar hasta que pasen totalmente.

Tabla 3.1 Procedimiento general de separación de Sr y Tierras Raras en columnas de intercambio iónico (tomado del manual interno del LUGIS, 2000).

Una vez que se ha hecho la separación y se tienen en las bombas de Teflón las soluciones de Sr y las REE, se ponen a secar bajo luz infrarroja. Ya que un porcentaje de las soluciones se ha evaporado, se colocan en pequeños vasos de teflón de 2 mL hasta la evaporación total (Figura 3.8B). Posteriormente son sellados con papel parafin para evitar pérdida o contaminación de la muestra. Finalmente, las muestras con Sr se pueden cargar en el espectrómetro de masas.



Figura 3.8 A) Columnas de intercambio iónico permanentes, utilizadas para la separación del Sr y las REE. B) Vasos de Teflón de 2 mL de una solución con el Sr, siendo sometidas a luz infrarroja para poder ser cargadas en el espectrómetro de masas.



Separación de Neodimio (Nd)

Los residuos de la separación del Sr y las REE tienen otro proceso de separación para la obtención del Nd, que también se realiza en columnas de intercambio iónico, pero que tienen características y propiedades diferentes. Estas columnas son de cuarzo y tienen un diámetro interior de 0.4 cm y de 7 cm de altura de relleno, por lo cual cuentan con un reservorio de capacidad de 15 mL (Figura 3.9). La resina que se utiliza es un polvo de teflón revestido por ácido bis-2 etilhexil fosfórico – HDEHP. Cada columna está calibrada para obtener una separación confiable del Nd. En la Tabla 3.2 se presenta el procedimiento general a seguir durante esta separación:

Preparación de muestras:	Disolución de la muestra en 200 μL de HCl 0.18N.
Preparación de columnas:	Acondicionar la resina 2 veces con 5 mL de HCl 0.18N. Sacar la muestra con una pipeta Pasteur y colocarla directamente sobre la resina dejándola asentar. Pipetear 4 veces 200 μL de HCl 0.18N y dejar asentar cada vez.
Separación de Nd y demás REE:	Agregar de 5-12 mL (dependiendo la columna) de HCl 0.18N. Agregar de 3 a 5 mL de HCl 0.18N y recuperar la disolución con Nd (algunas columnas utilizan el HCl 0.4N para la recuperación del Nd).
Limpieza de columnas:	Agregar 10 mL de HCl ~6N y esperar a que bajen por completo.

Tabla 3.2 Procedimiento general para la separación del Nd en columnas de intercambio iónico.

De igual forma, una vez que se ha separado el Nd, las bombas de teflón con la solución de neodimio se someten a luz infrarroja para la evaporación, cuando se ha conseguido evaporar el líquido suficiente, se transfieren a vasos de teflón de 2 mL y se dejan hasta la evaporación total. Finalmente, queda una pequeña mancha de color café, que contiene el Nd de las muestras. Los vasos de teflón son sellados con papel parafina y debidamente etiquetados, por lo que las muestras están listas para ser cargadas en el espectrómetro de masas.



Figura 3.9 Columnas de intercambio iónico permanentes, utilizadas para la separación del Nd.

Carga de Sr y Nd y Adquisición de Datos por el Método de TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry)

Para cargar el Sr y el Nd se agregan 5 μL de HCl a cada muestra y se agitan con las puntas de la pipeta para que la muestra se desprenda del vaso de Teflón. Posteriormente, se cargan en filamentos de renio (previamente desgasificados o limpiados) la solución de Sr o Nd de cada muestra (se tendrán 12 filamentos con cargas de Sr y 12 filamentos con cargas de Nd de las muestras respectivas). La carga de los elementos de cada muestra se realiza al calentar cada filamento entre 1 y 2.3 A (Figura 3.0 A). Posteriormente se guardan en un porta-filamentos para ser colocados en el porta-muestras o magazín del espectrómetro.

Cada filamento se colocó en el magazín de un espectrómetro de masas marca Triton-Plus de ThermoScientific del LUGIS. El arreglo de muestras en el magazin se llevó a cabo mediante la colocación de un filamento con la muestra (evaporación) junto a otro filamento de calentamiento y evaporación (pares de filamentos). En el carrusel se cargaron las 12 muestras más un estándar del elemento analizado. Posteriormente, el magazín se introduce al espectrómetro de masas para su posterior medición.

El método de Espectrometría de Masas por Ionización Térmica tiene como base física la separación de los isótopos de un mismo elemento por medio de la aplicación de un campo electro-magnético. Inicialmente, las muestras se calientan a temperaturas que alcanzan los $1,000^{\circ}\text{C}$. Este calentamiento produce que la muestra se libere en forma de iones, posteriormente estos iones se aceleran por medio de un gradiente de potencial eléctrico y los

iones salen disparados en forma de un haz, que al atravesar un campo magnético se van a separar en función de su masa y carga. Los isótopos caen en diferentes colectores Faraday que transforman la cantidad de iones contados en una señal eléctrica y que un sistema computacional la procesa y la expresa en forma de relaciones isotópicas (Muller et al., 2017). Las determinaciones isotópicas de Sr y Nd se realizaron en un espectrómetro de masas marca Thermo Scientific™ Triton Plus™, 2011, que contiene 9 colectores Faraday con una fuente de doble filamento de renio.

Las mediciones se realizaron en modo estático y el valor isotópico promedio para el Sr se obtiene al medir 6 bloques de 10 mediciones cada uno, mientras que las relaciones isotópicas del Nd se obtienen del promedio de 7 bloques de 10 mediciones cada uno, con una corriente de 10 kV. Este procedimiento se llevó a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica, UNAM.

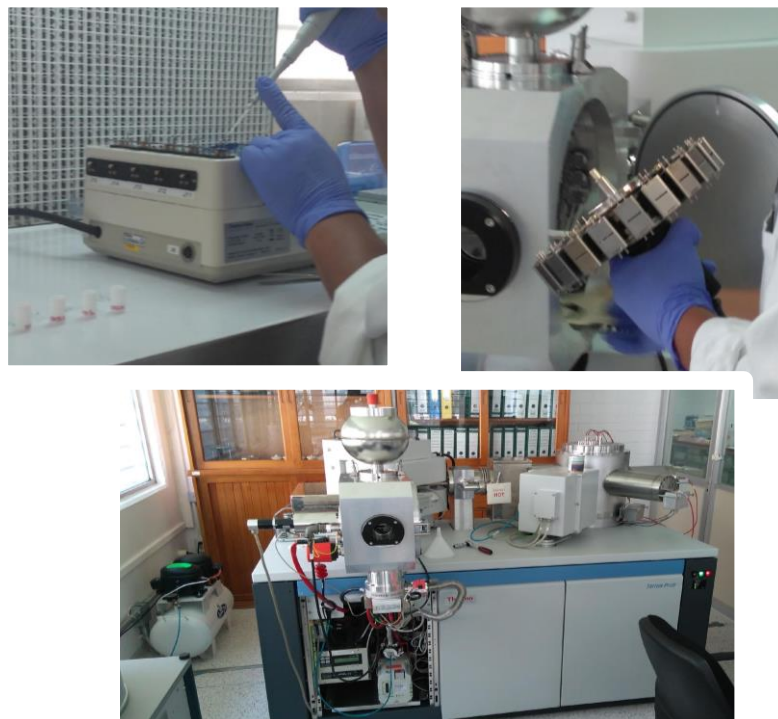


Figura 3.10 A) Realización de la carga de las muestras en los filamentos, generalmente de 1 a 3 μL . B) Magazin con las muestras que serán introducidas al espectrómetro para su medición. C) Espectrómetro de Masas de Ionización Térmica marca Thermo Scientific™ Triton Plus™, donde se realizó la medición del Sr y el Nd.



CAPITULO IV

GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE PACHUCA

En este apartado se describen las características litológicas y estratigráficas de las formaciones y unidades identificadas durante los trabajos de campo en la Sierra de Pachuca. La descripción de las unidades está organizada de la más antigua a la más reciente y se comenta la información previa más relevante para cada una de ellas. En campo se reconocieron seis formaciones (Geyne et al., 1963) de las ocho que conforman al Grupo Pachuca, aparte se encontró la Formación San Cristóbal y otras dos unidades más que son la Ignimbrita de Peñas Cargadas y las lavas asociadas al Cerro de Cubitos. Estos últimos nombres son de carácter informal ya que no cumplen con el Código Internacional de Nomenclatura Estratigráfica. Al inicio de este capítulo se presenta la Tabla 4.1 con las coordenadas de las muestras colectadas en campo, así como la formación o unidad a la que corresponden y se muestra un mapa (Figura 4.1) donde se puede observar la localización de estas muestras dentro del área de estudio. Para la elaboración del mapa se tomaron en cuenta las salidas a campo y los estudios geológicos realizados en este trabajo, así como el mapa cartográfico realizado por Geyne et al. (1963), imágenes satelitales y fotos aéreas.

Las rocas encontradas en campo son volcánicas con predominancia de derrames o flujos de lava y algunos domos de composiciones de andesita y dacita. Existen también ciertas ignimbritas y algunos depósitos piroclásticos de composición riolítica que están distribuidos de manera aislada en el área de estudio. Con el trabajo de campo, sumado con las correlaciones propuestas por Geyne et al. (1963) y Sánchez-Rojas et al. (2005) se propone un mapa geológico para el área de estudio, que se muestra a continuación (Figura 4.1).

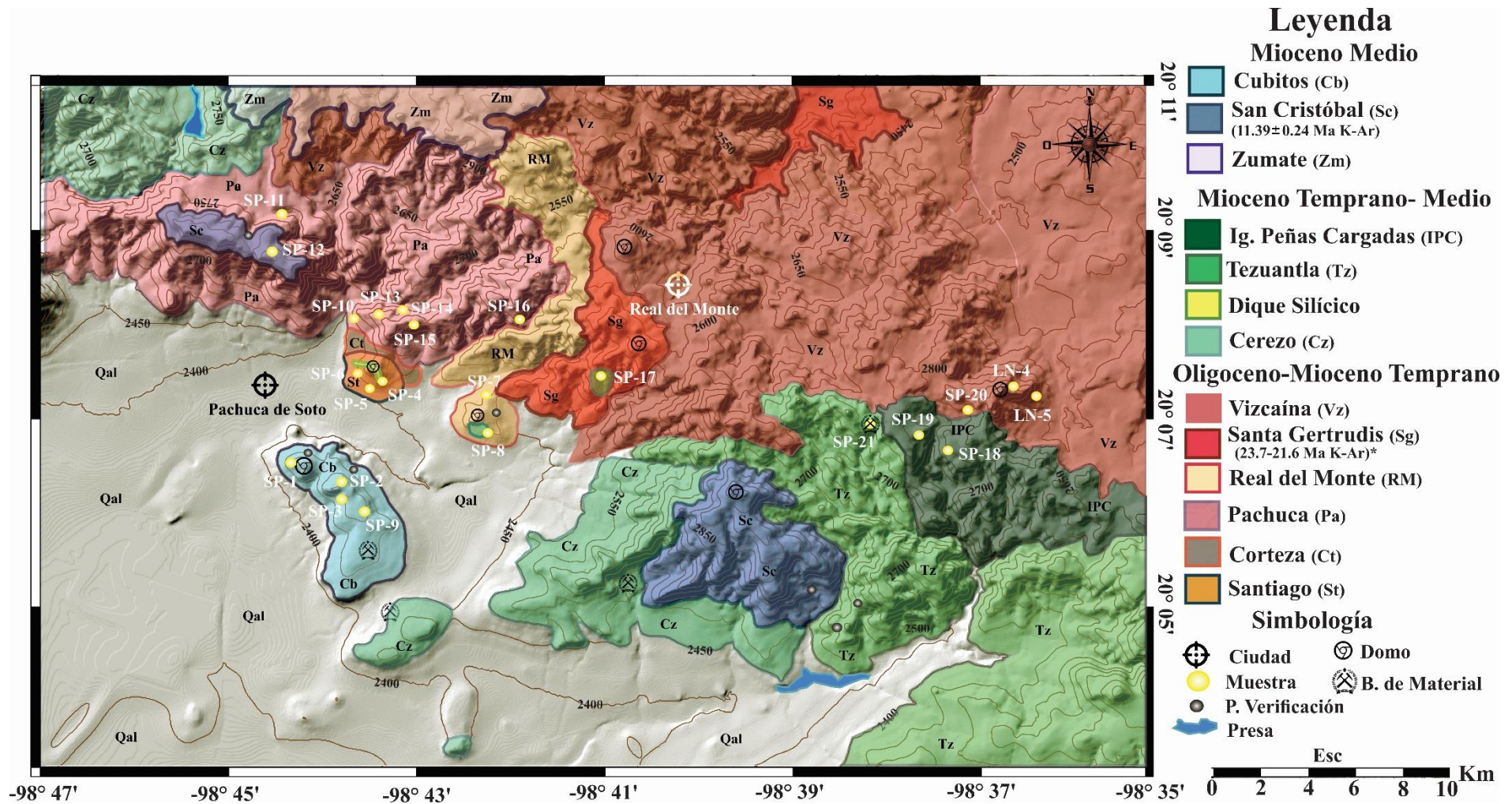


Figura 4.1 Mapa geológico de la Sierra de Pachuca.

*Fechamiento de Fm. Santa Gertrudis a Zumate (Geyne et al., 1990).



Unidad	Muestra	Coordenadas		Altitud msnm
		N	W	
Cubitos	SP-1S/1V	20°06'21.7"	98°44'26.9"	2575
	SP-2	20°06'8.1"	98°43'54"	2611
	SP-3	20°06'15.4"	98°43'53.2"	2578
	SP-9	20°05'49.1"	98°43'23.8"	2522
San Cristóbal	SP-12	20°08'29.9"	98°44'29"	2896
Ignimbrita P.C.	SP-18	20°06'48.9"	98°37'27.6"	2823
	SP-19	20°06'51.5"	98°37'45.6"	2809
Tezuantla	SP-21A/21B	20°06'52.6"	98°38'19.8"	2902
	SP-17	20°07'21.6"	98°41'29"	2682
Dique silíceo	SP-4	20°07'19.1"	98°43'26.1"	2519
Cerezo	SP-8B1/B2/B3	20°06'50.8"	98°42'25.2"	2578
	SP-20	20°07'1.3"	98°37'39.4"	2841
Vizcaína	LN-4	20°07'14.1"	98°36'35.8"	2767
	LN-5	20°07'14"	98°37'10.6"	2850
	SP-7A/7B	20°07'6.5"	98°42'20.3"	2497
Real del Monte	SP-8A	20°06'55.4"	98°42'21.2"	2580
	SP-10	20°07'39.5"	98°43'29"	2522
Pachuca	SP-11A/11B	20°08'59.1"	98°44'45.8"	2736
	SP-13	20°07'51.8"	98°43'18.4"	2629
	SP-14	20°07'50.6"	98°43'22.2"	2624
	SP-15	20°07'50.6"	98°43'22.2"	2624
	SP-16	20°07'59.1"	98°42'11.4"	2680
	SP-5	20°07'17.2"	98°43'28.3"	2531
Santiago	SP-6A/6B	20°07'22.5"	98°43'36.3"	2509

Tabla 4.1 Coordenadas geográficas de los puntos de muestreo para el área de estudio de la Sierra de Pachuca.

4.1 Formación Santiago

Es la formación más antigua de la secuencia volcánica que constituye al Grupo Pachuca. Esta formación, según Geyne et al. (1963), es la menos distribuida en el distrito minero de Pachuca-Real del Monte, localizándose en el Cerro Santiago, actualmente conocido como Cerro Lobo, municipio de Pachuca de Soto, justo en el centro de la Ciudad. Según estos autores, se ha identificado más ampliamente dentro de los laboríos mineros. Ellos establecieron al Cerro Lobo como la localidad tipo de esta formación (Figura 4.2). En el presente trabajo fue identificada en la ladera oeste del Cerro Lobo, en la que se observó un escarpe sobre el cual se apreciaron algunos paquetes de flujos de lava y bloques con bandeamiento de diferentes colores grises con tonos rosados a colores morados y rojizos, (Figura 4.3A) con pseudo-plegamiento por flujo y el bandeamiento entre una y otra roca se observó con espesores de 80 cm. (Figura 4.3B). Estas rocas presentaron una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol y se determinó que es de composición andesítica (muestras SP-5, SP-6A/6B).

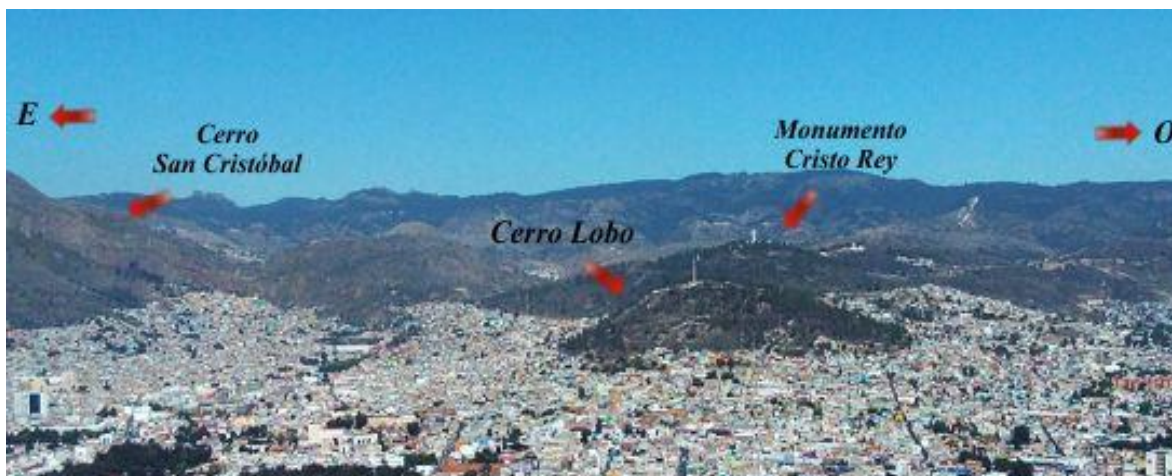


Figura 4.2 Imagen panorámica donde se observa la ubicación del Cerro Lobo, así como su morfología. A su alrededor se observan otras estructuras volcánicas como el Cerro San Cristóbal y el Monumento a Cristo Rey, en el Centro de la ciudad de Pachuca.



Figura 4.3 A) Afloramiento ubicado en el Cerro Lobo, en el cual se observan rocas masivas con un bandeamiento de color gris rojizo a color gris medio. B) Se observa una estructura fluidal acompañada por un bandeamiento de colores gris oscuro-medio con pseudo-plegamientos.

Por otro lado, en la ladera sureste del Cerro Lobo, se encontró un afloramiento de 40 m de altura, compuesto por una roca blanca masiva, con bandas de color crema y pardo, que presentó un diaclasamiento vertical con dirección E-W (Figura 4.4). En muestra de mano se observó una roca afanítica con escasos fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita, así como algunos microcristales de pirita en una matriz holocristalina muy silícica (muestra SP-4). Unos metros hacia el oeste del cerro se encontró el contacto entre los flujos de lava y el afloramiento de esta roca masiva, donde se pudo observar que esta roca silícica fue emplazada como un dique que corta a los flujos de lava de la Formación Santiago. Previamente, Geyne et al. (1963) definieron a esta unidad como un intrusivo pórfido cuarcífero de grano fino, lo cual se pudo confirmar en el presente trabajo.

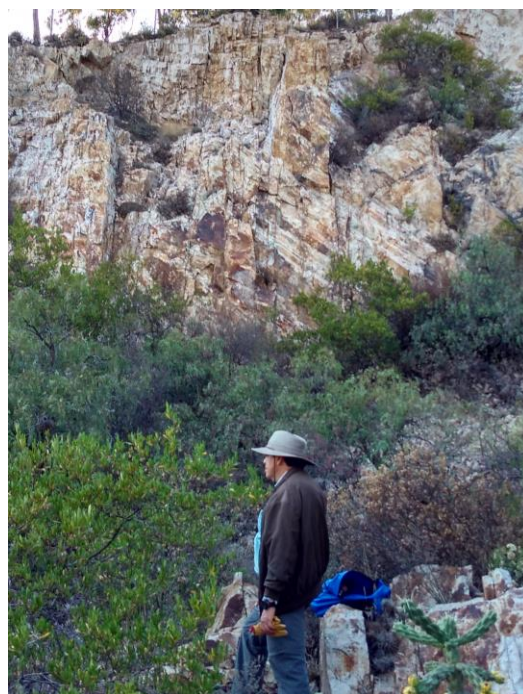


Figura 4.4 Se observa afloramiento de roca blanca, de textura afanítica con escasos fenocristales de cuarzo y feldespato; en la imagen se observa el diaclasamiento subvertical.



4.2 Formación Corteza

Esta formación no se visitó durante las salidas a campo. Sin embargo, Geyne et al. (1963) menciona que está formada por derrames andesíticos y basálticos que presentan un miembro piroclástico en la base. Una de sus principales características es que es la única formación de andesita no porfídica de la sierra, por lo cual se distingue fácilmente del resto de las litologías. La Formación Corteza está por encima de la Formación Santiago con una discordancia angular ligera que es poco clara. Las áreas de afloramiento de la Formación Corteza son muy limitadas, se puede encontrar algunos escasos afloramientos al norte del Distrito de Pachuca Real del Monte y en el Cerro Santiago. Estos autores mencionan que la Formación Corteza es la menos resistente al intemperismo y a la erosión de todas las formaciones del Grupo.

4.3 Formación Pachuca

Esta formación es la tercera en antigüedad dentro de la secuencia volcánica que conforma a la Sierra de Pachuca, de acuerdo con los trabajos de Geyne et al. (1963). También, es la unidad con mayor área de afloramiento de todas las formaciones dentro de la Ciudad de Pachuca, pero no aflora en la región de Real del Monte, sino que está limitada al flanco suroccidental del distrito minero. Sin embargo, sí aflora ampliamente en los laboríos mineros subterráneos. Esta secuencia está conformada por derrames andesíticos y dacíticos interestratificados, con algunas capas piroclásticas en la base (Geyne et al., 1963). Durante los trabajos de campo realizados en la presente tesis, esta unidad se encontró principalmente en dos localidades. La primera en los montículos donde se encuentra el Monumento a Cristo Rey, unos cuantos kilómetros al noreste del Centro de la Ciudad de Pachuca y la segunda localidad fue en la base del Cerro San Cristóbal. En la primera localidad, a un costado de la carretera vieja Pachuca a Real del Monte, debajo del Monumento a Cristo Rey se observó un corte con una roca gris con tintes rojizos, muy alterada y con diaclasamiento vertical. Esta roca presentó una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y escaso cuarzo en una matriz afanítica de color gris. También presentaba algunas alteraciones a epidota y cuarzo en vetillas (muestra SP-10). Ya en la parte superior del montículo, se observaron una secuencia de derrames de lava, conformados por rocas porfídicas de color gris con tintes violeta a rosado, con algunos fenocristales de plagioclasa y fantasmas de anfíbol, en una matriz afanítica, con presencia de algunos minerales de alteración como clorita y cuarzo (muestras

SP-13, SP-14, SP-15). Se encontró una roca con las mismas características, unos cuantos kilómetros más al este del cerro del Cristo Rey (muestra SP-16), por lo que probablemente en toda esa área aflora la misma formación como lo sugiere Geyne et al. (1963).

En la carretera de Pachuca-Mineral del Chico, debajo del Cerro San Cristóbal se encontró una roca gris medio con tintes rojizos que presentó una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y cuarzo, en una matriz afanítica de color gris, con alteración por clorita y cuarzo en forma de vetas de algunos centímetros y con una dirección E-W (Figura 4.5). También, dentro del afloramiento se encontró una roca gris oscuro, con una textura afanítica, pero con escasos fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Esta roca tiene la apariencia de ser un enclave (muestras SP-11A, SP-11B).

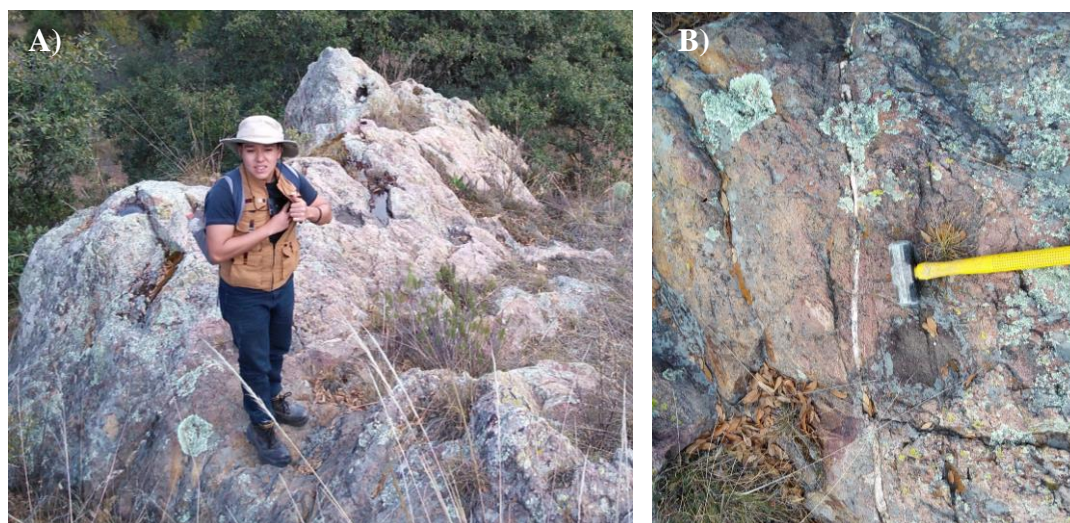


Figura 4.5 A) Afloramiento de roca localizado en la base del Cerro San Cristóbal, algunos bloques de lava. B) Se observa una veta de cuarzo 3 cm aprox. que corta a la roca, como mineral de relleno.

4.4 Formación Real del Monte

Esta Formación se identificó y propuso en los laboríos subterráneos del pueblo de Real del Monte. La Formación Pachuca está conformada por derrames dacíticos y andesíticos, con algunas rocas piroclásticas interestratificadas (Geyne et al., 1963). En campo y siguiendo la cartografía de estos autores se localizó un afloramiento en las faldas del Cerro las Brujas, junto al Corredor Turístico de la Montaña (muestras SP-7A/7B). Se encontraron bloques de brecha de lava, lajeados a la dirección de flujo posiblemente por enfriamiento, de color gris rojizo oscuro, que presentó una textura porfídica con fenocristales de anfíbol y plagioclasa, con alteración de epidota. Se encontraron también, algunos enclaves de una roca oscura de textura afanítica. En algunas partes de la ladera, se observó la misma roca, pero fuertemente alterada, de tono gris claro. Esta alteración está asociada con calcita (Figura 4.6A). Unos metros más arriba del Cerro las Brujas, en la ladera noreste, se observaron algunos bloques de lava, ligeramente fracturados, de color gris rojizo medio (Figura 4.6B). La roca en muestra de mano presentó una textura porfídica con algunos fenocristales de hornblenda y plagioclasa (muestra SP-8A). Por su ubicación y características, las rocas de la cima están asociadas con la misma formación, sólo que han sufrido diferentes procesos de alteración.

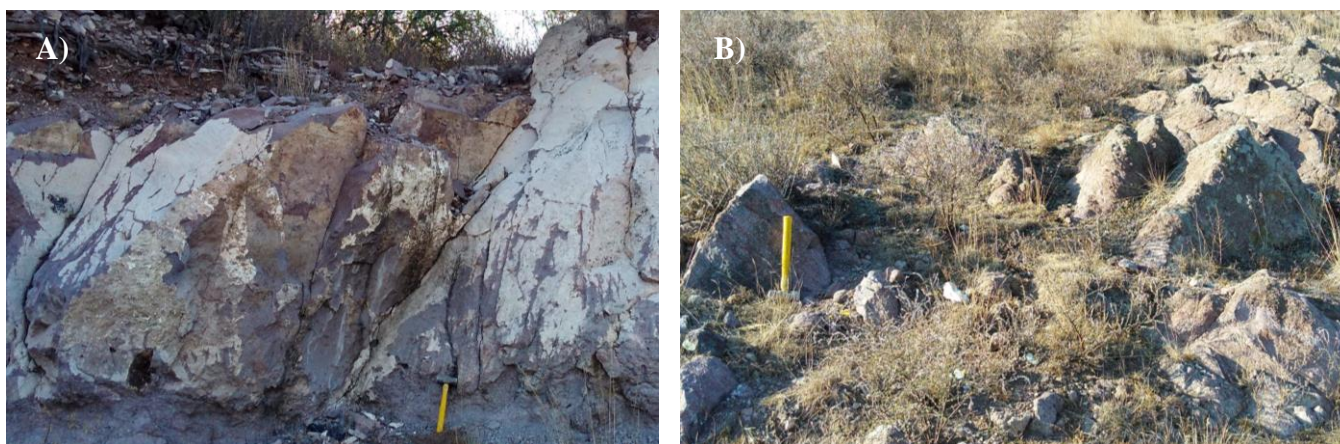


Figura 4.6 A) Afloramiento de roca localizado en la base del Cerro las Brujas, en el que se observa una roca porfídica de color gris con tintes morados y rojizos, así como unas capas de color crema, ambos causados por fuerte intemperismo y probable acción hidrotermal. B) Bloques de roca localizados en la cima del Cerro las Brujas, presentan textura porfídica y se encuentran en mejor estado que las rocas localizadas en la base.

4.5 Santa Gertrudis

A consecuencia del desarrollo urbano de la Ciudad de Pachuca, esta formación se encuentra en áreas muy limitadas que puedan ser de fácil acceso y no fue posible visitarlas durante las salidas a campo. Geyne et al. (1963) menciona que esta formación está conformada por rocas de derrame masivo y otras capas clásticas, con composición de andesita y presenta algunas variaciones a dacita localmente. La Formación Santa Gertrudis se distingue por sus derrames gruesos de andesita y dacita de piroxeno que presentan textura porfídica con fenocristales de grano grueso. Estos autores mencionan que aflora en tres pequeñas áreas aisladas hacia el noreste. Se desconoce la fuente de aprovisionamiento de la formación que se acuña hacia el sur y por lo que se observó, la formación sufrió importantes procesos de erosión antes de la depositación de la Formación Vizcaína.

4.6 Formación Vizcaína

Según Geyne et al. (1963) la Formación se compone de derrames andesíticos y dacíticos que presenta un miembro piroclástico en la base. Aflora principalmente en el sector oriental del distrito minero de Pachuca Real del Monte, el cuerpo principal es algo difícil de diferenciar. En el campo encontramos, detrás del parque Peñas Cargadas (Figura 4.7) un afloramiento conformado por algunos bloques de roca de color gris medio, que presentó una textura porfídica con fenocristales de grano grueso (>2 mm) de plagioclasa, anfíbol y cuarzo en una matriz afanítica (muestra SP-20). Estas rocas se encontraron nuevamente en la ladera oeste del Cerro el Voladero. Justo a borde de carretera se encontró un afloramiento de 8 m de altura, conformado por bloques de una roca de color gris medio, porfídica con fenocristales de

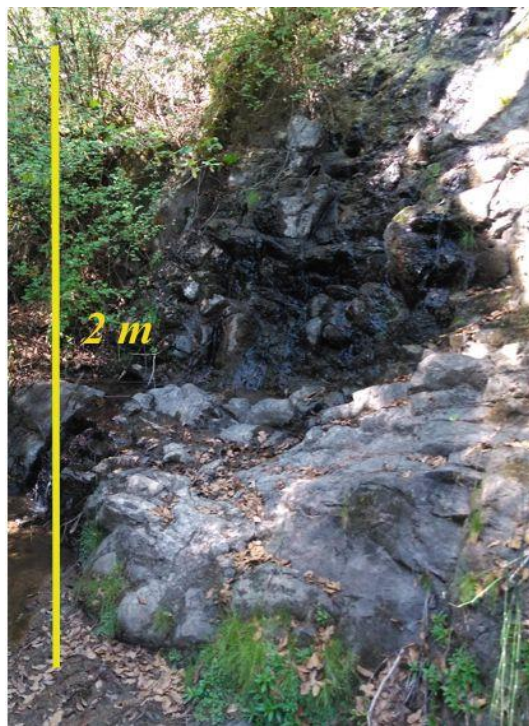


Figura 4.7 Imagen de un afloramiento de roca ubicado detrás de la fuente del parque Peñas Cargadas. Se puede observar unos bloques de roca de color gris medio, que presenta una textura porfídica.



plagioclasa y anfíbol en una matriz afanítica (muestras LN-4, LN-5). Esta roca presentaba intemperismo esferoidal (hojas de cebolla). En el extremo este del cerro El Voladero se observaron nuevamente algunos bloques de roca, con características texturales y composicionales similares a los descritos anteriormente, por lo que se asociaron con la Formación Vizcaina.

4.7 Formación Cerezo

En la Formación Cerezo existen derrames y depósitos piroclásticos de composición riolítica. Es la primera secuencia silícica que se presenta en la sucesión volcánica de la Sierra de Pachuca. La localidad tipo se ubica en el sector noroccidental del distrito de Pachuca, en el pueblo de Cerezo, aflora principalmente en el sector noroccidental y en la parte suroccidental del área de estudio, pero está ausente en la parte nororiental, posiblemente a consecuencia de los altos topográficos, por lo que probablemente no se depositó de manera continua; además, aflora en áreas aisladas alrededor de la Sierra de Pachuca y del distrito minero de Pachuca-Real del Monte. (Geyne et al., 1963).

En campo, nosotros encontramos en la ladera sur del Cerro las Brujas (Figura 4.8) un afloramiento epiclásico de 1 metro de altura de una roca compuesta por líticos y cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo en una matriz de color blanco (muestra SP-8B). El depósito presenta variaciones en tamaño de grano y coloración en tonos rojizos a lo largo de la ladera. De acuerdo con las correlaciones cartográficas propuestas por Geyne y colaboradores (1963), esta roca debe ser parte de la Formación Cerezo.



Figura 4.8 A) Afloramiento de roca ubicado en la cima del Cerro las Brujas, se puede observar algunos bloques de roca blanca, con una apariencia ignimbrítica. B) A detalle se observa la presencia de líticos de diferentes tamaños que varían de grano grueso a fino y la presencia de cristales.

4.8 Unidad Ignimbrita Peñas Cargadas

En el parque de Peñas Cargadas encontramos una serie de rocas de aspecto ignimbrítico que se presentan mayoritariamente en forma de bloques aislados, en un radio de ~2 km (Figura 4.9). La roca en muestra de mano es de color morado a rosado, con cristales de cuarzo, anfíbol y biotita y líticos en una matriz afanítica donde se observa la presencia de esferulitas, por lo cual la matriz tiene un proceso de desvitrificación (muestras SP-18, SP-19). Además, se observa la presencia de un bandeamiento que varía en tamaño desde milímetros a varios centímetros, y en algunas partes de la roca se observan estructuras en forma de gota, que junto con las bandas sugiere que son fiammes, es decir, pómez que fueron aplastadas, por lo cual se trate de una ignimbrita soldada. Algo muy característico de las rocas que se presentan en este parque es la forma en la que se erosionaron, ya que montículos de pequeño tamaño cargan a otros de mucho mayor tamaño y masa, por lo cual tiene una fuerte resistencia a la erosión.

Geyne et al. (1963) registran estos mismos afloramientos como una roca intrusiva y la nombran como pórfido de dacita con biotita. Ellos mencionan que este pórfido corta a las Formaciones Vizcaína, Cerezo y Tezuantla, y asumen que tendría una edad del Plioceno. No

existen fechamientos de esta unidad. Consideran que los afloramientos tienen las mismas características composicionales que la Formación Tezuantla, por lo que no descartan que provenga de la misma fuente de aprovisionamiento. Por otro lado, hacen referencia a la resistencia de la roca a los procesos de erosión permitiendo que se formen montículos de gran tamaño en la cima. Geyne y colaboradores proponen que la Formación se distribuye en lugares muy focalizados, aparte del Parque de Peñas Cargadas, la ubican en la cima de la Peña del Águila y en algunos otros puntos del sector oriental del distrito en forma de diques.

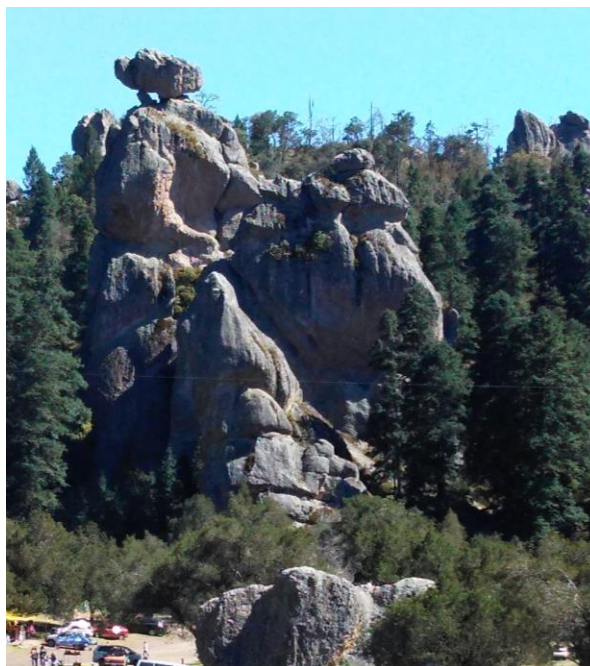


Figura 4.9 Ignimbrita Peñas Cargadas, se puede observar la fuerte resistencia a la erosión que presentan estas rocas, lo que ha permitido que estructuras de mayor tamaño se encuentren soportadas por estructuras de menor tamaño.



4.9 Formación Tezuantla

En el municipio de San Juan Tizahuapan, en la localidad de Santa Rosalía, ubicamos un banco de material en el que se tiene un afloramiento de ~25 m de alto (Figura 4.10). Se observó una intercalación de estratos de diferentes espesores en el banco de material (al menos 6 estratos grandes, separados por pequeños horizontes que presentan algunas intercalaciones laminares de 20 a 40 cm y son de coloraciones pardas claro, con una variación granulométrica de arena a grava). Aquí observamos una roca de color blanco a crema, con una textura afanítica, escasos cristales de biotita y cuarzo, así como algunos líticos angulosos y pómez angulosas (muestras SP-21A-SP-21B). Clasificamos la roca como un depósito piroclástico de composición riolítica.

La descripción y correlación realizada por Geyne et al. (1963) a estas rocas son un poco confusas ya que, en la cartografía las rocas pertenecientes a esta localidad las asigna como parte de la Formación Vizcaína. Sin embargo, en sus descripciones menciona que dicha formación no presenta rocas de composición riolítica. Por lo cual, la única roca de esta composición que se presenta en esa área del distrito minero es la Formación Tezuantla, cuya localidad tipo se localiza unos cuantos kilómetros al norte. Estos autores mencionan que esta Formación se compone de derrames de composición dacítica, con algunas rocas piroclásticas en la base. Por otro lado, Sánchez-Rojas et al. (2005) establecen dentro de su nueva unidad (Tm R-TR) a las Formaciones Cerezo y Tezuantla como parte de una misma unidad y que ambas son de composición predominantemente riolítica.

En el Municipio de Mineral de la Reforma, en el camino hacia el parque El Burro, identificamos un depósito piroclástico con características muy similares a las rocas que conforman a la Formación Tezuantla. Se observó una roca color crema con diaclasas o estratos subhorizontales de 30 a 35 cm. La roca presenta una textura afanítica, con algunos cristales de cuarzo, biotita y feldespato en una matriz blanca muy fina, por lo que se clasificó como una ignimbrita de composición riolítica (muestra SP-17). Según las correlaciones realizadas por Geyne y colaboradores, estos depósitos deben pertenecer a la Formación Vizcaína, pero por sus características generales deben pertenecer más bien a la Formación Tezuantla o en su defecto a la Formación Cerezo.



Figura 4.10 Banco de material ubicado en la localidad de Santa Rosalía, en el que se observa una serie de depósitos piroclásticos, conformados por lo menos 6 estratos, de una roca de color crema, con textura afanítica y con presencia de algunos cristales. Por su ubicación y características se cree que pertenece a la Formación Tezuantla.

4.13 Formación Zumate

Esta formación no fue posible visitarla durante las salidas a campo. Sin embargo, Geyne et al. (1963) menciona que está conformada por derrames, aglomerados y rocas volcánicas epiclásicas de composición dacítica. Sobreyace con discordancia erosional y angular sobre las Formaciones Cerezo y Vizcaína. La localidad tipo de esta roca se localiza en la Peña del Zumate que se encuentra al norte de la Sierra de Pachuca. El periodo de extrusión dacítica representada por esta formación fue seguido, por lo menos por un periodo adicional de actividad intrusiva silícica dentro y cerca del distrito, ya que diques félsicos cortan a la formación.

4.11 Formación San Cristóbal

Según Geyne et al. (1963), esta Formación está compuesta por derrames de andesita olivínica, que presenta algunos miembros clásticos en su base, y se localiza en la cumbre del Cerro San Cristóbal. Consideran que otras rocas basálticas y andesíticas, identificadas tanto dentro como fuera el distrito, pueden ser correlacionables con las existentes en el Cerro San



Cristóbal, que es la localidad tipo. Dentro del distrito minero, ellos consideran que existen por lo menos otras cuatro localidades entre las que está el Cerro de Cubitos, un área extensa en el sector norte del distrito y una más en el sector suroriental del distrito minero de Pachuca-Real del Monte.

En campo observamos algunos cambios topográficos y de relieve sobre el Cerro San Cristóbal (Figura 4.11). Se pudo observar por lo menos un cambio marcado en la pendiente del cerro (morfología) que podía sugerir la presencia de dos litologías; lo cual se corroboró una vez realizado el recorrido sobre las pendientes del cerro. La base del cerro está conformada por rocas asociadas con la Formación Pachuca, pero a partir de los 2,869 m de altura sobre el nivel del mar, se observó un cambio en la litología que continua constante hasta la cima del cerro. En la cima se observaron bloques de roca con lajeamiento subhorizontal que presentaron una textura afanítica y la presencia de escasos fenocristales de piroxeno y anfíbol, así como escasa plagioclasa. La roca tiene un color gris oscuro a medio, por lo que la roca se clasificó como andesita o andesita basáltica (muestra SP-12). Además, se observó un porcentaje bajo de alteración por óxidos, así como la presencia de algunas vetillas de cuarzo con una estructura no muy clara, de hábito botroidal. Estas vetillas posiblemente están asociadas con la formación de la cristobalita y la tridimita por la que la localidad es famosa.

Ante la importancia del Cerro San Cristóbal y como límite de las rocas más jóvenes que se visitaron durante el trabajo de campo, se decidió realizar un fechamiento para comenzar a establecer un intervalo de edades más aproximado para las rocas que conforman a la Sierra de Pachuca. El fechamiento se realizó por el método de K-Ar y se obtuvo una edad de 11.39 ± 0.24 Ma, difiriendo con la edad relativa propuesta por Geyne et al. (1963) que la estableció en el Plioceno-Pleistoceno. En la tabla 4.2 que se encuentra al final del capítulo se pueden observar el resto de las edades que se conocen de la Sierra de Pachuca y algunas localidades cercanas.

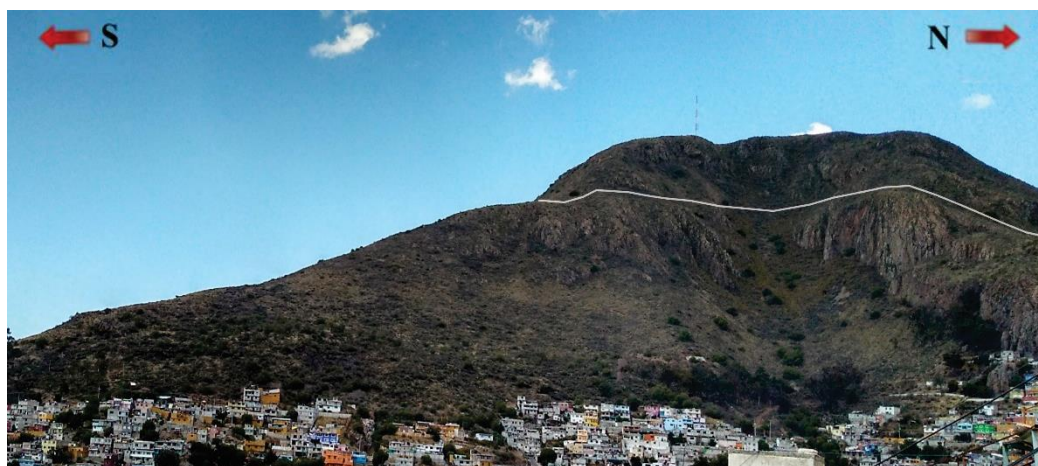
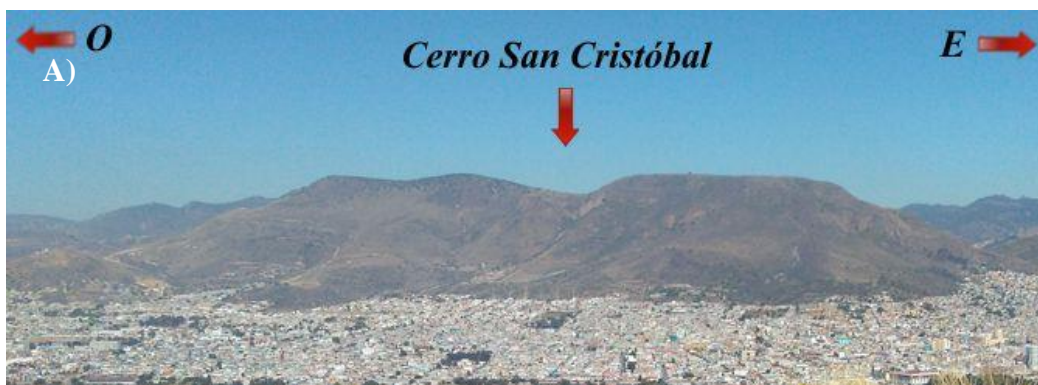


Figura 4.11 A) Imagen panorámica del Cerro San Cristóbal. B) Acercamiento del Cerro San Cristóbal donde se observa el contacto entre las Fms. Pachuca y San Cristóbal, marcado por la pendiente.

4.12 Unidad Cubitos

Geyne et al. (1963) mencionan que en la base del Cerro Cubitos se ubican por lo menos 4 Formaciones del Grupo Pachuca, que se observan a consecuencia de pequeñas fallas que se encuentran en su base, por lo que se observan de forma muy delgada. Además, correlacionan la cima del Cerro Cubitos y Saucillo con la Formación San Cristóbal. En la cima del Cerro Cubitos (Figura 4.12A) se encontraron aflorando bloques de roca de color gris oscuro de una posible lava (Figura 4.12C) de textura afanítica y con la presencia de escasos fenocristales de piroxeno, plagioclasa y anfíbol. La roca presenta una ligera alteración por clorita y algunas vetillas de cuarzo. En algunos de los bloques se observó una estructura fluidal indicada por un bandeamiento (muestras SP-1S, SP-1V, SP-2). El relieve del Cerro Cubitos es de forma circular y en cúpula, con una pendiente marcada, por lo que posiblemente se trate de un domo (Figura 4.12B). Junto al Cerro Cubitos se ubica otra protuberancia

nombrada como Cerro Saucillo. En este cerro se encontró un afloramiento de rocas, junto a un escarpe de 30 m de alto, que presentaba diaclasamiento subhorizontal. Estas rocas presentaron una textura afanítica con escasos fenocristales de piroxeno y anfíbol y se observó un 5% de alteración por óxidos y clorita. Estas rocas se observaron a lo largo del Cerro Saucillo (muestras SP-3, SP-9) y presentan características similares a las del primer cerro o domo. Es probable que se trate de otro domo cercano o de un lava-domo, según la clasificación de Fink y Anderson. (2000).



Figura 4.12 A) Imagen panorámica del centro de la ciudad de Pachuca, donde se observan los Cerros Cubitos y Saucillo, que ya han sido cubiertos por desarrollos inmobiliarios en su base y en el costado este se observa el Cerro Lobo. B) Se puede observar la morfología del Cerro Cubitos, que por su fuerte pendiente podría ser un domo. C) Bloques de roca ubicados en el Cerro Cubitos, en el que se observan rocas de color gris oscuro, de textura afanítica.

Sobre estas unidades se emplazaron una serie de rocas máficas y riolíticas del Cuaternario que se distribuyen de manera aislada y cubren a algunas formaciones de la Sierra de Pachuca. La primera unidad es la Riolita Navajas que aflora unos cuantos kilómetros al oriente del área de estudio. Consiste en derrames piroclásticos y lávicos de composición riolítica. Descansa discordantemente sobre todas las formaciones más antiguas que la Formación Zumate. Las siguientes unidades se encuentra un poco fuera del área de estudio y son las Formación Atotonilco el Grande y Tarango, que están compuestas por material clástico de las rocas volcánicas anteriores que conforman a la Sierra de Pachuca, se encuentra interstratificada con la Fm. San Cristóbal y con la Riolita Navajas. Las rocas pleistocénicas que se presentan en la región están constituidas por ductos volcánicos de composición basáltica; así como, traquitas de depósitos aluviales derivados de estas y otras rocas volcánicas más antiguas y de detritos de derrumbe. Estas unidades recientes no se describieron en este estudio, ya que son el objeto de otros temas de tesis, como la tesis de Núñez-Velázquez. (2018).

Muestra	Longitud	Latitud	Unidad	Tipo de Roca	Tipo de Análisis	Método	Edad en Ma
¹ SP-12	20°08'29.9"	98°44'29"	San Cristóbal	Andesita	Roca Total	K-Ar	11.39±0.24
² Br-07	20°00'46.37"	98°40'41.47"	Ignimbrita Epazoyucan	Ignimbrita	Zircones	U-Pb	22.6±0.66
³ Mcknee			Pachuca-Cerezo	Andesita	Matriz	K-Ar	20.3±0.05
⁴ Geyne			Santa Gertrudis-Zumate	-	-	K-Ar	23.7-21.6
⁵ APA 84	19°45'2"	98°25'	Andesita Apan	Andesita	Roca Total	K-Ar	13.4±0.6
⁶ LN-21	20°05'15.6"	98°33'57.4"	Riolita Navajas	Obsidiana	Obsidiana	K-Ar	2.20±0.05

Tabla 4.2 Fechamientos isotópicos de rocas de la Sierra de Pachuca y áreas circundantes.

¹Fechamiento realizado en este trabajo; ²(Ramírez-Ramírez, 2016), ³(Mcknee et al., 1992),

⁴(Geyne et al., 1990); ⁵(García-Palomo et al., 2002), ⁶(Núñez-Velázquez, 2018).



CAPITULO V

RESULTADOS: PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA E ISOTOPIA

5.1 Petrografía

A continuación, se presentan las características petrográficas más importantes de cada formación o unidad visitada de la Sierra de Pachuca.

5.1.1 Formación Santiago

Las rocas de la Formación Santiago (SP-5, SP-6A, SP-6B; Figura 5.1) presentan una textura porfídica (9-12% de fenocristales), compuesta por fenocristales de plagioclasa (8-9% modal), piroxeno (1.5-2% modal) y pseudomorfos de anfíbol y piroxeno (2-4% modal). Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina color pardo, con abundante vidrio y escasos microlitos de plagioclasa (SP-5; ver Figura 5.1A). Además, las muestras SP-6A/6B tiene una alteración de entre 20 y 25% de minerales secundarios como: calcita cuarzo, óxido y clorita (Figura 5.1B/C).

Los fenocristales de plagioclasa presentan una composición de andesina-oligoclasa, con contornos subedrales y anedrales, un tamaño que varía de 0.45-3 mm, hábito tabular y maclas tanto polisintéticas como Carlsbad. En las muestras SP-6A/6B se observa textura de tamiz, que es una evidencia de desequilibrio químico, así como también alteración por calcita que se presenta como mineral de sustitución, y óxido en forma de vetillas dentro de la plagioclasa. (Figura 5.1B/C). Los piroxenos presentan una forma subedral y tienen un tamaño que varía de 0.25-1.5mm, están bordeados por una corona de oxidación (0.025-0.04 mm), en algunos casos se observan con textura glomeroporfídica y muy alterados por óxido y clorita (SP-6A/6B). En el caso de las pseudomorfos de anfíbol y piroxeno, tienen un tamaño de 0.2-0.4 mm, han sido casi completamente sustituidos por óxidos y en algunos casos presentan coronas de calcita. La matriz está alterada por cuarzo en forma de mosaico y vetillas, así como por calcita y óxidos (SP-6A/6B).

Por sus características petrográficas, esta roca se clasifica como **andesita porfídica de piroxeno**.

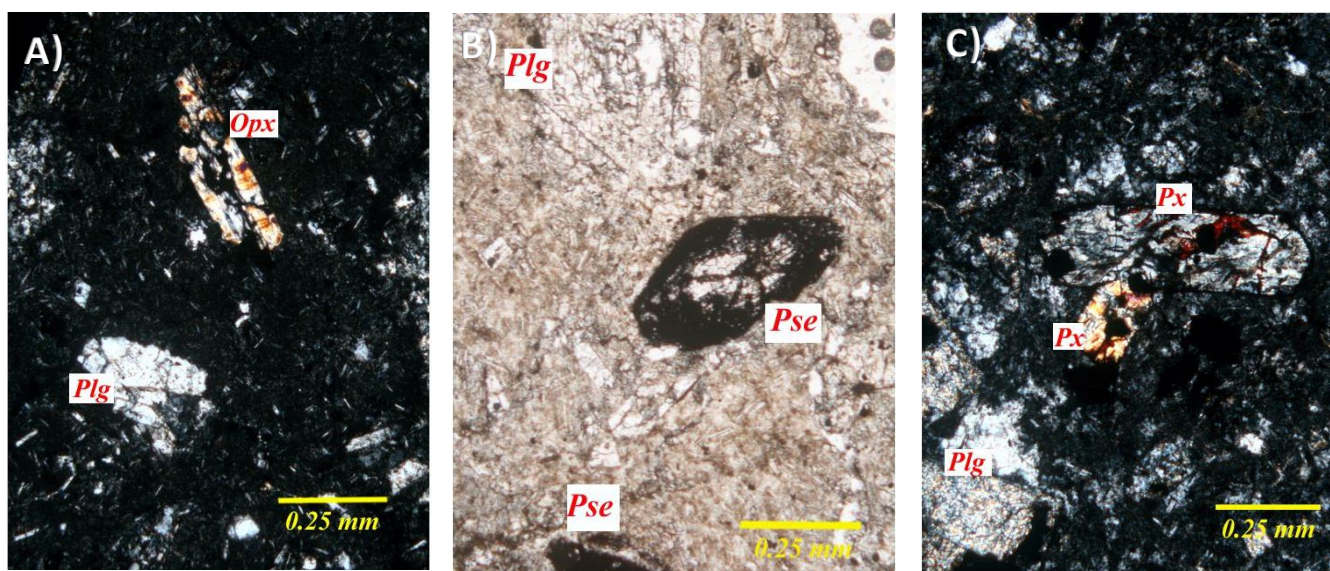


Figura 5.1 Fotomicrografías que muestran las principales características petrográficas de las rocas de la Formación Santiago. A) Muestra SP-5, donde se observa una textura porfídica con fenocristales de piroxeno (Px) y plagioclasa (Plg) en una matriz vítrea con escasos microlitos de plagioclasa (nicosles cruzados). B) Muestra SP-6A con un fenocristal de pseudoanfíbol reemplazado por óxido (Pse), embebido en una matriz vítrea de color pardo claro con escasos microlitos (luz polarizada). C) Muestra SP-6B con fenocristales de piroxeno (Px) que contienen vetillas de óxido y están alterados por clorita, así como un fenocristal de plagioclasa (Plg) fuertemente alterado por calcita (nicosles cruzados).

5.1.2 Formación Pachuca

En esta formación se pueden distinguir dos grupos de roca, que tienen similitudes petrográficas, pero no las suficientes para considerarse parte de la misma secuencia, por lo cual se mencionarán por separado. Además, hay que agregar que, según la localización de las rocas es su grado de alteración, que es muy variable; aunque todas han sufrido algún proceso de mineralización.

Un primer grupo de rocas (SP-14, SP-15, SP-16) presentan una textura porfídica (15-26% de fenocristales), con la presencia de fenocristales de plagioclasa (12-23% modal) y piroxeno (4-5% modal). Los fenocristales están embebidos en una matriz hipocristalina de color pardo claro, compuesta por vidrio y algunos microlitos de plagioclasa y piroxeno. Estas rocas



tienen una alteración de entre 25 y 15% de minerales secundarios como: calcita, óxido y cuarzo.

Los fenocristales de plagioclasa presentan una composición de andesina (determinado por el método de Michel-Levy), con contornos subedrales y anedrales, un tamaño que varía de 0.5-3.6 mm, con un habito tabular y maclas polisintéticas, en algunos casos se presentan con textura glomeroporfídica. La plagioclasa está muy alterada por calcita, con vetillas de óxido. Los fenocristales de piroxeno presentan una forma subedral y tienen un tamaño que varía de 0.5-2 mm; además, se encuentran en su mayoría sustituidos por óxido, presentan una extinción ondulante con una birrefringencia anómala, en algunos casos de 2° orden, por tanto, es difícil identificar la clase de piroxeno. En general hay algunos fenocristales que están totalmente reemplazados por calcita y en otros casos sustituidos por sílice (SP-14, SP-15), tanto los fenocristales como la matriz presentan vetillas de calcita, cuarzo y clorita.

Por sus características petrográficas se clasifican como **andesita porfídica de piroxeno**.

Por su parte, un segundo grupo de rocas (SP-10, SP-11A, SP-11B, SP-13; Figura 5.2) presentan textura porfídica (8-11% de fenocristales) con la presencia de fenocristales de plagioclasa (4-5% modal), cuarzo (1-2% modal), piroxeno (4-3% modal) y escasos sanidino, embebidos en una matriz microlítica, compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasa. Estas rocas presentan grados de alteración que varían de 15-30%, por la presencia de minerales secundarios como: cuarzo, calcita, óxidos y clorita (Figura 5.2).

La plagioclasa presenta una composición de andesina-oligoclasa, con contornos subedrales, un tamaño que varía de 0.4-3 mm, con un habito tabular y maclas polisintéticas, en algunos casos presentan una textura de tamiz (SP-10, 11-B), alteración por calcita, así como vetillas de óxido (Figura 5.2B). El sanidino está conformado por cristales subedrales, con tamaños que varían de 0.4-1.5 mm y con una birrefringencia de primer orden. En el caso de los pseudomorfos de piroxenos y anfíbol (SP-11B) tienen un tamaño que varía de 0.4-1.5 mm, están muy alterados por clorita y óxido, algunos completamente reemplazados y presentan una birrefringencia anómala con una extinción ondulante, en algunos casos presentan una corona de oxidación (SP-13). El cuarzo muestra un tamaño que varía de 0.25-1.5 mm, algunos fenocristales presentan oxidación en el núcleo y están engolfados (SP-10, SP-11; ver

figura 5.2A). En la matriz se observan vetillas de cuarzo secundario, vidrio y microlitos de feldespato.

Por sus características petrográficas las rocas se clasifican como **dacita porfídica**.

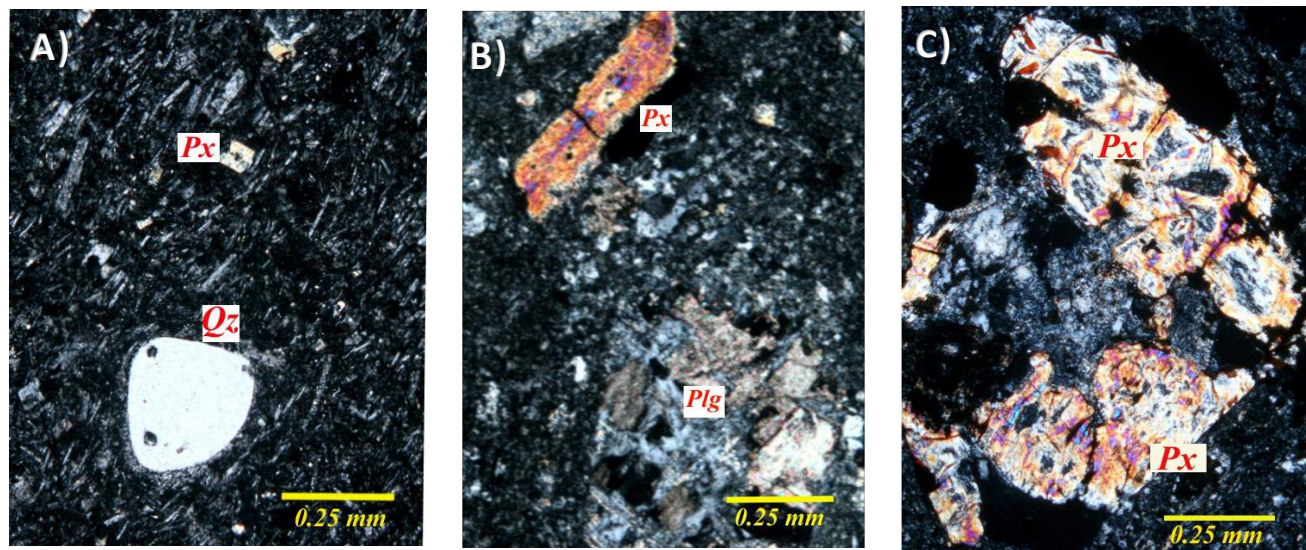


Figura 5.2 Características principales de las rocas que conforman a la Formación Pachuca; las fotomicrografías son en nicoles cruzados. A) Muestra SP-10, en la cual se observa una textura porfídica con un fenocristal de cuarzo dentro de una matriz microlítica, compuesta por vidrio y microlitos de feldespato y piroxeno. B) Roca SP-13 con textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa fuertemente alterados por calcita, así como un pseudomorfo alterado por clorita, en una matriz vítrea con escasos microlitos de feldespato y alterada por vetillas de cuarzo. C) Muestra SP-16 con pseudomorfos de ferromagnesianos formados por clorita.

5.1.3 Formación Real del Monte

Las rocas que conforman a la Formación Real del Monte (SP-7A, SP-7B, SP-8A; Figura 5.3) presentan una textura porfídica (25-33% de fenocristales), los fenocristales que la componen son: plagioclasa (22-24% modal), ortopiroxeno (3-4% modal) y hay presencia de algunos pseudomorfos con formas típicas de los anfíboles ($\geq 2\%$), embebidos en una matriz hipocristalina compuesta por vidrio de color pardo con algunos microlitos de plagioclasa. La muestra SP-7B presenta alteración (10-20%) por calcita, sílice y clorita.

La plagioclasa muestra una composición de andesina, (determinado por el método de Michel-Levy), tiene una forma eudral y subedral, con dos grupos de tamaños, que varían de 0.5-2 y

de 2-5 mm, presenta las típicas maclas polisintéticas, en algunos casos exhibe zoneamiento concéntrico y en otros se observa una corona de oxidación (SP-7A; ver Figura 5.3B). En el caso del ortopiroxeno presenta un tamaño variable de 0.3–2 mm con formas subedrales y en algunos casos con una birrefringencia anómala (SP-7A), así como una corona y vetillas de oxidación. Se observan algunos pseudomórfos de anfíbol prácticamente sustituidos por óxido, que en algunos casos conservaron su crucero 60/120, así como su forma rómbica. Además, se observa la presencia de algunos minerales opacos (0.6- 4 % modal), así como calcita y sílice alterando la matriz (SP-7B).

Por sus características petrográficas se clasifican como **andesita porfídica de piroxeno**.

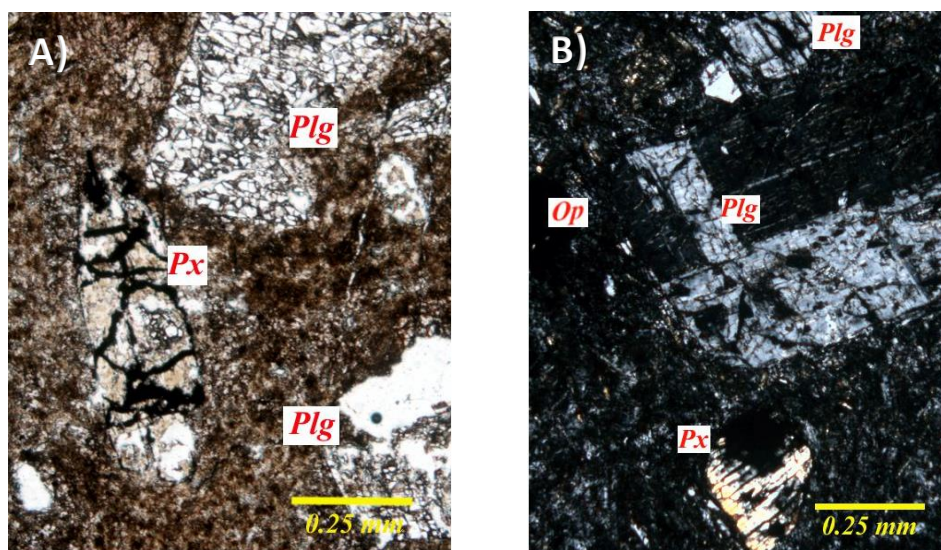


Figura 5.3 Imágenes petrográficas de las rocas que conforman a la Formación Real del Monte, localizadas en el cerro de las Brujas. A) Muestra SP-8 en luz polarizada, se puede observar una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (Plg) y piroxeno (Px) (que presenta fracturamiento con vetillas de óxidos), embebidos en una matriz vítrea de color pardo medio. B) Muestra SP-7A con nicols cruzados, se pueden observar fenocristales de plagioclasa (Plg) y piroxeno (Px), en una matriz vítrea con escasos microlitos de plagioclasa.

5.1.4 Formación Vizcaína

Estas rocas (SP-20, LN-4, LN-5; Figura 5.4) presentan textura porfídica (21% de fenocristales), conformada por fenocristales de plagioclasa (17% modal) y cuarzo (1.5% modal), así como pseudomorfos de anfíbol (3% modal) en una matriz de color pardo claro, hipocristalina, compuesta de vidrio y escasos microlitos de plagioclasa. Estas rocas presentan alteración por calcita (5-10%) tanto en la matriz como en los fenocristales.

Los fenocristales de plagioclasa presentan una composición de andesina-oligoclasa (método de Michel-Lévy; Kerr, 1977), con formas subedrales y dos grupos de tamaños que varían de 0.5-2 y de 2-6 mm; algunos fenocristales de plagioclasa presentan zoneamiento y otros se observan con textura de tamiz (evidencia de desequilibrio químico) (SP-20, LN-5). Los fenocristales de cuarzo exhiben un tamaño variable de 0.3-2 mm; en algunos casos se observan engolfados (SP-20; ver Figura 5.4A), así como la presencia de algunas fracturas que están rellenas por minerales de oxidación. Además, se observa la presencia de algunos pseudomórfos de anfíbol, con tamaños que varían de 0.5- 2 mm, prácticamente reemplazados por óxido, conservando en algunos casos su crucero de 60/120 (Figura 5.4B). La roca presenta alteración por calcita y óxido (5-10%) que se observa predominantemente en los fenocristales de plagioclasa. Además, se observan vetillas de calcita en la matriz (SP-20).

Según sus características petrográficas esta roca es una **dacita**.

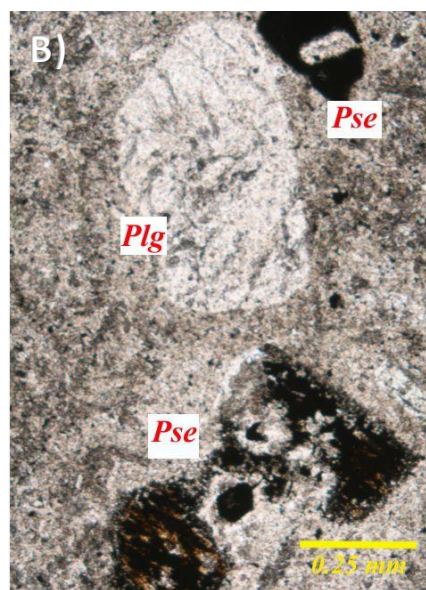
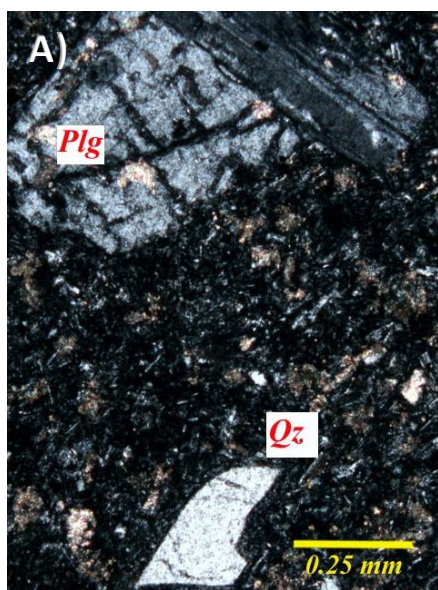


Figura 5.4 Microfotografías de las rocas pertenecientes a una unidad dacítica localizada en el parque de Peñas Cargadas y el cerro El Voladero. A) Muestra SP-20 en nicols cruzados, donde se observa una textura porfídica con un fenocristal de plagioclasa (Plg) y un fenocristal de cuarzo (Qz), embebidos en una matriz vítrea con algunos microlitos de plagioclasa. Se observa que tanto la matriz como el fenocristal de plagioclasa presentan una ligera alteración por calcita como mineral secundario. B) Muestra SP-20 con pseudomorfo de anfíbol (Pse) que conserva algunas características ópticas como el color y crucero 60/120 (luz polarizada).

5.1.5 Formación Cerezo

Estas rocas (SP-8B1, SP-8B2 SP-8B3, Figura 5.5) presentan una textura fragmentada, compuesta por líticos (60%) y algunos cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita que están dispersos (5%) en una matriz muy fina de color pardo rojizo. Los líticos a su vez, presentan cristales en su interior (17 %); estos cristales están conformados por cuarzo (5% modal), biotita (1-2% modal), plagioclasa (3% modal) y pseudomorfos (10% modal). En la roca total se observa alteración de sílice (5%).

Los cristales dentro de los líticos, en el caso del cuarzo, presentan un tamaño que varía de 0.3-1.5 mm, están engolfados, sub-redondeados y en algunos casos con inclusiones de la matriz. Los cristales de biotita se observan en algunos casos como listones alargados y presentan un tamaño variable de 0.3-1 mm. En el caso de la plagioclasa, tiene maclas polisintéticas, con tamaños que varían de 0.3-2 mm, presenta una composición variable de andesina-oligoclasa y con formas subedrales. Además, se observaron algunos pseudomorfos de anfíbol, reemplazados por óxidos, con tamaños que varían de 0.25 mm-1 mm. También se observaron líticos con esferulitas (evidencia de un proceso de desvitrificación), así como con altos grados de recristalización de sílice, donde se observa la textura axiolítica (SP-8B3; ver Figura 5.5A).

Con base en sus características, estas rocas se clasifican como **toba lítica riolítica**.

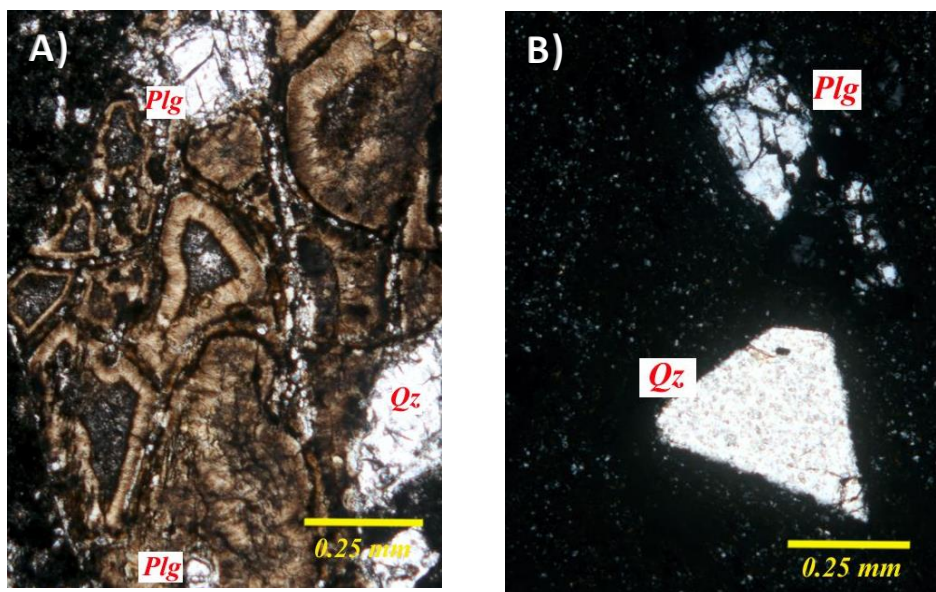


Figura 5.5 Imágenes petrográficas de las rocas que conforman a la Formación Cerezo, tomadas en el Cerro de las Brujas. A) Muestra SP-8B3 en luz polarizada, en la que se observa una textura axiolítica (recristalización de sílice en forma radial), con algunos cristales de plagioclasa (Plg) y cuarzo (Qz) en una matriz vítrea. B) Se observan algunos cristales de plagioclasa (Plg) y cuarzo (Qz) en una matriz vítrea (nicos cruzados).

5.1.6 Dique Silíceo

Cortando a la Formación Santiago, pero de edad mucho más reciente, según Geyne et al. (1963) del Plioceno, se observó un dique (SP-4; Figura 5.6), que presenta una textura afanítica con escasos fenocristales (5 % modal) de cuarzo, en un matriz policristalina fina cuarzo-feldespática. Algunos de los fenocristales de cuarzo presentan pequeñas inclusiones de pirita y de la matriz, así como también están engolfados y presentan un tamaño que varía de 0.5-2 mm, también se observa la presencia de algunos minerales accesorios como el zircón.

Por sus características petrográficas la roca se ha clasificado como una **aplita granítica**.

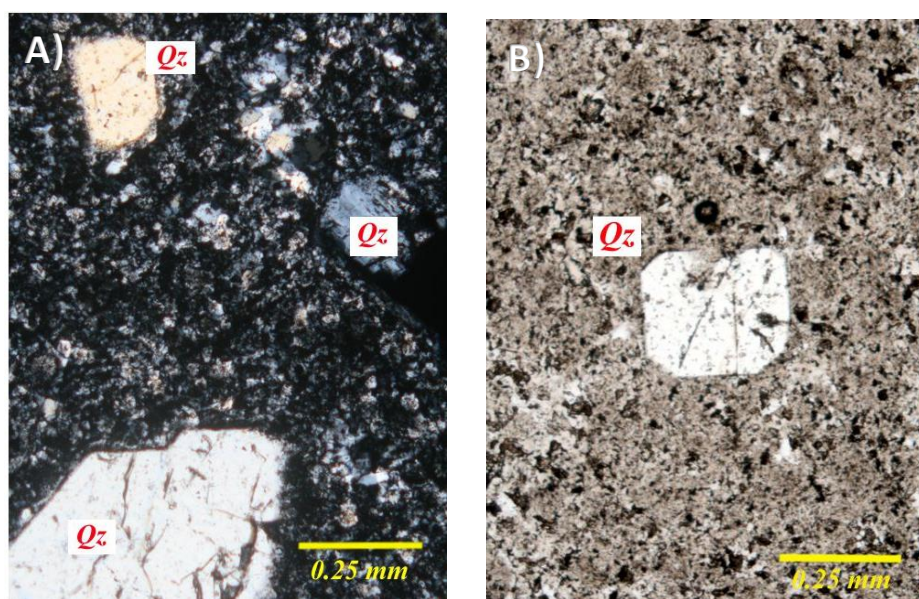


Figura 5.6 Muestras SP-4. A) Muestra en luz polarizada en la que se observan algunos fenocristales de cuarzo (Qz) fracturados embebidos una matriz policristalina cuarzo-feldespática. B) Muestra en luz polarizada, en la que se observa un cristal de cuarzo (Qz) ligeramente engolfado en una matriz de color pardo medio, con microcristales de cuarzo y feldespato.

5.1.7 Ignimbrita Peñas Cargadas

Estas rocas (SP-19, SP-18; Figura 5.7) presentan una textura eutaxítica, con la presencia de cristales de plagioclasa (4% modal), cuarzo (5% modal), biotita (2% modal) y pseudomorfos (0.5% modal), embebidos en una matriz vítrea, muy desvitrificada con la presencia de esferulitas.

Los cristales de cuarzo presentan tamaños que varían de 0.3-1.5 mm, están engolfados en algunos casos, con inclusión de la matriz (evidencias de desequilibrio químico) (Figura 6.7C). Los fenocristales de plagioclasa presentan una composición de andesina-oligoclasa, así como maclas tanto polisintéticas como Carlsbad, con tamaños que varían de 0.5-4 mm y se presentan con un hábito tabular y con formas subedrales. La biotita se observa alargada, con forma subedral, con tamaños que varían de 0.3-1 mm (Figura 5.7A), en algunas de ellas se observan zircones como mineral accesorio. En la matriz se observan algunas bandas de

flujo con espesor variable de una coloración pardo, posiblemente debido a que el material no estaba totalmente consolidado cuando se depositó, probablemente son pómez aplastadas (fiammes) estas bandas se observan con espesor variable y continuos acuñamientos (Figura 5.7B).

Por sus características petrográficas, estas rocas se clasifican como **ignimbrita riolítica de biotita**.

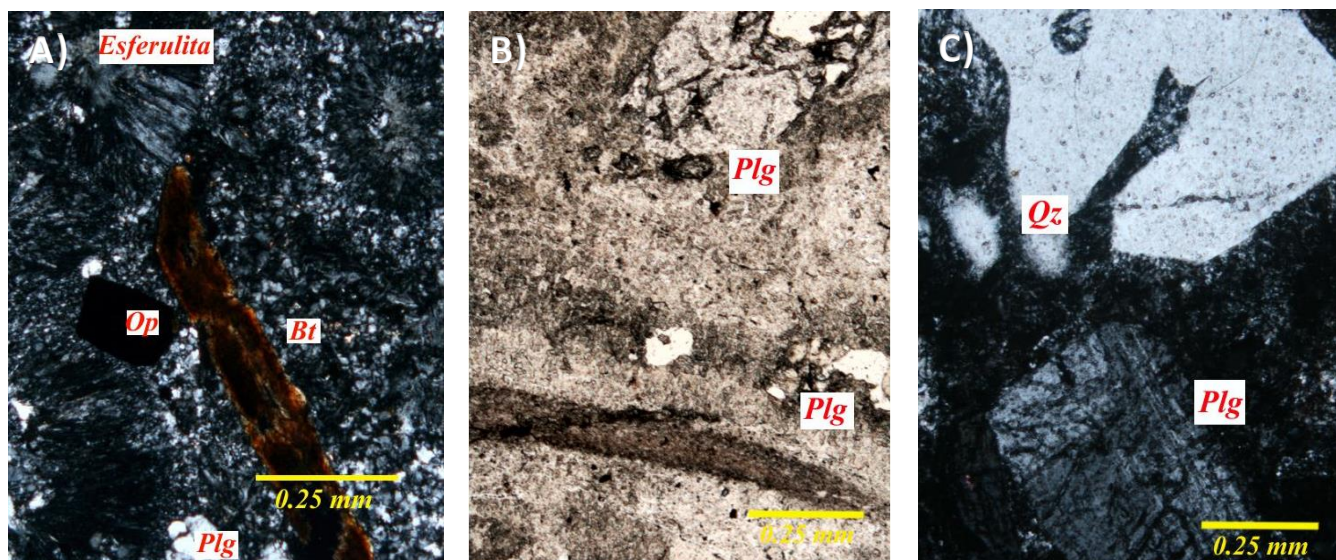


Figura 5.7 Microfotografías de la muestra SP-18 recolectada en el parque de Peñas cargadas. A) Muestra en nicoles cruzados en la que se observan algunos cristales de plagioclasa (Plg), biotita (Bt) y opacos (Op) en una matriz desvitrificada con la presencia de esferulitas. B) Muestra en luz polarizada, donde se observan los fiammes que se presentan en toda la roca y la presencia de un fenocristal de plagioclasa (Plg) en una matriz vítrea de color pardo claro. C) Fenocristal de plagioclasa (Plg) con maclas polisintéticas y un fenocristal de cuarzo (Qz) que está engolfado, con algunas inclusiones de la matriz en una matriz vítrea (nicoles cruzados).



5.1.8 Formación Tezuantla

Estas rocas (SP-21A, SP-21B; Figura 5.8A) presentan una textura fragmentada con la presencia de líticos (60%) en la roca, que a su vez contienen cristales (13% modal) de plagioclasa (4-5% modal), cuarzo (7-8% modal) y biotita (1-2% modal), así como cristales que están sueltos dentro de una matriz de color pardo. Los cristales de plagioclasa presentan una composición de oligoclasa (método de Michel-Lévy; Kerr, 1977) maclas polisintéticas, con formas subedrales y un tamaño variable de 1-3 mm. Los cristales de cuarzo presentan un tamaño variable de 0.5-3 mm, están engolfados, con algunas inclusiones de la matriz y algunas fracturas. Los cristales de biotita se presentan como cristales alistados con formas subedrales, tienen tamaños que varían de 0.25-1 mm están ligeramente alterados por clorita y algunos de ellos se encuentran rotos. Se observa desvitrificación de la matriz por la presencia de esferulitas, también se observa la presencia de algunos minerales opacos (5%). En la localidad de San Guillermo la Reforma se encontró un afloramiento con características similares, pero con algunas diferencias. Estas rocas (SP-17; Figura 5.8B) presentaron un porcentaje modal de 20%, con la presencia de cristales de plagioclasa con composición de oligoclasa (13% modal), cuarzo (5% modal) y biotita (2% modal), embebidos en una matriz vítrea. Los cristales de plagioclasa presentan maclas polisintéticas, con formas subedrales y un tamaño variable de 1-3 mm. Los cristales de cuarzo presentan un tamaño variable de 0.5-3 mm, están engolfados, con algunas inclusiones de la matriz y algunas fracturas. Los cristales de biotita, son alistados, con tamaños que varían de 0.5-1.5 mm y están ligeramente alterados por clorita.

Por sus características petrográficas estas rocas se clasifican como **toba lítica riolítica**.

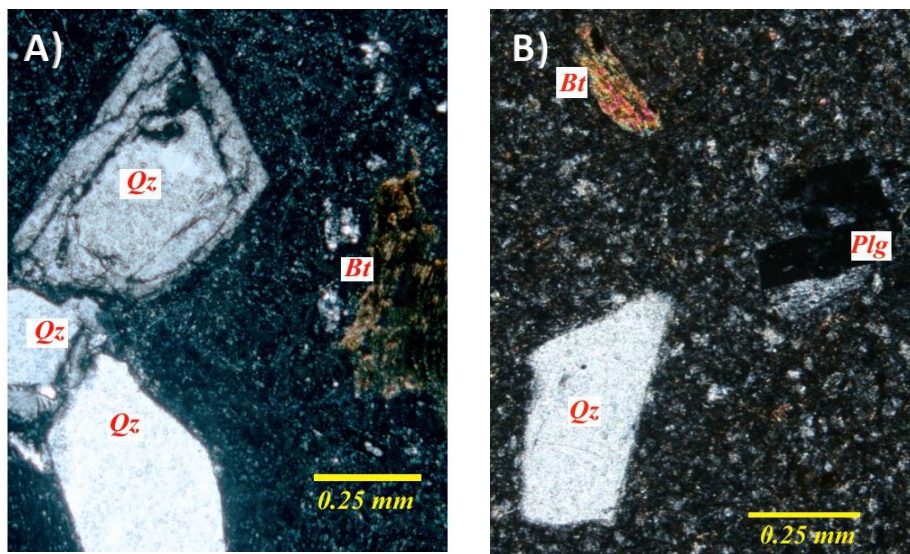


Figura 5.8 A) Roca SP-21A con cristales de cuarzo (Qz) y biotita (Bt) en una matriz vítrea, localizadas en la localidad de Santa Rosalía, pertenecientes a la Formación Tezuantla. B) Muestra SP-17 con una textura vitroclástica, con cristales de cuarzo (Qz), biotita (Bt) y plagioclasa (Plg) en una matriz con microcristales de cuarzo y plagioclasa.

5.1.9 Formación San Cristóbal

Esta roca (SP-12; Figura 5.9) presenta una textura microlítica compuesta de vidrio y microlitos de plagioclasa y piroxeno, con la presencia de escasos fenocristales (3% modal) de clinopiroxeno y ortopiroxenos (2% modal), así como fenocristales de plagioclasa reabsorbidos (1% modal). Los escasos fenocristales de clinopiroxeno son más abundantes en proporción que los ortopiroxenos, tiene formas eudreales y subedrales, con tamaños que varían de 0.3-1 mm (Figura 5.9A). En el caso de los fenocristales de plagioclasa, presentan una textura de tamiz y bordes de reabsorción, algunos presentan un sobrecrecimiento posterior, de composición de andesina, con maclas polisintéticas y tamaños que varían de (0.3-1 mm) (Figura 5.9B).

Por sus características petrográficas, la roca se puede clasificar como **andesita microlítica de piroxeno**.

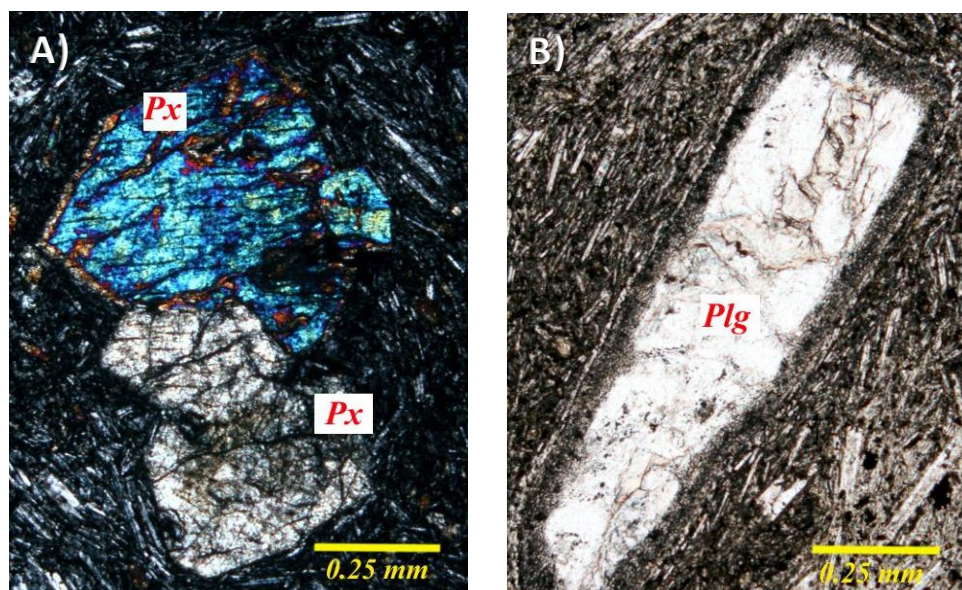


Figura 5.9 Imágenes de la muestra SP-12 recolectada en el Cerro San Cristóbal. A) Se observan algunos fenocristales de piroxeno (Px) en una matriz microlítica (nicoses cruzados). B) Fenocristal de plagioclasa (Plg) que presenta el borde corroído, evidencia de desequilibrio químico en una matriz microlítica de color pardo claro (luz polarizada).

5.1.10 Unidad Cubitos

Estas rocas (SP-1S, SP-1V, SP-2, SP-3, SP-9; Figura 5.10) presentan una textura microlítica compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasa y en menor proporción de piroxeno, con la presencia de escasos fenocristales (1-3%) de clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (1-2% modal), así como, pseudomorfos de anfíbol (1-2%), y fenocristales de plagioclasa reabsorbidos ($\leq 1\%$).

Los fenocristales de piroxeno en su mayoría conformados por clinopiroxenos (augita), con la presencia de algunos especímenes de ortopiroxeno (SP-1, SP-2, SP-9; ver Figura 5.10A), presentan un tamaño variable de 0.3-2 mm, con formas euedrales y subedrales (SP-1V, SP-9). Los muy escasos fenocristales de plagioclasa presentan una composición de andesina, con los bordes corroídos y con textura de tamiz (evidencia de desequilibrio químico), tiene tamaños que varían de 0.3-1 mm con formas subedrales. El pseudomórfo de anfíbol por su parte está casi completamente reemplazado por óxido, aunque en contados casos conserva algunas de sus características ópticas, como el crucero 60/120; tienen un tamaño variable de 0.3-0.5 mm (Figura 5.10C). Además, en la matriz se observan algunas manchas de oxidación,

por alteración secundaria. También se observa mayor abundancia de pseudomorfos en las muestras (SP-1V, SP-3, ver Figura 5.10C) con porcentajes de hasta el 10%. En la lámina SP-1V se observan algunos xenocristales de cuarzo anedral (0.17% modal), en algunos casos con corona de reacción de óxidos o con una coraza de piroxenos a su alrededor, en su mayoría están corroídos.

Por sus características microscópicas, estas rocas se clasifican como **andesita microlítica de piroxeno**.

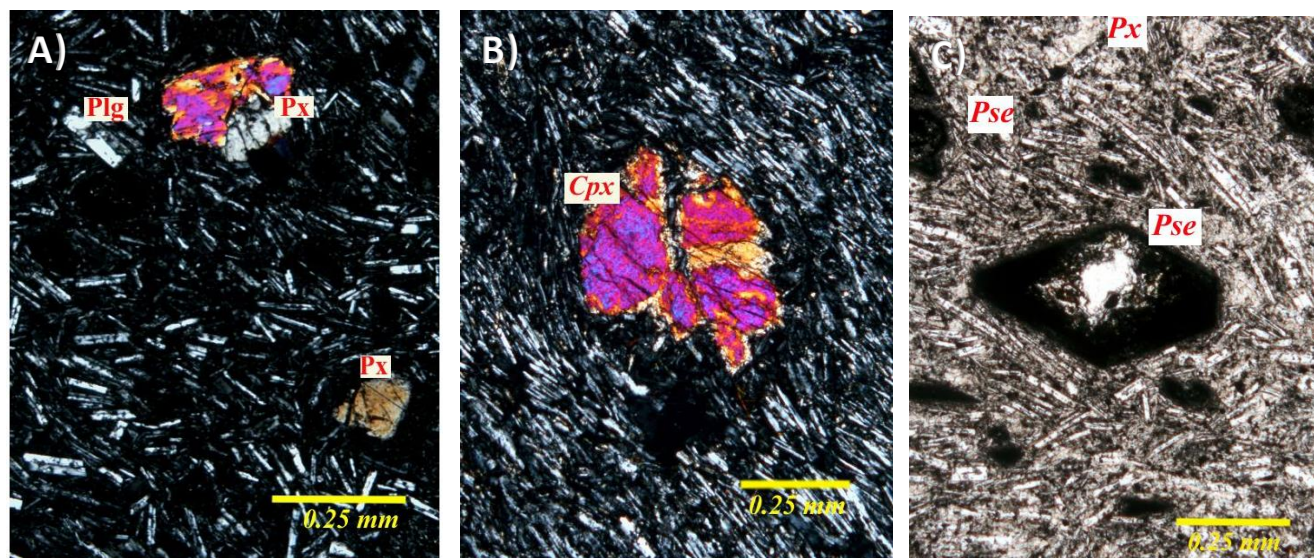


Figura 5.10 Microfotografías que muestran las características petrográficas más importantes de las rocas localizadas en el Cerro de Cubitos y Saucillo. A) Muestra SP-1S en la que se observa una textura microlítica con la presencia de escasos fenocristales de piroxeno (Px) y plagioclasa (Plg) (nicoles cruzados). B) Muestra SP- 9 en la que se observa un fenocristal de piroxeno (augita) embebido en una matriz microlítica (nicoles cruzados). C) Muestra SP-1V con la presencia de un pseudomorfo de anfíbol (Pse) que ha sido completamente reemplazado por óxidos, rodeado por otros pseudomorfos, causado por desequilibrio (luz polarizada).



5.2 Geoquímica

En este apartado, se presentan los resultados obtenidos de los diferentes análisis geoquímicos llevados a cabo en esta tesis.

5.2.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores (SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 , Al_2O_3) son aquellos que se presentan en altas concentraciones en una roca y suelen ser los constituyentes estequiométricos de sus fases minerales. Sus concentraciones son expresadas en por ciento en peso de óxidos (Rollinson, 1993). Esto se debe a que antiguamente los análisis químicos se efectuaban por vía húmeda y se hacían precipitar óxidos de cada elemento. En la actualidad, se utilizan otras metodologías que permiten obtener la concentración del elemento, sin embargo, por tradición y como una forma homogénea para comparar datos, se siguen expresando en forma de óxidos. Los elementos mayores tienen concentraciones por arriba de 1% en peso, pero cuando se encuentran entre 0.1 y 1.0% en peso se les denomina como elementos menores (ejemplo: P_2O_5 y MnO) (Rollinson, 1993; White, 2005).

Los elementos mayores se utilizan para obtener una clasificación química de las rocas como en el diagrama de TAS (Total Alkalis vs Silice), propuesto por Le Bas et al. (1986), en el cual se grafica el álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en función de la sílice (SiO_2). También se utilizan para la construcción de diagramas de variación, como los diagramas de Harker, donde se grafica un elemento en función del SiO_2 . Se utiliza el SiO_2 como elemento de referencia, ya que en general tiene una relación directa con el grado de evolución de una roca. Estos diagramas pueden reflejar algunos procesos geológicos y petrogenéticos como la cristalización fraccionada, asimilación, fusión parcial o mezcla de magmas. Por lo cual, son muy utilizados para la caracterización química de una roca. Sin embargo, estos diagramas nos permiten discernir claramente entre cada uno de los procesos arriba mencionados.

En la Figura 5.11 se observa el diagrama de TAS con los resultados obtenidos de los análisis de elementos mayores correspondientes al área de estudio, así como los de algunas localidades aledañas a la Sierra de Pachuca.

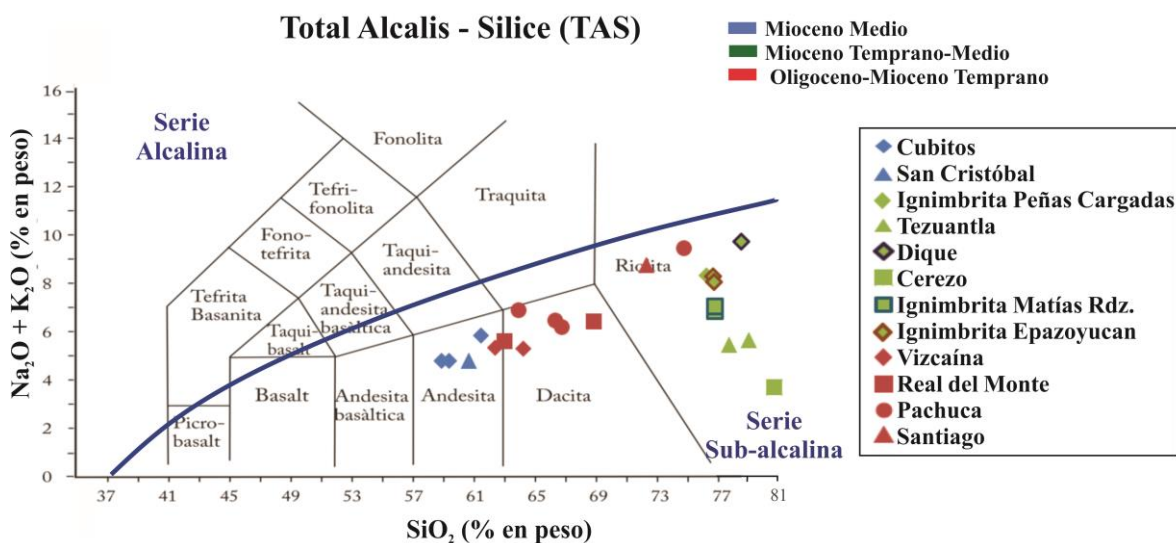


Figura 5.11 Diagrama de TAS (Le Bas et al., 1986) para las rocas de la Sierra de Pachuca. También se presenta la división entre series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971).

En la figura 5.11 se puede observar que las rocas que conforman a la Sierra de Pachuca presentan composiciones desde andesita hasta riolita, con variaciones en sílice de 58 a 81% en peso (base anhidra), pero sin formar una sola línea evolutiva que incluya a todas las muestras. Para una mejor comprensión, las rocas analizadas se dividieron principalmente en tres grandes grupos según la edad o posición estratigráfica propuesta por Geyne et al. (1963). Así, las rocas del Oligoceno-Mioceno Temprano (color rojo) presentan la mayor variación química en SiO_2 , desde andesita a riolita (62 a 77% en peso) pero menor variación en álcalis. Por el contrario, las rocas del Mioceno Temprano-Medio (color verde) son únicamente riolitas (76 – 81% en peso de sílice) con relativamente fuerte variación en álcalis (de 3 a 8% en peso) Finalmente, las rocas del Mioceno Medio se ubican en el campo de las andesitas con una pequeña variación en álcalis (Figura 5.11). Con base en la clasificación de Irvin y Baragar (1971) todas las rocas caen en el campo subalcalino.

Como los datos caen en el campo subalcalino, se graficaron a su vez en un diagrama triangular AFM (donde A: Álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), F: FeO_{tot} y M: MgO , todos en % en peso). Este diagrama permite clasificar las rocas subalcalinas en dos campos: rocas toleíticas, aquellas que presentan mayor enriquecimiento en FeO con respecto al MgO , y en rocas calcoalcalinas,

aquellas que presentan mayor enriquecimiento en álcalis con respecto a los otros dos campos. A partir de esta clasificación, se pueden inferir algunos procesos petrogenéticos. La Figura 5.12A corresponde al diagrama AFM de las rocas que conforman a la Sierra de Pachuca. Se puede observar que todas las rocas del área de estudio presentan una afinidad calcoalcalina, aunque algunas muestras de las Formaciones Real del Monte y Pachuca caen en el límite del campo toleítico y calcoalcalino.

Por otro lado, en la Figura 5.12B se presenta el diagrama de SiO_2 vs K_2O propuesto por Peccerillo y Taylor (1976) para la división de las rocas subalcalinas. Se puede observar que las muestras se acotan en las series calcoalcalinas de alto y medio potasio. En detalle, las rocas pertenecientes al Mioceno Medio se ubican sólo en el campo calcoalcalino de potasio medio, al igual que las rocas magmáticas del Oligoceno-Mioceno Temprano; mientras que ejemplares de la Formación Santiago se ubican en el campo de las calcoalcalinas con potasio alto. Las ignimbritas pertenecientes al Mioceno se distribuyen en ambos campos.

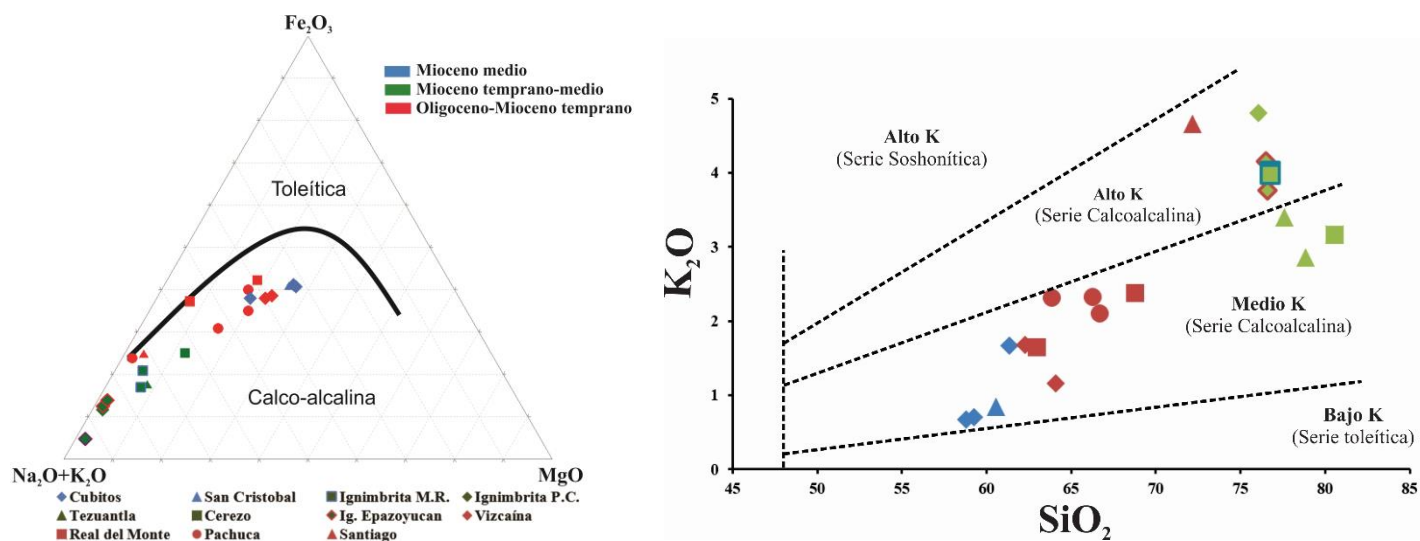


Figura 5.12 A) Diagrama ternario AFM (Irvine y Baragar, 1971) para las rocas de la Sierra de Pachuca. En todas las rocas se observa un comportamiento calcoalcalino. B) Diagrama de SiO_2 vs K_2O con la división de las rocas subalcalinas (Peccerillo y Taylor, 1976).



En la Figura 5.13 se presentan los diagramas de variación química tipo Harker para las muestras analizadas del área de estudio. Estos diagramas pueden ser útiles para inferir procesos como cristalización fraccionada pura, pero no pueden diferenciar entre procesos como la asimilación, mezcla de magmas o fusión parcial. En la Figura se puede apreciar que la mayoría de los elementos muestran una correlación preferencial negativa con respecto al SiO_2 (caso del TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , MnO , CaO , P_2O_5); aunque se tienen tendencias diferentes para cada grupo de rocas de acuerdo con su edad. Estas tendencias estarían relacionadas con la cristalización fraccionada de minerales como los ferromagnesianos y apatito. La no existencia de una sola línea evolutiva de los datos químicos para las rocas (fuerte dispersión) sugiere la presencia de diferentes procesos petrogenéticos para los tres tipos de series de rocas.

Por otra parte, las rocas del Oligoceno-Mioceno Temprano y del Mioceno Medio presentan una correlación positiva entre el SiO_2 y el K_2O , pero negativa para las rocas riolíticas del Mioceno-Temprano-Medio (Figura 5.13); esta correlación negativa en las riolitas se puede deber a la meteorización, ya que al ser minerales muy solubles al contacto con el agua se van perdiendo.

En general se puede observar, que las rocas magmáticas del Oligoceno-Mioceno temprano y las rocas del Mioceno Medio, presentan tendencias muy similares en todas las gráficas; mientras que, por otro lado, las rocas ignimbríticas del Mioceno Temprano-Medio presentan mayor dispersión en los datos, por su diversidad de componentes y alteración durante el enfriamiento, por lo cual no se observan en algunos casos tendencia definida y en otros casos presentan muy poca variación, obteniendo tendencias constantes.

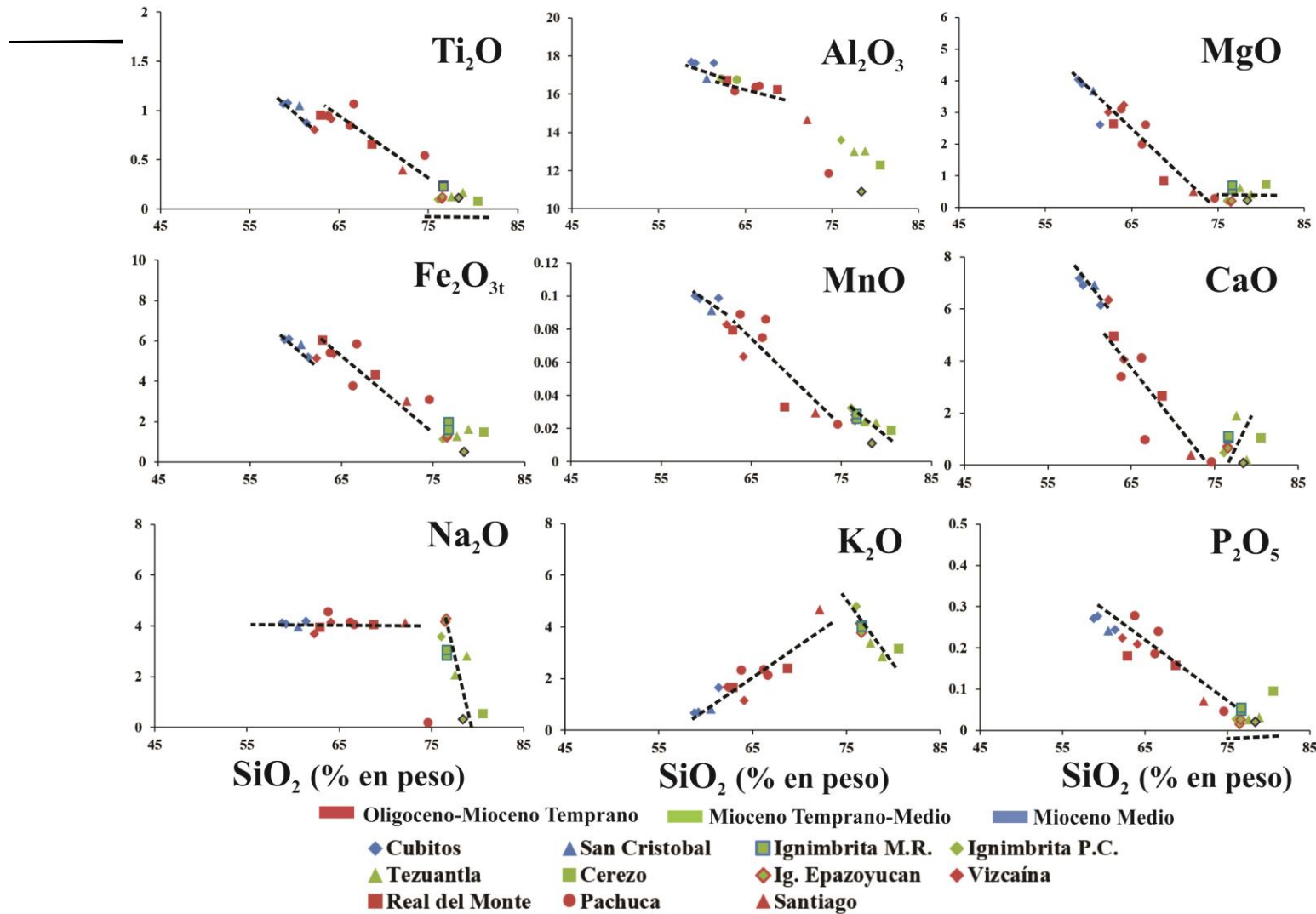


Figura 5.13 Diagramas de Harker para las rocas de la Sierra de Pachuca. Los datos están graficados en base anhidra y se presentan las líneas con la tendencia principal para cada elemento. Las rocas están divididas en tres grupos, según su intervalo de edad: Oligoceno-Mioceno Temprano (color rojo), Mioceno Temprano-Medio (color verde) y Mioceno Medio (color azul). Los datos que presentan un marco (Ignimbrita Epazoyucan y Matias Rodríguez), son datos de rocas fuera del área de estudio.



5.2.2 Elementos traza

Los elementos traza se encuentran en una proporción menor al 0.1% en peso o 1,000 ppm en una roca, por lo cual, no son constituyentes estequiométricos de sus fases y suelen representarse en partes por millón (ppm) o en algunos casos hasta en partes por billón (ppb) (Rollinson, 1993; White, 2005). Por tanto, un rasgo importante de los elementos traza es que no afectan las características físicas o químicas de un sistema en su totalidad.

Estos elementos son muy utilizados ya que proveen información geoquímica y geológica según la proporción de sus abundancias. Su abundancia en una roca o magma puede estar relacionada con las propiedades químicas y físicas únicas, para cada elemento, y ésta es sensible a un gran número de procesos petrogenéticos como la fusión parcial, evolución magmática y cristalización de fases minerales (White, 2005).

Los elementos traza se acostumbran clasificar en elementos compatibles e incompatibles. Los elementos compatibles se concentran en la fase sólida durante un proceso de fusión, mientras que los elementos incompatibles se concentran en la fase líquida. Se suelen usar estos términos haciendo alusión a las fases mineralógicas del manto. Por lo cual, todos aquellos elementos que tienen mayor afinidad geoquímica con las fases mineralógicas del manto (olivino, espinela, granate) se les llama elementos compatibles y tienen como características principales ser de radio iónico pequeño y baja valencia.

Los elementos incompatibles se clasifican en Elementos de Radio Iónico Grande o LILE (*Large Ion Lithophile Elements*), por sus siglas en inglés, y son los siguientes K, Rb, Sr y Ba. Debido a su radio iónico, no logran entrar con facilidad en la red cristalina de las fases mineralógicas del manto, y por tanto, tienden a irse con la fase líquida durante la fusión parcial. Por otro lado, están los Elementos de Alto Potencial Iónico o HFSE (*High Field Strength Elements*), que incluyen al Nb, Ta, Zr, Hf y Th. Debido a que son elementos con cargas eléctricas muy grandes, difícilmente se balancean con las cargas de los elementos que componen a las fases mineralógicas del manto y tienden a irse en la fase fundida o líquida. A consecuencia de su alto potencial iónico tienden a ser elementos insolubles y a ser inmóviles durante algún proceso de intemperismo o metamorfismo. Por el contrario, los LILE tienen a ser elementos más solubles en las fases líquidas al igual que el Pb y Sr, por lo



cual tienden a ser elementos móviles y se ven afectados por procesos como el intemperismo, metamorfismo y subducción (White, 2005).

En la Figura 5.14 se presentan algunos diagramas divariantes o de tipo Harker de ciertos elementos traza incompatibles (LILE y HFSE) y otros compatibles, de las rocas analizadas del área de estudio. Podemos observar que se forman dos grupos similares a los observados en los diagramas de Harker de elementos mayores. En un primer grupo se juntan las rocas magmáticas del Oligoceno-Mioceno Temprano (color rojo) y las andesitas del Mioceno Medio (color azul); mientras que en un segundo grupo se encuentran las ignimbritas del Mioceno Temprano-Medio (color verde).

Se percibe en la mayoría de los diagramas una dispersión moderada de los datos, pero a grosso modo se puede observar que el Rb presenta una tendencia positiva entre las andesitas, dacitas y ciertas riolitas, pero los valores decaen para el caso de las riolitas del Mioceno Temprano-Medio. Es decir, este elemento tiende a enriquecerse más en rocas evolucionadas (tiene mayor afinidad con la corteza), aunque en las ignimbritas con simbología de color verde decae su concentración debido a la movilización de elementos solubles durante su enfriamiento, ya que las ignimbritas tienen muchos volátiles especialmente H₂O. Por otra parte, el Sr presenta una tendencia negativa con respecto al SiO₂, por lo cual las andesitas del Mioceno están muy enriquecidas en Sr (más de 800 ppm) en comparación con las dacitas e ignimbritas que presentan valores menores. En el caso del Ba no se observa una tendencia clara, pero sí se tiene un mayor enriquecimiento en las ignimbritas. Muestras de la Formación Cerezo presentan altas concentraciones en Ba y Sr, lo cual puede asociarse con la influencia de ciertas alteraciones a carbonatos, los cuales aportarían estos elementos. En el caso del Nb no hay una tendencia definida, aunque sí se observa que está más enriquecido en las rocas ignimbríticas, apelando a que es un elemento incompatible y se puede decir que tiene mayor afinidad hacia la corteza.

La relación La vs. SiO₂ no es clara, aunque parece aumentar su concentración hacia rocas más evolucionadas. Una muestra de la Unidad Cubitos (SP-1S) está más enriquecida en este elemento en comparación con las otras muestras de andesita. En cambio, la concentración de Eu presenta una tendencia negativa (Figura 5.14), la cual puede asociarse con la cristalización fraccionada de plagioclasa y la sustitución de Ca²⁺ por este elemento con la misma valencia.



El comportamiento de elementos compatibles como el V y Cr con respecto al SiO_2 muestran tendencias negativas, lo que sugiere la cristalización fraccionada de piroxeno y olivino. En el caso del Y no se observa una tendencia, solo una concentración constante a diferentes valores de sílice.

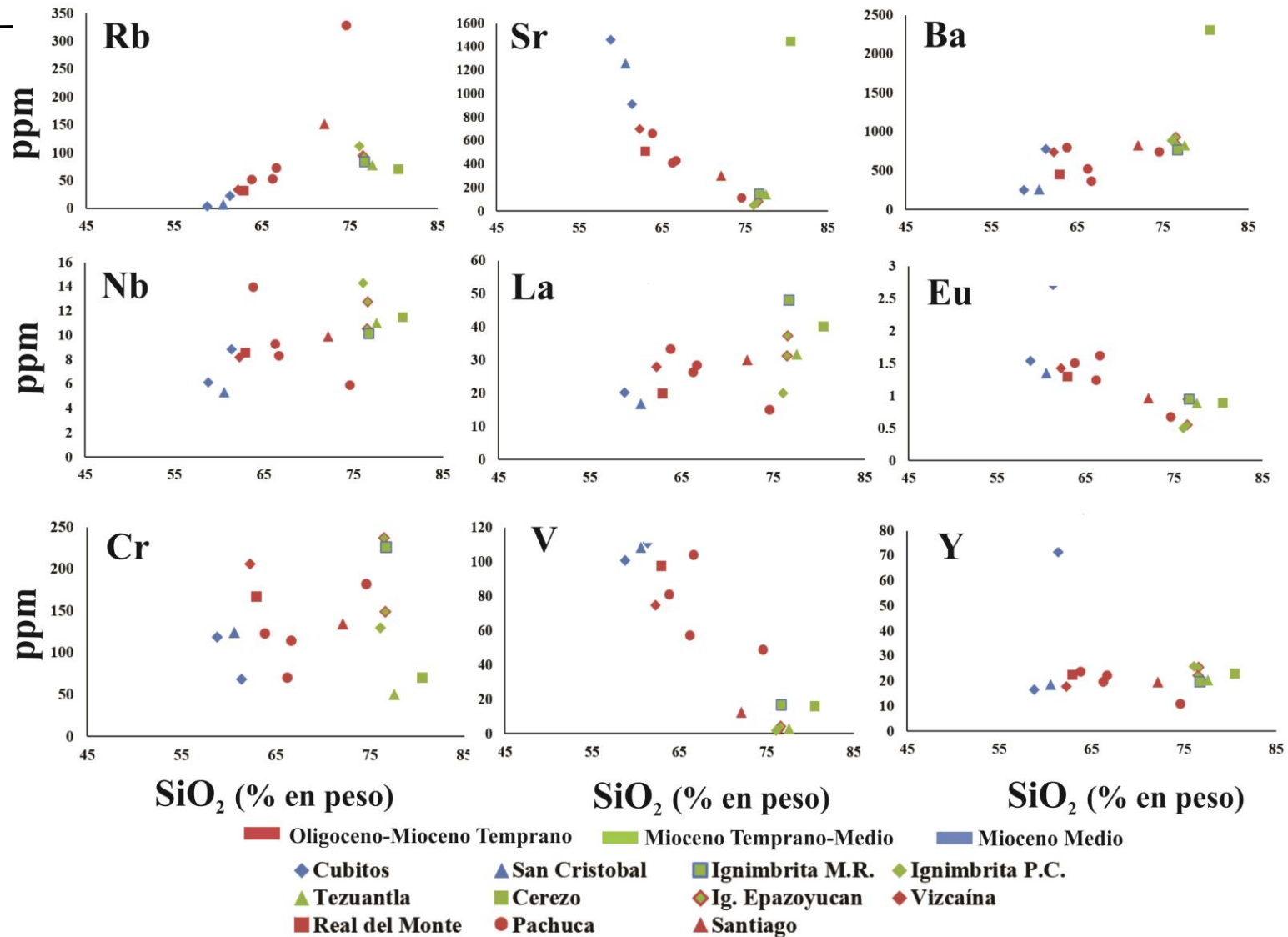


Figura 5.14 Diagramas de variación para algunos elementos traza de la Sierra de Pachuca. Los datos están graficados en ppm y las abundancias de sílice normalizados en base anhidra. Las rocas están divididas en tres grupos, según su intervalo de edad: Oligoceno-Mioceno Temprano (color rojo), Mioceno Temprano-Medio (color verde), Mioceno Medio (color azul). Ver descripción en el texto.

5.2.2 Diagramas Multi-elementales

En la Figura 5.14 se presentan los diagramas multi-elementales de las rocas analizadas en el presente trabajo. Para una mejor visualización, compresión e interpretación de los datos, se dividieron en 3 gráficas según su edad. En la Figura 5.14A se presentan las rocas magmáticas correspondientes al Oligoceno-Mioceno Temprano (color rojo), en la Figura 5.14B se presentan las rocas ignimbríticas del Mioceno Temprano-Medio haciendo una diferenciación entre las rocas pertenecientes al área de estudio (color verde bandera) y de rocas similares que se encuentran en los alrededores de la Sierra de Pachuca (color verde limón). Finalmente, en la Figura 5.14C se observan las rocas andesíticas pertenecientes al Mioceno Medio (color azul). Todos los datos fueron normalizados con respecto al manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

Aunque los patrones son similares para los tres grupos de rocas, se pueden identificar ciertas diferencias entre ellos. Por ejemplo, las rocas del Oligoceno-Mioceno Temprano muestran mayores diferencias entre los LILE y los HSFE en comparación con las rocas de los otros dos grupos (Figura 5.15). Las primeras presentan fuertes anomalías positivas de Rb, K y Pb, en el caso de las rocas del Mioceno Temprano-Medio (Figura 5.15B) se pueden observar marcadas anomalías negativas de P, Ti y algo de Zr (además de las de los HFSE), en comparación con los otros dos grupos de rocas. Solo los datos de la muestra del Formación Cerezo son ligeramente diferentes y hasta se presentan ciertas anomalías positivas de Ba y Sr. En el caso de las andesitas del Mioceno medio (Figura 5.15C) se puede observar que hay afinidad geoquímica entre las rocas de Formación San Cristóbal con la andesita del Cerro Cubitos, mientras que la roca perteneciente al Cerro Saucillo acotadas dentro de la andesita Cubitos, presenta mayor concentración en casi todos sus elementos a excepción del Ti. Se tiene una fuerte anomalía positiva de Sr para las rocas de este grupo, lo cual se discutirá más adelante.

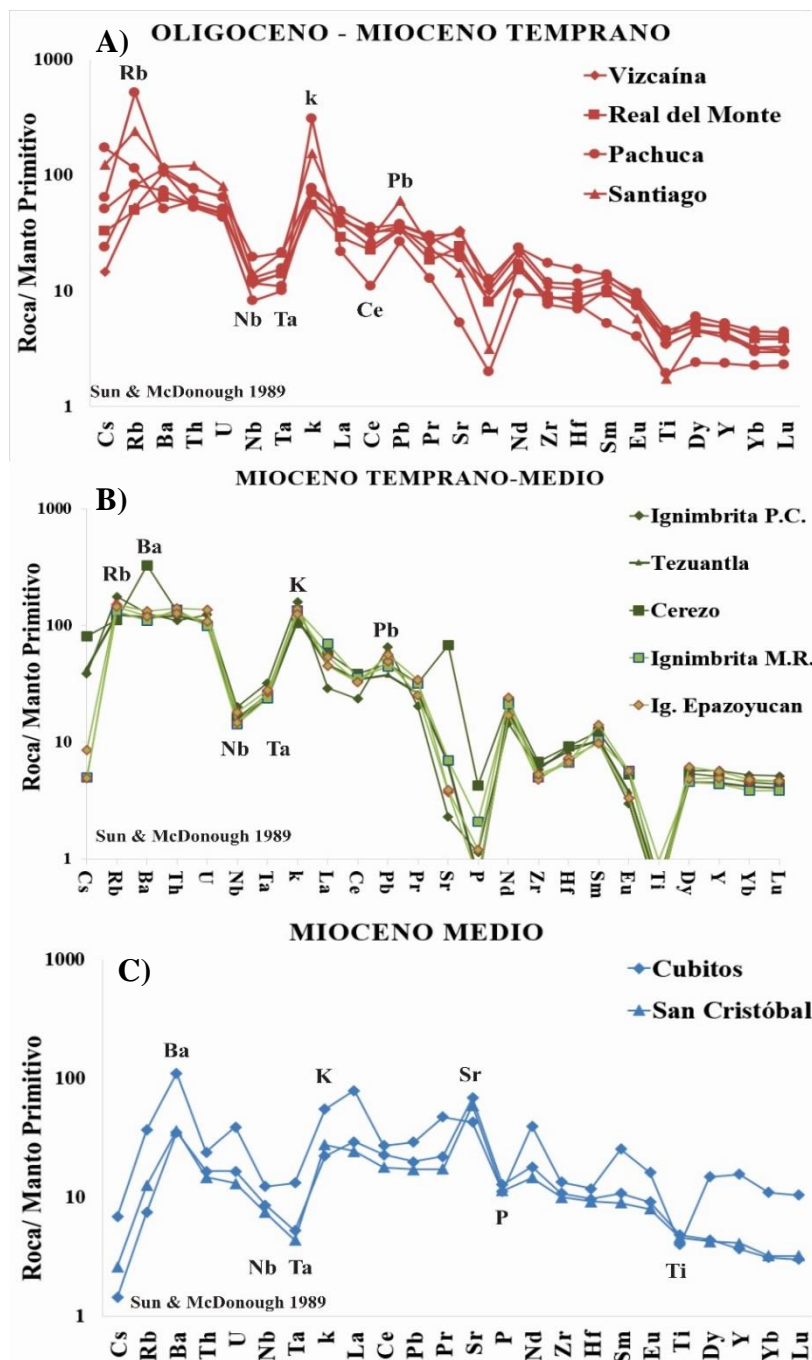


Figura 5.15 Diagramas multi-elementales para las rocas analizadas de la Sierra de Pachuca, normalizado con los datos de Sun y McDonough (1989). Se puede observar patrones similares para los tres grupos pero en detalle, existen ciertas diferencias que se explican en el texto. A) Diagrama para las rocas magmáticas del Oligoceno-Mioceno Temprano (color rojo). B) Diagrama para las rocas ignimbríticas del Mioceno Medio-Temprano (color verde). C) Diagrama para las andesitas del Mioceno Medio (color azul).

5.2.2 Tierras Raras (REE)

Las Tierras Raras (REE) están conformadas por 15 elementos (La, Ce, Pr, Nd, Pm Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) que van de número atómico desde el 57 (La) hasta el 71 (Lu). Según su número atómico se han dividido en 3 grupos, las Tierras Raras Ligeras LREE (Light Rare Earth Elements) conformadas por La, Ce, Pr, Nd y Pm, las Tierras Raras Medias MREE (Middle Rare Earth Elements) conformadas por Sm, Eu, Gd, Tb, Dy y las Tierras Raras Pesadas HREE (Heavy Rare Earth Elements), compuestas por Ho, Er, Tm, Yb y Lu.

En la Figura 5.16 se presentan los diagramas de las REE de la Sierra de Pachuca. Al igual que en los diagramas multi-elementales, los datos se dividieron en 3 gráficas, según su intervalo de edad. En general se puede observar que todas las rocas presentan mayor enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras (LREE) con respecto a las Tierras Raras Pesadas (HREE). En la Figura 5.16A se presentan las rocas magmáticas pertenecientes al Oligoceno-Mioceno Temprano (color rojo), donde podemos observar que una de las rocas de la Formación Pachuca (muestra SP-11A) presenta una pequeña anomalía negativa de Ce, así como un ligero empobrecimiento en su concentración de REE. También se observa una ligera anomalía de Eu en la roca de la Formación Santiago. En el caso de las ignimbritas del Mioceno Temprano-Medio (Figura 5.16B) se puede observar una anomalía negativa de Eu, seguramente asociada a la cristalización fraccionada de plagioclasa, así como una muy ligera anomalía negativa de Ce. En la Figura 5.16C se presentan las andesitas correspondientes al Mioceno Medio, donde se observa una anomalía negativa de Ce, para una de las rocas de la Unidad Cubitos (1S-SP), así como una ligera anomalía negativa de Eu, a diferencia del resto de las rocas que no presentan anomalía de Eu o alguna anomalía significativa de algún otro elemento.

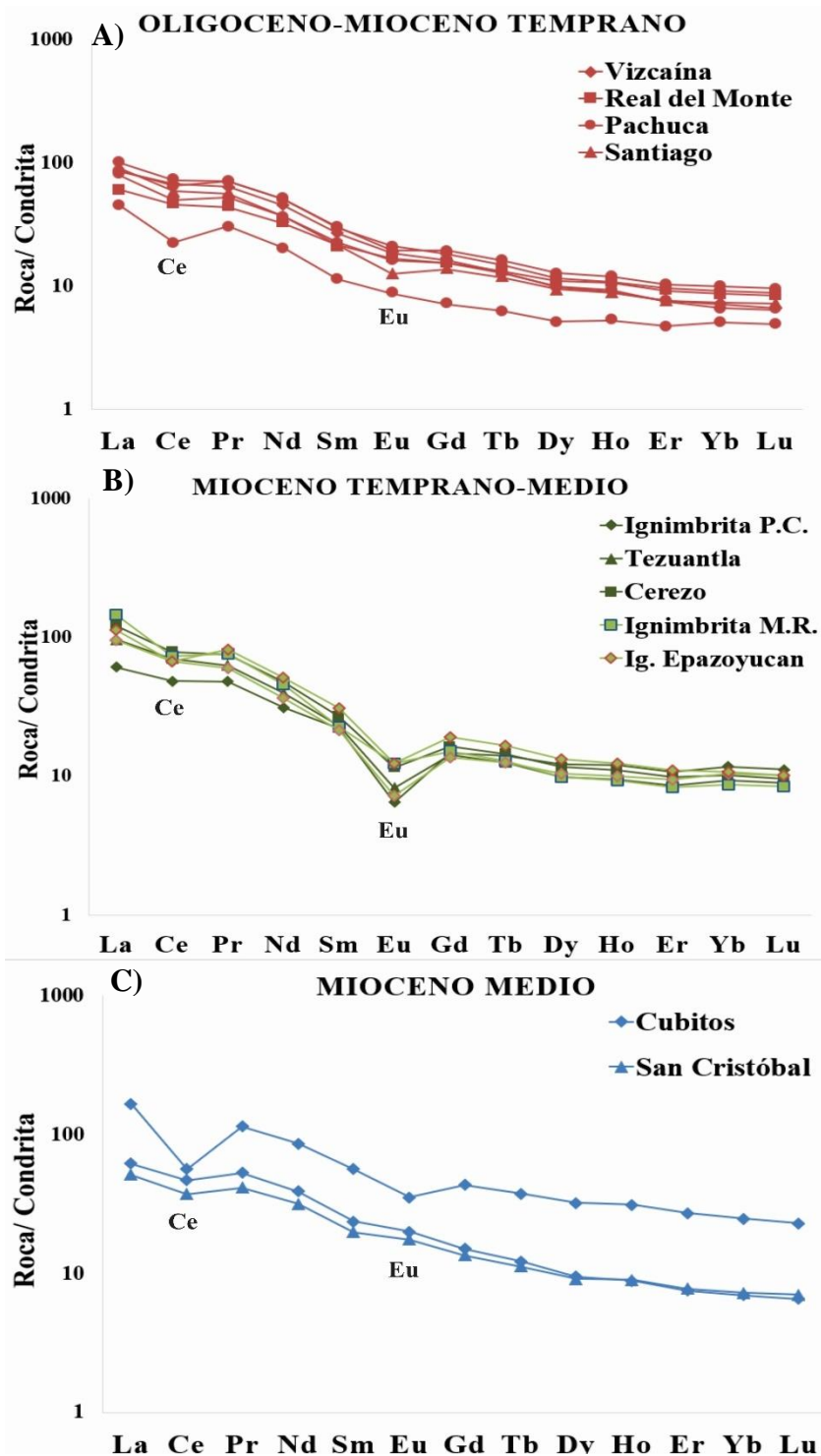


Figura 5.16 Diagramas de araña o de Tierras Raras para las rocas de las Sierra de Pachuca. Los datos fueron normalizados con respecto a la condrita promedio de Nakamura (1974). Se puede observar en general un enriquecimiento en las LREE con respecto a las HREE y en el caso de las ignimbritas del Mioceno Temprano-Medio anomalías negativas de Eu.



5.3 Isotopía de Sr y Nd

La geoquímica isotópica entre sus múltiples utilidades se usa como trazador de procesos petrogenéticos, ya que, por medio del decaimiento radiactivo, se pueden conocer las tasas y las rutas de la evolución geológica. Los isótopos se pueden clasificar en 2 categorías, en isótopos estables y radiactivos. Los isótopos estables, son aquellos que no cambian sus abundancias relativas con el paso del tiempo, mientras que los isótopos radiactivos son aquellos que decaen o se transforman en otros isótopos a través del tiempo, y cada vez que decaen liberan energía según su forma de desintegración. Se les llama isótopos radiogénicos (isótopos hijos) a aquellos núclidos que se formaron a partir de un isótopo radiactivo (isótopo padre) y su abundancia va aumentando a través del tiempo, conforme el isótopo padre vaya decayendo (Faure, 1986).

Las relaciones isotópicas de un magma son características de las fuentes de donde fueron extraídas y estas relaciones permanecen constantes a diferentes procesos como el fraccionamiento, ya que la diferencia de masa entre los isótopos es tan pequeña como para que se vea alterada por procesos controlados por el equilibrio del cristal con el líquido que puedan fraccionar a los isótopos, por lo cual, cualquier magma generado a partir de la fusión parcial seguirá manteniendo las mismas relaciones isotópicas de la fuente; las relaciones isotópicas pueden cambiar cuando hay asimilación de materiales con diferentes relaciones isotópicas (Rollinson, 1998; Valadez-Cabrera, 2012). Es justo esta característica la que permite utilizar a ciertos elementos como trazadores, en este caso el sistema de Rb-Sr y Sm-Nd.

El sistema Rb-Sr es uno de los más utilizados de la geoquímica isotópica para geocronología y como trazador, siendo una de sus ventajas que la variación de las tasas de decaimiento en las rocas de Rb-Sr es relativamente grande. El Rb es un elemento muy soluble, así como altamente incompatible y por su afinidad con el K tiende a concentrarse en rocas que contienen feldespatos y micas, mientras que el Sr es relativamente soluble y bastante incompatible en rocas máficas y ultramáficas; es relativamente más compatible en rocas ígneas enriquecidas en sílice incluyéndose preferentemente en las plagioclasas por su afinidad con el Ca (White, 2005).

El sistema Sm-Nd también es ampliamente utilizado. Se puede decir que el sistema de Sm-Nd es opuesto al sistema de Rb-Sr, ya que las tasas de Sm-Nd en el manto son mucho mayores que los de la corteza y por lo tanto, las relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son mayores en el manto que en la corteza. Además, las tasas del Sm-Nd en la corteza son relativamente uniformes, pero son variables en rocas máficas y ultramáficas. Así como también hay que agregar que el Sm y el Nd son elementos inmóviles, por lo que las tasas de sus edades iniciales tienden a ser relativamente insensibles a procesos como el intemperismo y metamorfismo (White, 2005).

La evolución isotópica del Nd fue referida a un modelo llamado CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) propuesto por De Paolo y Wasserburg (1976). En este modelo se asume que el Nd terrestre evolucionó a partir de un reservorio uniforme, con una relación de Sm/Nd igual que la de los meteoritos condriticos. Con la finalidad de poder interpretar de manera más sencilla los datos de Nd y que se puedan comparar con el CHUR, se propuso la notación ϵNd , en la cual la relación isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial, se representa como una desviación relativa en partes por 10,000 del parámetro CHUR. Entonces, todas las variaciones pequeñas del $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que sean a partir del 4 dígito se proyectan mejor utilizando el ϵNd que se puede obtener con la siguiente ecuación:

$$\epsilon\text{Nd}(t) = \left[\frac{\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \text{ medido } (t)}{\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \text{ CHUR } (t)} - 1 \right] * 10^4$$

El ϵNd se obtiene a partir de la diferencia de la relación isotópica del $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la muestra medida, entre la relación isotópica del CHUR, multiplicado por 10^4 . Si obtenemos un valor positivo de ($\epsilon\text{Nd} > 0$) significa que la roca se derivó de una fuente empobrecida (manto), si obtenemos un valor negativo de ($\epsilon\text{Nd} < 0$) significa que la roca deriva de un almacén enriquecido (corteza), y si es igual a cero ($\epsilon\text{Nd} = 0$) sugiere que esa roca tiene la misma relación que el CHUR.

En la tabla 5.1 se presentan los datos obtenidos de las relaciones isotópicas de la Sierra de Pachuca. Sin embargo, los datos medidos son las relaciones isotópicas que presentan las rocas hoy en día, pero para poder conocer las características de la fuente, es necesario hacer



un recálculo de los datos medidos, a las relaciones iniciales que presentaban las rocas al momento de emplazarse, es por ello que a las rocas pertenecientes al Grupo Pachuca se les recalculó las relaciones isotópicas con una edad aproximada de 20 millones de años y a las andesitas de la Formación San Cristóbal y la Unidad Cubitos de 11 millones de años. Para las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se obtuvo un intervalo en las rocas del Oligoceno-Mioceno Temprano de (0.70462 - 0.70525), para el Mioceno Temprano-Medio (0.70433-0.70513) y para el Mioceno Medio (0.70358- 0.70370). En el caso de las relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se obtuvo un intervalo en el Oligoceno Mioceno-Temprano de (0.51239-0.51259), para el Mioceno Temprano-Medio (0.51252- 0.51264) y para el Mioceno Medio (0.51275- 0.51280).

En la figura 5.17 se muestra la gráfica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd para las rocas de la Sierra de Pachuca. Se puede observar que todas las rocas, caen dentro del arreglo del manto. A excepción de las andesitas del Mioceno Medio y la Formación Vizcaína, el resto de las rocas son más radiogénicas y presentan relaciones de $\epsilon\text{Nd} < 0$. Se puede observar que estas muestras, presentan afinidad con las rocas del estratovolcán Telapón (García-Tovar, 2009) y ninguna de ellas presenta afinidad con las rocas del Popocatepetl (Schaaf et al., 2005). Se utilizan estos dos volcanes como referencia, ya que representan las características magmáticas e isotópicas principales del sector oriental y central de la FVTM respectivamente. En el caso de las andesitas del Mioceno Medio, se observa que no tienen relaciones isotópicas tan empobrecidas.

Muestra	ISOTOPIA												
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE(M)	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	1 SE(M)	n	ϵNd	1s	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNdi
SP-5	0.70558	31	4	57	0.51240	21	3	45	-4.64	0.41	0.70517	0.51239	-4.41
SP-7A	0.70507	34	4	58	0.51250	17	2	67	-2.77	0.33	0.70502	0.51248	-2.58
SP-8B3	0.70495	37	5	46	0.51255	14	2	65	-1.70	0.27	0.70491	0.51254	-1.45
SP-9	0.70358	38	5	57	0.51280	16	2	68	3.22	0.31	0.70358	0.51280	3.25
SP-11A	0.70766	31	4	59	0.51256	19	2	65	-1.60	0.37	0.70525	0.51254	-1.34
SP-12	0.70370	29	4	57	0.51275	19	3	58	2.18	0.37	0.70370	0.51275	2.21
SP-14	0.70468	33	4	57	0.51260	14	2	66	-0.72	0.27	0.70462	0.51259	-0.51
SP-18	0.70705	30	4	56	0.51254	15	2	64	-1.93	0.29	0.70513	0.51252	-1.81
SP-20	0.70437	27	4	57	0.51265	13	3	56	0.27	0.25	0.70433	0.51264	0.50
SP-21A	0.70517	28	4	59	0.51254	17	2	68	-2.01	0.33	0.70470	0.51252	-1.82
PIMM-2	0.70497	29	4	58	0.51256	14	2	66	-1.60	0.27	0.70450	0.51254	-1.36
EP-6A	0.70565	24	3	56	0.51255	15	2	67	-1.74	0.29	0.70466	0.51253	-1.52
Br-8	0.70559	29	4	57	0.51254	15	2	65	-1.83	0.29	0.70466	0.51253	-1.63

Tabla 5.1 Datos de las relaciones isotópicas de las muestras de la Sierra de Pachuca, que fueron medidos por medio de un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica de la Thermo Scientific TM Triton Plus TM del LUGIS, Instituto de Geofísica UNAM. En las últimas tres columnas se pueden observar los resultados obtenidos al realizar un recálculo a la edad estimada de las rocas, para conocer las relaciones isotópicas de los magmas al momento del emplazamiento.

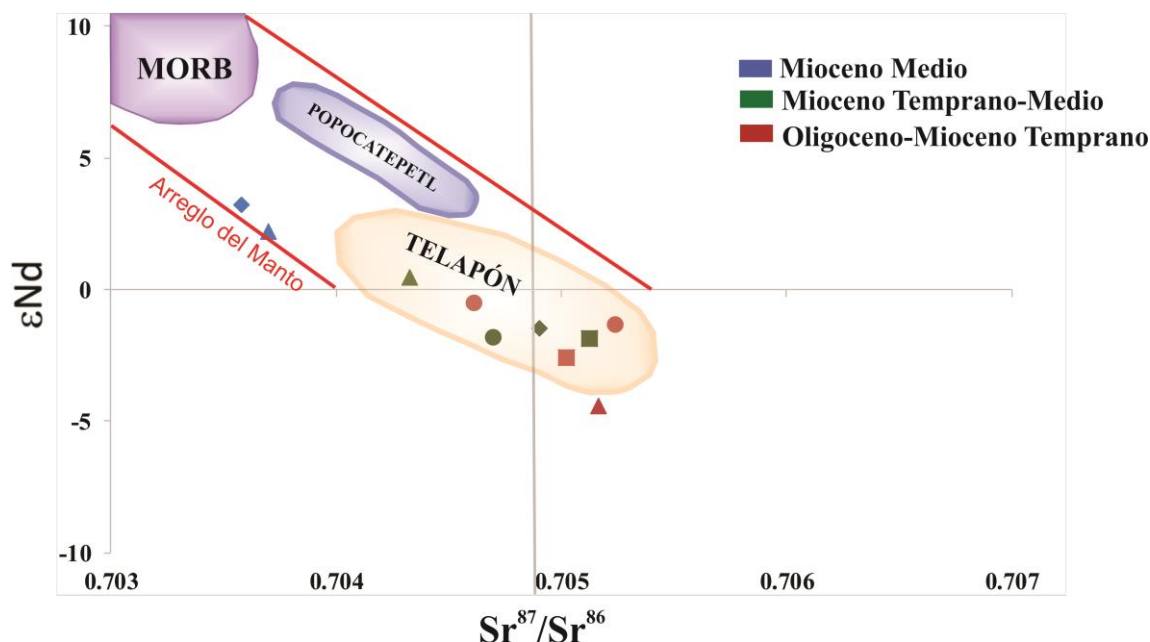


Figura 5.17 Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd para algunas muestras representativas de la Sierra de Pachuca. En el diagrama se observa que todas las rocas caen dentro del arreglo del manto. Las rocas magmáticas del Oligoceno-Mioceno Temprano y las rocas ignimbríticas del Mioceno Temprano-Medio, presentan relaciones de ϵNd menores a 0, por lo que posiblemente provienen de una fuente enriquecida o sufrieron algún proceso de alteración como asimilación cortical. Las rocas se compararon con datos isotópicos de los volcanes Popocatepetl (Schaaf et al., 2005) y Telapón (García-Tovar, 2009).



CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Discusión

En este apartado se examinarán y discutirán los resultados obtenidos del estudio de la Sierra de Pachuca, con la finalidad de interpretar y entender los diferentes procesos que ocurrieron durante el origen y evolución de los magmas que la formaron. Para ello, se realizará primero la interpretación de características estratigráficas y petrográficas de las formaciones y unidades que la componen, y posteriormente se realizará la discusión de los datos geoquímicos e isotópicos, que en conjunto ayuden a entender los procesos petrogenéticos que sufrieron los magmas y su posible relación con la tectónica y la temporalidad de los arcos magmáticos de la región.

6.1. Relaciones Estratigráficas y Petrográficas de la Sierra de Pachuca

Los estudios geológicos y estratigráficos realizados en el presente trabajo más la información previa existente de la región, permitieron agrupar las diferentes formaciones y unidades estudiadas de la Sierra de Pachuca en tres eventos volcánicos. Las rocas pertenecientes al Oligoceno-Mioceno Temprano (Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína) serán agrupadas en un evento nombrado como Evento Volcánico Inferior (EVI), las rocas pertenecientes al Mioceno-Temprano Medio (Cerezo, Tezuantla, Ignimbrita Peñas Cargadas) serán agrupadas en el Evento Volcánico Medio (EVM) y las rocas pertenecientes al Mioceno Medio (Zumate, San Cristóbal y Cubitos) corresponderán al Evento Volcánico Superior (EVS).

Evento Volcánico Inferior (EVI). Aquí se agruparon las primeras seis Formaciones del Grupo Pachuca (Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína), las cuales se encuentran preferencialmente distribuidas hacia la zona norte del área de estudio. De acuerdo con Geyne et al. (1963), la Formación Vizcaína se distribuye principalmente en superficie, mientras que las Formaciones Pachuca y Real del Monte se presentan con mayor predominancia dentro de los laboríos mineros. Estos autores proponen que la Formación Santiago tiene una edad no mayor al Oligoceno Temprano, ya que las rocas sedimentarias anteriores al emplazamiento de esta formación fueron correlacionadas con edades del Eoceno



Tardío – Oligoceno Temprano. Por lo cual, ellos infieren que las rocas volcánicas son posteriores a estas edades. Además, Geyne et al. (1990) proponen edades de entre 23.7 y 21.6 Ma (K-Ar) para el emplazamiento de las rocas de las Formación Santa Gertrudis a Zumate. Mientras que Mckee et al. (1992) reportan que la edad de la mineralización dentro del distrito minero de Pachuca es de 20.3 ± 0.5 Ma (K-Ar), por lo que las rocas encajonantes deberán ser entre 1.5 y 2.0 Ma más antiguas, es decir, serían del Mioceno Temprano (~22 Ma). En la actualidad se carece de más fechamientos de las rocas antiguas de la Sierra de Pachuca, así que se continúan utilizando los trabajos de Geyne et al. (1963). No obstante, en el presente trabajo se puede proponer que durante Oligoceno - Mioceno Temprano ocurrió un primer evento magmático en el área.

La composición petrográfica de las rocas de este primer evento es predominantemente andesítica a dacítica, aunque existen algunas rocas riolíticas. También, se puede observar una cierta afinidad petrográfica entre las rocas que conforman este primer evento, ya que todas son porfídicas (10-30%), con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y en algunos casos anfíboles como pseudomorfos, embebidos en matrices vítreas y microlíticas. Las texturas de desequilibrio observadas en los fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos sugieren cambios en las condiciones físicas y químicas de los magmas, como cambios de presión por el ascenso de los magmas. Casi todas las rocas de las Formaciones basales (Santiago, Corteza, Pachuca, Real del Monte) presentan alteración hidrotermal, por lo cual es común encontrar minerales secundarios como clorita, calcita, cuarzo, óxidos y en algunos casos epidota en vetillas y en reemplazamiento. Los porcentajes de alteración varían dependiendo de su ubicación con respecto a las zonas de mineralización. En otras palabras, se puede considerar que después del emplazamiento de las rocas volcánicas basales de la Sierra, casi inmediatamente después ocurrieron eventos hidrotermales, probablemente asociados a un complejo volcánico.

Evento Volcánico Medio (EVM). En este evento hemos agrupado a formaciones muy silíceas o riolíticas como La Cerezo y La Tezuantla descritas por Geyne et al. (1963), las cuales se distribuyen principalmente hacia la zona sureste del área de estudio y un poco menos hacia el noroeste, en forma de depósitos piroclásticos y escasos domos. La distribución de los depósitos piroclásticos en la región no es continua y algunas veces se



presentan en pequeños afloramientos aislados debido a erosión diferencial o por estar cubiertos por rocas más jóvenes. Por lo tanto, no es sencillo efectuar correlaciones estratigráficas o identificar la fuente de donde fueron expulsados. Este es el caso de la Ignimbrita Peñas Cargadas, la cual Geyne et al., (1963) la describieron como un pórfido de dacita con biotita. En el presente trabajo hemos identificado que esta Unidad en realidad se trata de una ignimbrita riolítica con biotita, la cual presenta todas las características indicadas para este tipo de rocas (ver Capítulo 5).

No se cuenta con edades de estas rocas piroclásticas, pero Geyne y colaboradores (1963) las consideraron del Plioceno, con base en el estudio de hojas fósiles encontradas en la Formación Cerezo. Sin embargo, Geyne et al. (1990) consideraron que estas rocas tendrían un rango de edades de entre 23.7 y 21.6 (edades K-Ar). Recientemente, se obtuvo una edad de 22.6 ± 0.66 Ma (U-Pb en zircones) de la Ignimbrita Epazoyucan (Ramírez-Ramírez, 2016), la cual se ubica a 12 km hacia el sur del área de estudio y presenta características petrográficas y químicas similares a la Unidad Peñas Cargadas. En consecuencia, aquí consideramos que las rocas de este segundo evento se emplazaron durante el Mioceno Temprano-Mioceno Medio. Además, dado que en general los depósitos de ignimbritas se relacionan con erupciones producidas a través de grandes estructuras de tipo calderas, es probable que existieron este tipo de estructuras en la zona y que actualmente se encuentran erosionadas o cubiertas por rocas volcánicas más recientes.

Evento Volcánico Superior (EVS). Aquí se agrupó a rocas andesíticas distribuidas en diferentes puntos de la zona de estudio y que cubren parcialmente a formaciones más antiguas de la Sierra. Este es el caso de la Formación San Cristóbal (ver capítulo 4) que se emplazó probablemente a través de fisuras, ya que no se encontró alguna estructura volcánica característica por la cual surgieron las lavas. Geyne et al. (1963) propusieron que las rocas de la Formación San Cristóbal y la Unidad Cubitos (Capítulo 4) se emplazaron a través de un mismo evento lávico derivado del Cerro San Cristóbal. Ellos proponen que se perdió la continuidad entre estas localidades o cerros debido a proceso erosivos. Sin embargo, la Unidad Cubitos forma una estructura de domo o mejor dicho de lava-domo, la cual se constituyó en dos pulsos, un primer pulso que formó al Cerro Cubitos y un segundo pulso que constituyó al Cerro Saucillo, que se encuentra un poco más al sur y que fue de mayor



volumen. Por lo tanto, se puede asegurar que las fuentes magmáticas fueron distintas ya que construyeron lava domos en los Cerros Cubitos-Saucillo y lavas fisurales en San Cristóbal.

Los autores antes mencionados consideraron que las rocas andesíticas tendrían edades de entre el Plioceno Tardío – Pleistoceno y mencionan que hay una relación estratigráfica entre las rocas del volcán Las Navajas, la Formación San Cristóbal y la Unidad Cubitos. Sin embargo, el fechamiento K-Ar realizado en el presente trabajo para una muestra de andesita de la Formación San Cristóbal (11.39 ± 0.24 Ma) ubicaría a estas rocas en el Mioceno Medio. Además, Núñez-Velázquez (2017) obtuvo una edad de 2.20 ± 0.05 Ma (K-Ar) para una muestra de obsidiana del volcán Las Navajas, lo que indicaría que no hay una correlación entre las rocas de la Formación San Cristóbal-Unidad Cubitos y los eventos del volcán Las Navajas.

La edad obtenida aquí de la Formación San Cristóbal es similar a las rocas andesíticas y dacíticas emplazadas en localidades relativamente vecinas como en Apan, Hidalgo (13.4 ± 0.6 Ma, García-Palomo et al., 2002) que se encuentra a ~50 km al sureste del cerro San Cristóbal. Por lo que se puede afirmar que existió un evento magmático importante durante el Mioceno Medio en esta porción de la FVTM. Las características texturales de las andesitas de este evento son relativamente similares como se vio en el capítulo anterior y se pueden asociar con ascenso rápido de magmas, ya que tienen escasos fenocristales y evidencias de desequilibrio por cambios en las condiciones de cristalización.

Con respecto al emplazamiento de los magmas de las Formaciones y unidades descritas en el área de estudio, se puede proponer que la Sierra de Pachuca es un complejo volcánico que se fue construyendo por diferentes aparatos durante los tres eventos mencionados. Probablemente existieron una o varias cámaras magmáticas donde cristalizaron algunas fases minerales antes de su erupción y emplazamiento, lo que produjo rocas porfídicas de composición intermedia principalmente. Durante el Evento Volcánico Inferior, probablemente funcionó un sistema hidrotermal (20 Ma), el cual produjo la alteración y mineralización del distrito minero de Pachuca. Geyne et al. (1963) consideraron, con base en los trabajos geológicos y estratigráficos, que debieron existir varios conductos de alimentación de magma en la Sierra de Pachuca, ya que hay zonas en donde los espesores de las Formaciones y unidades son más grandes (por ejemplo en el área de Real del Monte),



pero se adelgazan hacia el borde sur-sureste de la Sierra. Esta hipótesis la refuerzan con la descripción de algunos diques en el interior de las minas y que parecían haberse emplazado en antiguos conductos de magma por la forma que presentaban. Por lo anterior, no existe duda en que la Sierra de Pachuca funcionó como un complejo volcánico desde el Oligoceno-Mioceno Temprano hasta el Cuaternario con los eventos del volcán Las Navajas, aunque con intervalos eruptivos diferentes.

6.2 Interpretaciones Geoquímicas e Isotópicas

En general, se obtuvo que las rocas analizadas de la Sierra de Pachuca se pueden clasificar como calcoalcalinas, de acuerdo con los diagramas de TAS y AFM (Capítulo 5). Es decir, que en función de las concentraciones de elementos mayores, los magmas se correlacionan con fenómenos de subducción (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989). En el caso de los diagramas tipo Harker de la Figura 5.13, se puede proponer que aunque existen correlaciones negativas o positivas entre el SiO_2 y la mayoría de los demás elementos mayores y menores, no se puede hablar de una sola fuente magmática debido a la existencia de más de una sola línea evolutiva que produjo las rocas de las formaciones analizadas. Como se vio en la sección anterior, las rocas del área de estudio se produjeron en al menos tres eventos volcánicos eruptivos con varios millones de años de diferencia entre ellos, lo cual es un indicio de que no se tenía un solo proceso petrogenético. Esto también se refleja en las diferentes tendencias mostradas en la Figura 5.13.

En los diagramas multi-elementales de la Figura 5.14 se observaron anomalías positivas de los elementos LIL (Rb, Ba, K) y el Pb, pero negativas para los elementos HSF (Nb, Ta). Estas características se pueden relacionar con magmas asociados con procesos de subducción. De acuerdo con Rollinson (1993) si la placa en subducción está acompañada de sedimentos y fluidos que se acumularon y quedaron atrapados respectivamente durante el tiempo que estuvo en superficie. Cuando la placa más densa se introduce debajo de la placa menos densa dentro del manto, estos fluidos se liberan y provocan que el manto se enriquezca en los elementos móviles que acompañaban a los fluidos. La introducción de fluidos al manto cambia la curva de la geoterma, lo que ocasiona fusión parcial. Así, el magma que se generará estará enriquecido en los elementos móviles (LILE).



Por otra parte, las anomalías negativas de los HFSE (Nb, Ta) se pueden relacionar con magmas derivados de una fuente empobrecida en estos elementos (White, 2005). Al ser elementos incompatibles en las fases minerales del manto, estos tienden a movilizarse con los fundidos, por lo que una fuente que se ha fundido constantemente se irá empobreciendo en los elementos HFSE y se presentarán anomalías negativas como las observadas.

Las anomalías negativas de Ti, P y Zr que se presentaron en los tres diagramas de la Figura 5.15, de manera más marcada en el diagrama de las ignimbritas del Mioceno Temprano-Medio, se pueden asociar con procesos de cristalización fraccionada de ilmenita, apatito y zircón en los magmas anteriores a la producción de rocas tan silíceas. Además, en las andesitas del Mioceno Medio se puede observar que presentan un enriquecimiento en Sr, que podría estar asociado al aporte de fluidos y sedimentos de la placa en subducción.

Con respecto a los elementos de las Tierras Raras (REE), el enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE de las muestras analizadas (Figura 5.16) se debe a que los LREE son incompatibles en las fases minerales del manto (olivino, piroxeno, granate) y tienden a irse con los fundidos. Por otro lado, el empobrecimiento de las HREE se debe a que estas pueden ser retenidas por fases minerales residuales como las MREE o granate. Por lo tanto, no hubo cristalización fraccionada de granate, ni granate en la fuente, ya que si hubiera sido el caso se observaría un enriquecimiento de las HREE. Estos patrones se han asociado a procesos de fusión parcial del manto, relacionado a un ambiente de subducción.

En el caso de la anomalía negativa de Eu, que se observa de forma más marcada en las ignimbritas del Mioceno Temprano-Medio (Figura 5.16), ésta se puede asociar con cristalización fraccionada de plagioclasa cálcica en los magmas. Cuando el Eu se presenta en estado divalente ($2+$) puede sustituir al Ca^{2+} , ya que tiene un radio iónico ligeramente menor, por lo que la cristalización fraccionada de plagioclasa cálcica ocasionará empobrecimiento de este elemento en el fundido residual (anomalía negativa de europio) (White, 2005).

En lo que concierne a las pequeñas anomalías negativas de Ce, que se observan de manera más marcada en una muestra de la Formación Pachuca (Figura 5.16A) y en una andesita de la Unidad Cubitos (Figura 5.16C), se puede deber a procesos magmáticos por la interacción de fluidos de la subducción con las rocas el Ce puede oxidarse y cambiar su valencia a Ce^{4+}

y precipitar como CeO_2 lo que producirá una anomalía negativa (Rollinson, 1993). En la Figura 6.1 se presenta un diagrama Ce vs. La que muestra una correlación positiva entre estos elementos, e indica que las concentraciones de Ce en la mayoría de las rocas están asociadas con procesos magmáticos a excepción de una roca de la Unidad cubitos (muestra SP-1S).

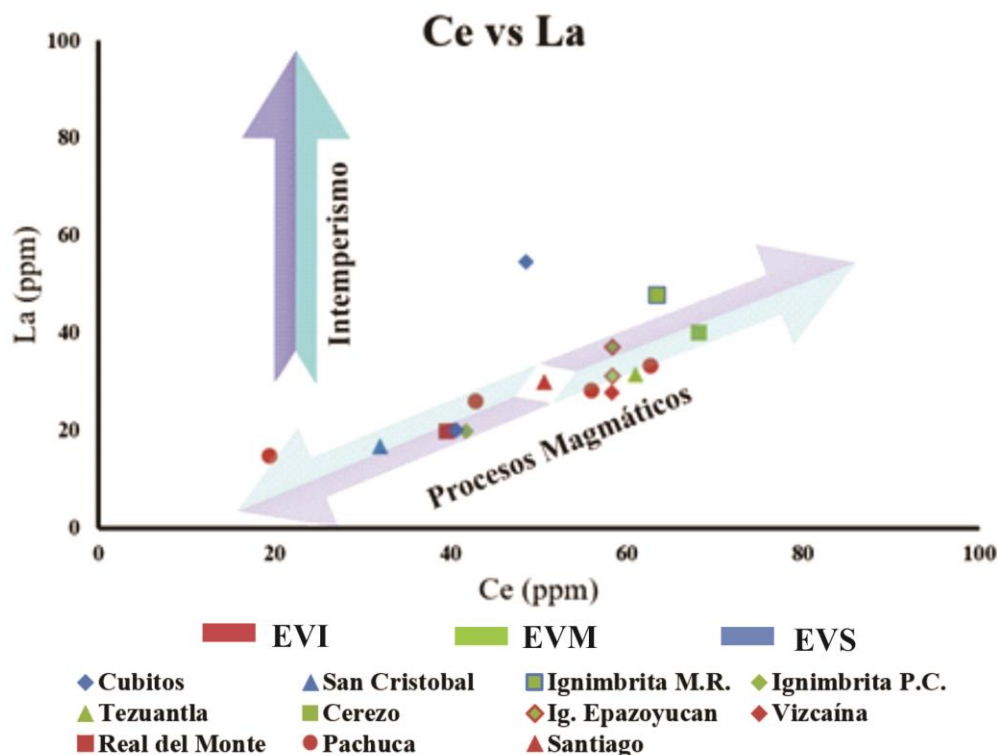


Figura 6.1 Diagrama Ce vs La (modificado de Mori et al., 2009) que muestra una correlación positiva entre estos elementos para la mayoría de las rocas analizadas. Por lo tanto, la pequeña anomalía negativa de Ce observada en los patrones de REE se pueden relacionar con procesos magmáticos y no al posible intemperismo sufrido por las rocas desde su emplazamiento.

El número de magnesio (#Mg) se ha usado durante mucho tiempo para estudiar la relación del magnesio con el hierro, el cual puede ser un indicador de procesos como la cristalización fraccionada en rocas a partir de magmas máficos. La relación de Mg-Fe tiene una tasa de cambio muy marcada en los primeros estadios de la cristalización de un magma basáltico, ya que se presentará una fuerte cristalización de minerales ferromagnesianos (Rollinson, 1993). Es decir, que en rocas basálticas se tendrán valores #Mg altos (>65) y pequeños (<30) en rocas andesíticas a riolíticas producidas por cristalización fraccionada. Sin embargo, cuando se observan #Mg altos (>50) en magmas evolucionados (andesíticos), se puede decir que estos no se formaron por medio de procesos de cristalización fraccionada, sino por otros



procesos como función parcial con una interacción con el manto (Rollinson, 1993). En la Figura 6.2 se presentan las variaciones del #Mg respecto al SiO₂ para las rocas de la Sierra de Pachuca. Se puede observar que las andesitas del Mioceno Medio (San Cristóbal y Cubitos) y algunas andesitas-dacitas del Oligoceno-Mioceno Temprano (Formaciones Pachuca, Real del Monte y Vizcaína), así como algunas ignimbritas del Mioceno Temprano-Medio presentan valores #Mg altos (>50), lo cual no se esperaría de rocas producidas por cristalización fraccionada. Solo algunas dacitas y riolitas (Figura 6.2) presentan #Mg bajos (<30). Por lo tanto, se puede considerar que las andesitas, dacitas y riolitas con #Mg altos se generaron a partir de la interacción de magmas con el manto, que pudo haber modificado el valor del número de magnesio.

Aparte del #Mg elevado (58-63) que se observa en las andesitas del Mioceno Medio, también presentan valores elevados de Sr (910-1447 ppm) y bajas relaciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.703581 -0.703700), estas características son muy similares a las presentadas por Mori et al. (2007), en el cual las rocas de Palo Huerfano-La Joya-Zamorano (PH-LJ-Z) presentaron las mismas características geoquímicas y con una edad de 12-10 Ma (muy similar a la obtenida en la Fm. San Cristóbal), estas características geoquímicas son similares a la de magmas adakíticos, por lo cual, fueron relacionadas a la fusión parcial de la placa en subducción. Ya que la placa que originalmente era de tipo MORB, comienza a eclogitizarse por cambios de temperatura y presión se obtiene un basalto eclogitizado, que bajo ciertas condiciones se favorece la fusión parcial de la placa que entra en contacto con el manto y puede ocasionar que se generen magmas andesíticos con un #Mg elevado, con relaciones isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr bajas por la naturaleza de la placa y Sr alto, lo que podría indicar una evidencia más de subducción prolongada de la Placa de Cocos en el Mioceno generando fusión de la misma y proporcionando estas características.

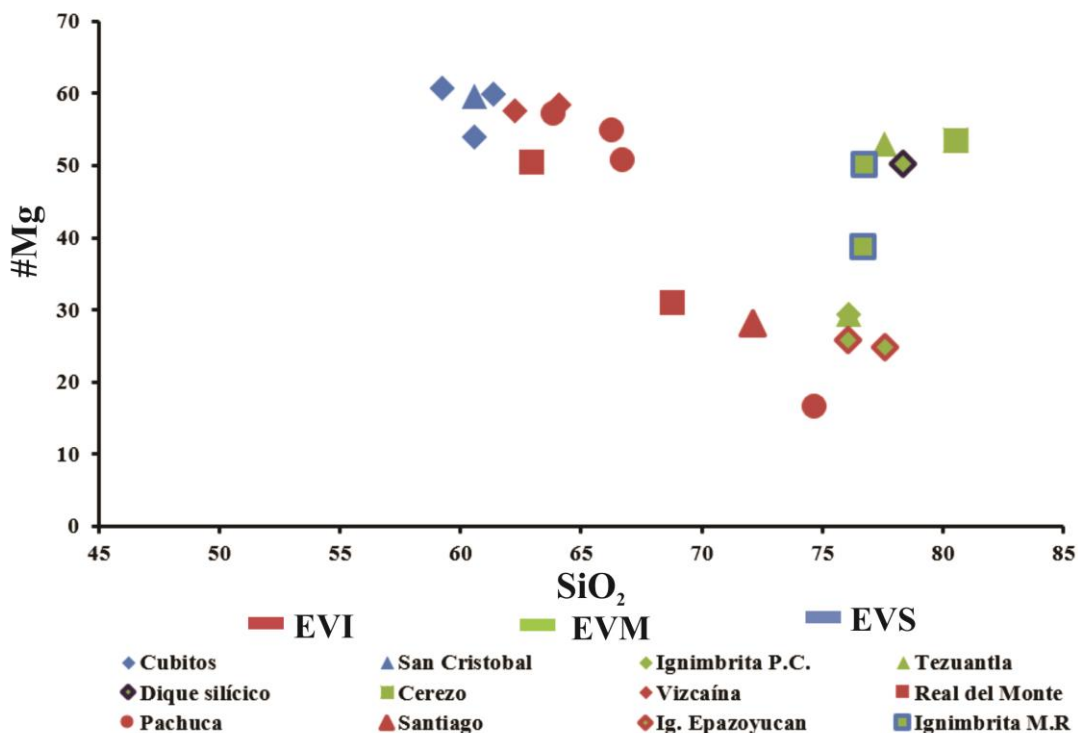


Figura 6.2 #Mg para las rocas de la Sierra de Pachuca. Se observa que un grupo de rocas presentan relaciones de #Mg elevadas y son menos evolucionadas por lo cual pueden estar asociadas a cristalización fraccionada, en el resto de las rocas no es claro y probablemente influyeron otros procesos.

Respecto a la interpretación de los resultados isotópicos, se puede observar que la mayoría de las rocas analizadas siguen una tendencia negativa dentro del arreglo del manto (Figura 5.17). No obstante, las rocas de las Formaciones del Mioceno Medio presentan valores de ϵNd relativamente elevados y relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajas, es decir, los valores isotópicos son los menos radiogénicos, por lo cual son más parecidos a los magmas tipo MORB. En cambio, el resto de las rocas presentan valores isotópicos más radiogénicos que sugieren que los magmas tuvieron una cierta influencia de rocas corticales en su composición. Relaciones isotópicas similares fueron identificadas en rocas del volcán Telapón, ubicado al norte de la Sierra Nevada por García-Tovar (2009). Cuando los valores de ϵNd son bajos (<0) y las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son relativamente altas (>0.7049) se considera que existe una fuente cortical radiogénica. Hay varios posibles procesos geológicos que pueden explicar estas relaciones isotópicas radiogénicas. Por ejemplo, puede ser que los magmas se hayan



generado en una fuente del manto empobrecida y que posteriormente existieron procesos de asimilación cortical por parte de estos magmas, lo cual cambió las relaciones isotópicas iniciales. Otra posibilidad es que los procesos de subducción aportaron componentes corticales directamente al manto y que durante los procesos de fusión parcial del manto y los componentes corticales, se formaron magmas intermedios ya con esos valores radiogénicos.

Para tratar de entender si los magmas sufrieron algún proceso de asimilación cortical, se graficaron los datos de SiO_2 vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 6.3). Como principio se tiene que, si todas las rocas presentan las mismas relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se podrá decir que los magmas solamente tuvieron procesos de cristalización fraccionada y que no existió asimilación cortical y por lo tanto, las relaciones isotópicas que se observan son las mismas que presentaba la fuente magmática. Por otra parte, si existen cambios isotópicos con respecto a la evolución de las rocas (correlación positiva entre el SiO_2 vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), se puede considerar la existencia de procesos de asimilación cortical. En la Figura 6.3 se puede ver que todos los datos no muestran una correlación positiva evidente, sino que se presentan algo dispersos y sin relación. Lo anterior probablemente se deba a que las muestras pertenecen a eventos magmáticos emplazados desde el Oligoceno al Mioceno Medio, cuyas fuentes magmáticas probablemente fueron diferente para cada evento. Solo en el caso de las rocas andesíticas-dacíticas del Oligoceno-Mioceno Temprano se puede inferir una cierta correlación positiva que sugiere posible asimilación cortical por parte de los magmas, pero en las muestras de los demás eventos no se presenta ninguna correlación. Sería necesario contar con un mayor número de muestras analizadas isotópicamente de cada evento magmático para tratar de ver si en verdad existen procesos de asimilación cortical. Lo que no se puede negar, es que las rocas más radiogénicas en Sr y Nd debieron haber tenido alguna influencia de una fuente cortical, ya que en el área de estudio existe una corteza continental de ~45 km de espesor o en su defecto los sedimentos aportados por la subducción. Los magmas procedentes del manto, que atravesaron esta gruesa corteza continental, debieron de haber tenido algún proceso de asimilación cortical, adicionado a procesos de cristalización fraccionada.

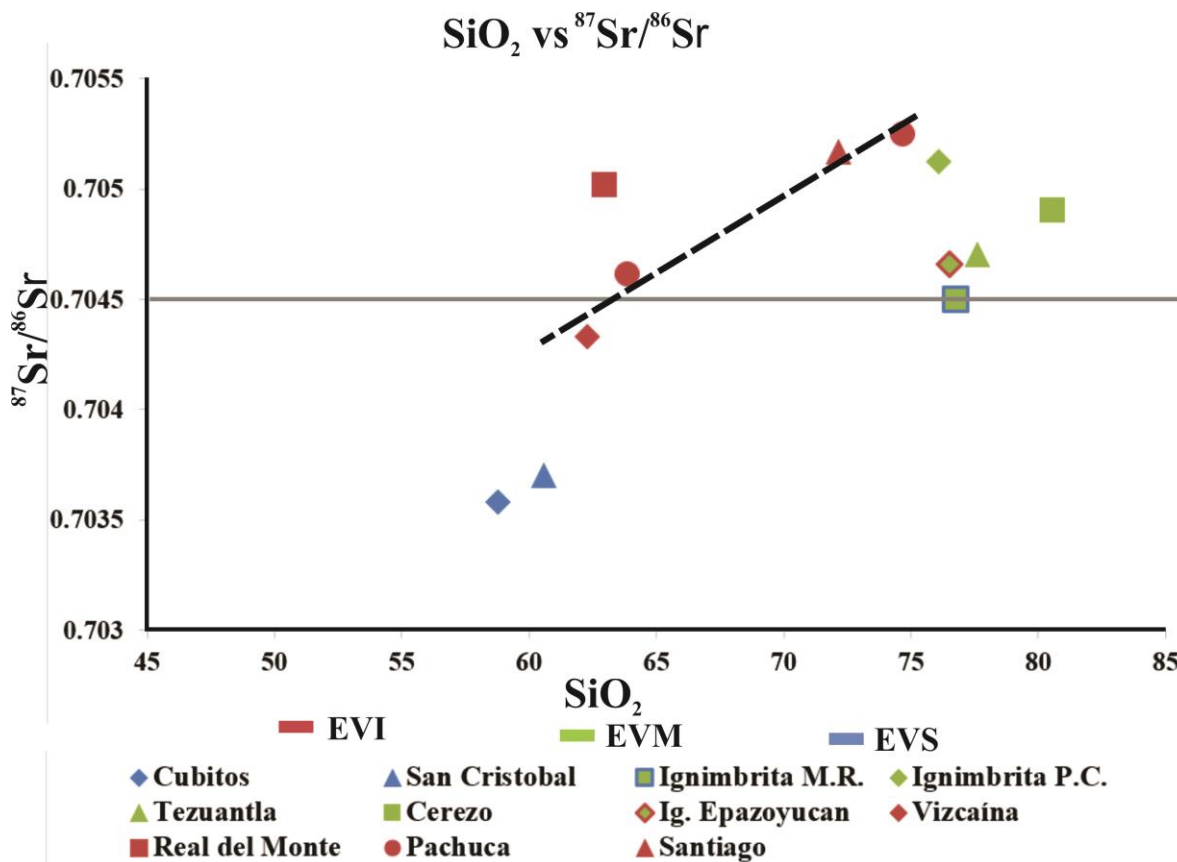


Figura 6.3 Diagrama de SiO_2 vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas de la Sierra de Pachuca, en el que se observa que las rocas están enriquecidas en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a excepción de las andesitas del Mioceno y la Fm. Vizcaína. Se observa un patrón con pendiente positiva que pudiera estar relacionado a asimilación cortical, mientras que en el resto de las rocas no es claro.



6.3 Relación Tectónica y Magmatismo de la Sierra de Pachuca

Conforme a las características geoquímicas e isotópicas que presentaron las rocas del área de estudio y a las edades hasta ahora conocidas, se pueden establecer dos posibles correlaciones con las provincias magmáticas vecinas. La primera está relacionada con los primeros eventos magmáticos de la FVTM y la segunda con los eventos volcánicos finales de la evolución de la SMO.

Como se mencionó en el apartado 2.2 del presente trabajo, las características que diferencian a la FVTM de la SMO es la orientación geográfica de cada provincia y el tipo de magmatismo que exhiben. Con base en ello, se puede decir que los primeros eventos de la FVTM tienen como característica principal, el presentar un magmatismo de composición intermedia (andesita, dacita) calcoalcalina, que se concentró en los sectores oriental y central. Estos primeros eventos mostraron una burda alineación E-W (Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012). Estas características cuadran con las del Evento Volcánico Inferior de la Sierra de Pachuca, que se discutieron previamente en este capítulo, y que también presentan composiciones intermedias calcoalcalinas y están emplazadas en el sector oriental de la FVTM.

Con respecto a la edad de las rocas, se ha considerado a la FVTM como un arco independiente a partir de los 17 Millones de años, como consecuencia del inicio de la subducción de las placas de Cocos y Rivera (DeMets et al, 1994; Ferrari et al., 2012). Sin embargo, diferentes autores han presentado edades más viejas para algunos de los primeros pulsos de la FVTM. Por ejemplo, Gómez-Tuena et al. (2008) reportan una edad para la trondhjemitita de Chalcatzingo de 20.5 Ma. Lenhardt et al. (2010) reportan una edad para la Formación Tepoztlán de entre 18 y 22.8 Ma. García-Palomo et al. (2000) presenta una edad para una lava andesítica de Malinalco de 20.7 Ma, mientras que Arce et al. (2013) encontraron una edad en la Cuenca de México, en una muestra de roca volcánica del Pozo de San Lorenzo Tezonco, de 20.5 Ma. Estas edades son cercanas a las que mencionan Geyne et al. (1990) de 23.7-21.6 Ma para las rocas de las Fm. Santa Gertrudis a Zumate y a la edad que propone Mckee et al. (1992) de 20.3 ± 0.5 Ma para la mineralización en el distrito de Pachuca, que reforzarían las propuestas realizadas por Mooser (1972) y Pasquaré et al. (1988, 1991), de que los primeros pulsos de la FVTM se ubicarían a finales del Oligoceno y principios del



Mioceno. Sin embargo, hay varias características a considerar, entre ellas es que no se tiene un fechamiento de la Formación Santiago, que es la más antigua del Grupo Pachuca y que nos permitiría conocer con mayor exactitud el inicio de los eventos volcánicos de la Sierra. No obstante, apelando a las correlaciones realizadas por Geyne et al. (1963) y a las edades mencionadas previamente de la Sierra de Pachuca, las rocas de la Formación Santiago deberían ser posteriores al Oligoceno Temprano pero no es posible que el Evento Volcánico Inferior del área de estudio sea menor a los 20 Ma. Para esto, se puede mencionar que el Evento Volcánico Inferior está debajo estratigráficamente de las ignimbritas que se describieron en la Sierra de Pachuca y sí la correlación propuesta de que la Ignimbrita Epazoyucan, fechada en 22.6 ± 0.66 Ma (U-Pb) por Ramírez-Ramírez (2016), es contemporánea con las de la Sierra de Pachuca, entonces, estos eventos silícicos del Mioceno Temprano no pertenecen a los primeros fenómenos de la FVTM. Hasta el momento, no se ha reportado algún pulso ignimbrítico con edades del Mioceno Temprano en la FVTM, los que si se han documentado tienen edades de ~13 Ma. En consecuencia, con los datos que se conocen hasta ahora no es viable que el magmatismo de la Sierra de Pachuca, por lo menos en sus primeros eventos sea parte de la FVTM o en su defecto, cabe la posibilidad de que todos los magmas estén asociados a la FVTM y las características silícicas del EVM sean una anomalía composicional que no se había reportado con anterioridad en esta área. Es indudable que el magmatismo del Evento Volcánico Superior, correspondiente a la Formación San Cristóbal y a la Unidad Cubitos, donde se obtuvo una edad de 11.39 ± 0.24 Ma, es parte del magmatismo asociado con la FVTM, ya que hay muchas evidencias de magmas asociados directamente a esta provincia magmática en la región y que tienen edades y características muy similares a este evento. Por ejemplo, los trabajos de García-Palomo et al. (2002), Mori (2007), García-Tovar et al. (2015).

Hay una segunda posibilidad a la que pudieran estar asociados los magmas andesítico-dacíticos y riolíticos del Evento Volcánico Inferior de la Sierra de Pachuca, y es a la evolución de la Sierra Madre Occidental (SMO). Si se toma en cuenta el posible intervalo de edades del Evento Volcánico Inferior, discutido anteriormente, éste coincide con las edades del Grupo Volcánico Superior de la SMO. Este evento de la SMO está caracterizado por la enorme producción de ignimbritas y depósitos piroclásticos de composición silícica (Ferrari et al., 2005). Sin embargo, a pesar de que predominó la producción de ignimbritas, también



estuvo acompañado de magmas con composiciones de basalto a riolita (Aranda-Gómez et al., 2000), como se mencionó en el apartado 2.1 de la presente tesis. El Grupo Volcánico Superior se formó como consecuencia de dos pulsos o paroxismos ignimbríticos (*ignimbrite flare-up*), el primer pulso *flare-up* ocurrió a principios del Oligoceno (32 a 28 Ma) y se dio a lo largo de toda la provincia; mientras que el segundo pulso *flare-up* ocurrió en el Mioceno Temprano (24 a 20 Ma). Por lo tanto, los magmas que conforman los primeros eventos de la Sierra de Pachuca se pueden asociar con los del Grupo Volcánico Inferior y Medio. Es probable que por las edades que se tienen identificadas en la Sierra de Pachuca, estén relacionados con el segundo pulso que ocurrió durante el Mioceno Temprano. Esto tendría congruencia con el emplazamiento de las ignimbritas en la zona sur de la Sierra, bajo la asunción de que tengan una edad relativamente cercana a la Ignimbrita Epazoyucan.

Camprubí et al. (2003) y resumido por Ramírez-Ramírez (2016) presentaron una clasificación de los depósitos epitermales Cenozoicos de México. Muchas de las edades de los yacimientos coinciden con los pulsos volcánicos más importantes de la SMO y de la Sierra de Pachuca. Los depósitos epitermales más jóvenes son: El Indio-Huajicori, Nayarit (21 Ma); Bolaños, Jalisco (22.2 Ma); San Martín de Bolaños, Jalisco (20.8 Ma) y Pachuca-Real del Monte, Hidalgo (20.3 Ma por McKee et al., 1992). Como se puede apreciar, las edades de los depósitos coinciden con el segundo pulso ignimbrítico ocurrido en el Mioceno Temprano, lo que deja la posibilidad de que haya una relación entre las rocas de la Sierra de Pachuca y la SMO. Sin embargo, también hay varias características a considerar, la distancia entre la SMO y la Sierra de Pachuca es considerable (>200 km), por lo que geográficamente no sería viable que los magmas asociados a la SMO pudieran estar relacionados a la Sierra de Pachuca, además de que los pulsos Flare up ocasionaron una migración del magmatismo hacia el occidente, limitando aún más la posibilidad de que el magmatismo asociado a estos pulsos pudiera estar relacionado a la Sierra de Pachuca. Por otro lado, tampoco se conocen los volúmenes de ignimbritas para decir que el magmatismo ignimbrítico de la Sierra de Pachuca presente características en volumen con las asociadas a la SMO. Por lo anterior no contamos con las evidencias suficientes para aseverar que las ignimbritas de la SMO están asociadas a la Sierra de Pachuca.



Con la información hasta ahora disponible, se puede argumentar que no hay una relación única clara entre las rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca y los arcos magmáticos de la FVTM y SMO. No obstante, cabe la posibilidad de que los magmas que conforman a la Sierra de Pachuca sean parte de un proceso de transición entre ambos arcos magmáticos. El sistema Tierra es muy dinámico y existe la posibilidad de que ocurran diferentes procesos al mismo tiempo. Además, es importante mencionar que en ese momento ocurría un reajuste en la velocidad y geometría de las placas en subducción en la trinchera Mesoamericana, que son el origen de estas rocas, y las tendencias de los magmas y su orientación comenzaron a cambiar en función de estos nuevos arreglos tectónicos que aún no están muy bien entendidos, como se mencionó en el apartado 2.2. Se necesitan aún más evidencias geológicas, geoquímicas y fechamientos de las rocas de la Sierra de Pachuca, ya que, a pesar de los fechamientos presentados en este trabajo, aún no son suficientes para establecer un intervalo de edades y origen de las formaciones y unidades que componen a esta Sierra.

6.4 Modelo Tectono-Magmático para las rocas de la Sierra de Pachuca

Con las evidencias y las características discutidas anteriormente, se expone que la relación tectono-magmática de la Sierra de Pachuca es compleja, y aún se carece de información geológica y geoquímica básica para entenderla. Sin embargo, tenemos algunos elementos que nos permiten comenzar a reconstruir y proponer posibles hipótesis de la forma en la que se originaron los magmas de la Sierra de Pachuca, su relación con la tectónica regional y los arcos magmáticos asociados. Como se mencionó anteriormente, hay dos posibles orígenes magmáticos conocidos para estas rocas, uno estaría relacionado a la SMO y el otro a la FVTM.

En el escenario de que la Sierra de Pachuca esté asociada a la Sierra Madre Occidental. Se han publicado algunos modelos para entender el magmatismo del Oligoceno y el Mioceno asociado a la SMO. Ferrari et al. (2002) y Aranda-Gómez et al. (2000) mencionan varias hipótesis para explicar el origen de los dos pulsos *flare-up* del Grupo Volcánico Superior. La más aceptada es que la aparición del primer pulso *flare-up* se debió a un proceso de roll-back como consecuencia de la disminución de la velocidad de convergencia y enfriamiento de la Placa de Farallón. Esto permitió el ascenso del manto astenósferico y la fusión parcial de la corteza, lo que generó elevados volúmenes de ignimbritas. Mientras que para el segundo

pulso *flare-up*, ellos mismos proponen que las ignimbritas se produjeron como resultado del rompimiento de la placa Farallón, ya que estudios de tomografía sísmica para el manto superior, que estuvo debajo de la SMO a principios del Mioceno (Van Der Lee y Nolet., 1997), mostraron dos anomalías que sugieren dicho rompimiento. Esto permitió el ascenso del manto astenosférico y la consecuente fusión parcial de la base de la corteza. Esta idea ya había sido propuesta por Ruiz et al. (1988) y Aranda-Gómez et al. (2000), sólo que Ferrari et al. (2002) complementan y explican el mecanismo tectónico que dio lugar a la generación de estos magmas.

Con base en esta última hipótesis y bajo la asunción de que el Evento Volcánico Inferior y el Evento Volcánico Medio de la Sierra de Pachuca ocurrieron en el Oligoceno-Mioceno Medio (25-15 Ma), Geyne et al. (1963 y 1990), que la placa de Cocos comenzó su proceso de subducción en el Mioceno Temprano-Medio (20 -15 Ma) (Ferrari et al. (2012) y que las rocas ignimbríticas de la Sierra de Pachuca (22.6 ± 0.66 Ma) son contemporáneas con las del Grupo Volcánico Superior de la SMO, entonces se puede proponer que el origen de los dos eventos de la Sierra de Pachuca y los finales de la SMO, se relacionan con la subducción de la Placa de Farallón. Una posible hipótesis sería el escenario tectono-magmático, mostrado en la Figura 6.4, que explicaría la formación de las rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca si tuvieran alguna relación con la SMO. En la Figura 6.4A se propone la forma en la que se generó el primer pulso *flare-up* de la SMO y durante el cual se pudieron haber producido las rocas andesíticas y dacíticas del Evento Volcánico Inferior de la Sierra de Pachuca. Así, los magmas se habrían generado como consecuencia de un proceso de *roll-back*. En la Figura 6.4B se observa que el Evento Volcánico Medio de la Sierra de Pachuca, caracterizado por la presencia de ignimbritas, se produjo durante el segundo pulso *flare-up* de la SMO. Esto ocasionó el ascenso de manto astenosférico hacia el manto superior y el emplazamiento de magmas basálticos en la base de la corteza y la consecuente fusión de la corteza continental. Lo anterior generaría un enorme volumen de magmas ignimbríticos a lo largo de toda la SMO y llegando hasta la Sierra de Pachuca y áreas vecinas.

En el escenario de que la Sierra de Pachuca esté asociada a la FVTM. Se han presentado en los últimos años edades que demuestran que la FVTM comenzó su actividad mucho antes de lo que se pensaba. Lenhardt et al. (2010) reportan una edad para la Formación Tepoztlán de



entre 18.8 y 22.8 Ma. Lo sugiere que los inicios de FVTM en el sector central se remontan desde principios del Mioceno Temprano. Teniendo en cuenta que las características magmáticas del EVI se asemejan a las características descritas para los primeros pulsos de la FVTM, entonces el EVM caracterizado por las ignimbritas sería una composición anómala para las edades que se correlacionan a este tipo de magmas asociados a la FVTM, pero eso no impide la posibilidad de que todos los magmas encontrados en la Sierra de Pachuca pertenezcan al origen y evolución de la FVTM. Bajo esta hipótesis se propone un modelo que se puede observar en la Figura 6.5. La Figura 6.5A muestra el proceso de subducción de la Placa de Cocos que generó el magmatismo en el su sector central y oriental de la FVTM ocasionando la formación del EVI y poco después el EVM, posteriormente habría un ligero hiatus magmático y se retomaría el magmatismo en el Mioceno Medio asociado al desplazamiento sub-horizontalmente de la Placa de Cocos (200 km) y después cambia su ángulo drásticamente a unos 70° , lo que ocasiona que en la zona de tras arco actual (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012), se genere fusión parcial del slab que interactuó con el manto originando el Evento Volcánico Superior de la Sierra de Pachuca.

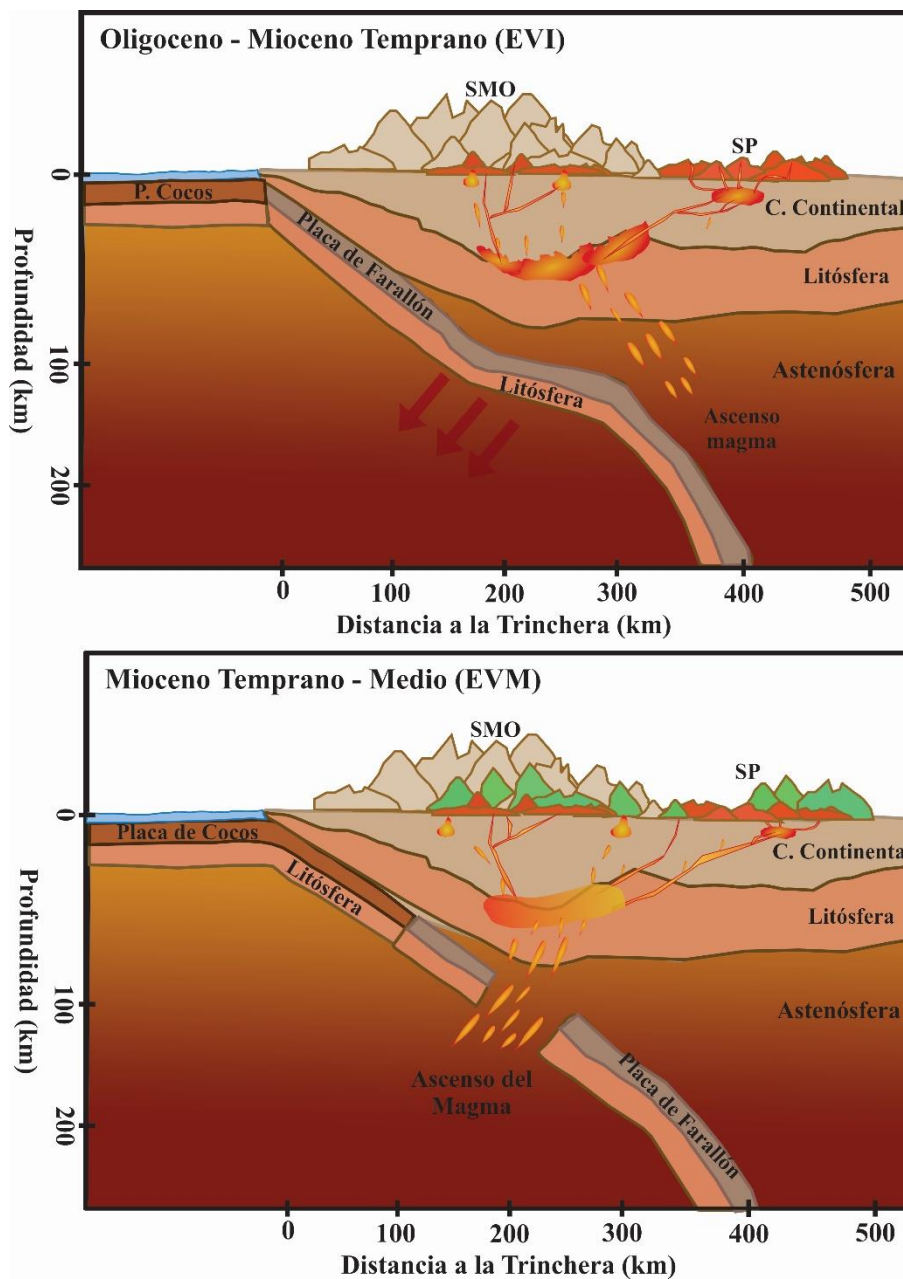


Figura 6.4 Modelo tectono-magmático que ejemplifica la generación de magmas asociados a la SMO en sus eventos magmáticos finales y que pudieran estar asociados al origen magmático de la Sierra de Pachuca. A) Aparición de un proceso de roll-back y el ascenso de manto astenósférico produjo el primer pulso *flare-up* de la SMO, que pudo haber alcanzado a la región de Pachuca. B) Un segundo *flare-up*, como parte del rompimiento de la placa Farallón, que pudo haber propiciado el Evento Volcánico Medio con la generación de ignimbritas.

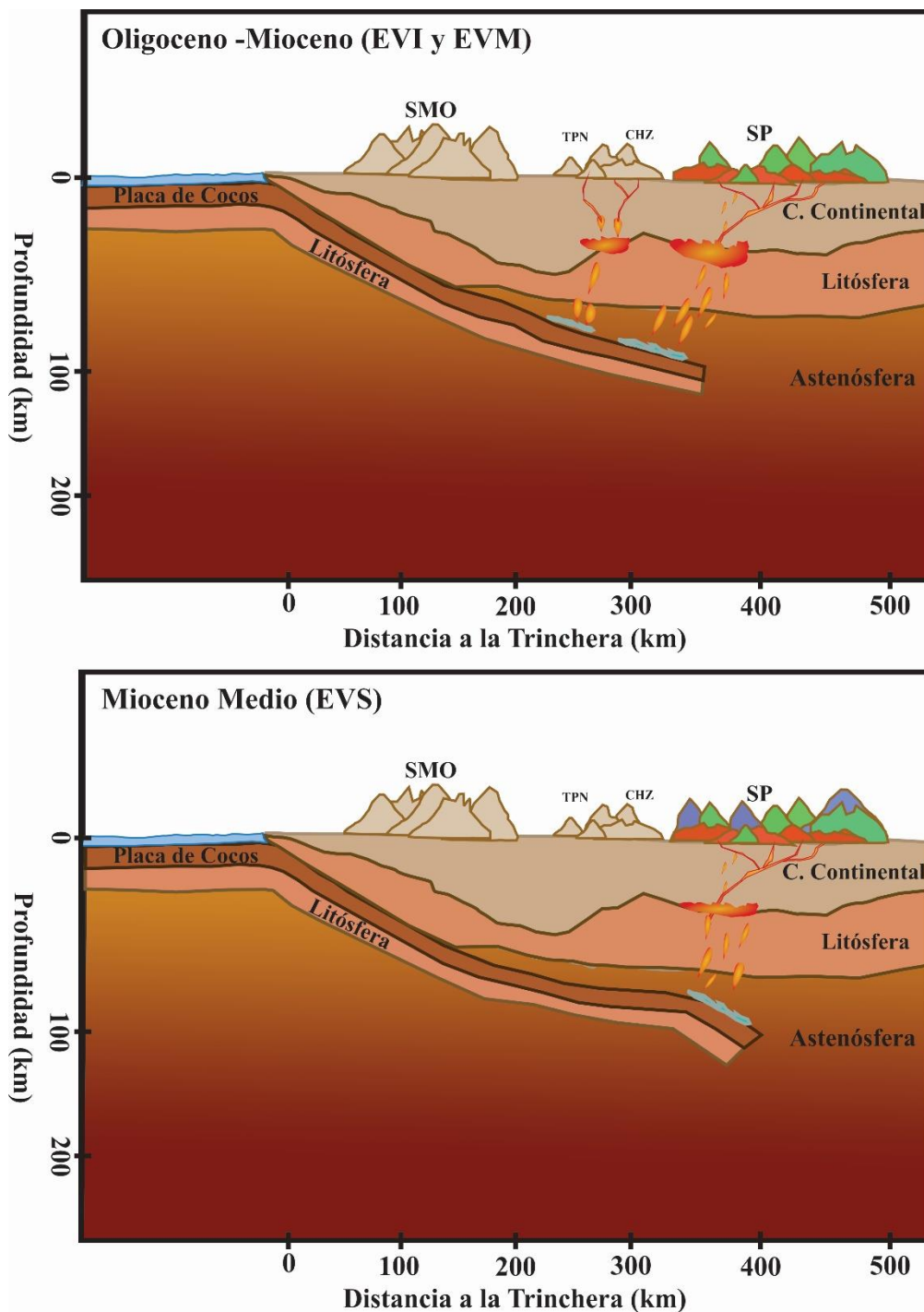


Figura 6.5 Modelo tectono-magmático que ejemplifica la generación de magmas asociados a la FVTM en sus primeros eventos y que pudieran estar asociados al origen magmático de la Sierra de Pachuca. A) Subducción de la Placa de Cocos que genera el magmatismo en el centro de México, como Tepoztlán (TPN) y Chalcatzingo (CHZ), así como en la Sierra de Pachuca. B) El desplazamiento sub-horizontal de la Placa de Cocos genera el Evento Volcánico Superior con una posible fusión del slab.

6.5 Conclusiones

- Los estudios geológicos, petrográficos y geoquímicos permitieron la identificación de 3 eventos volcánicos, emplazados en un intervalo de edades del Oligoceno al Mioceno – Medio que se representaron en un mapa geológico.
- El Evento Volcánico Inferior está compuesto por flujos y domos de lava de composición intermedia (andesita, dacita), a excepción de la Fm. Santiago que también presenta una composición riolítica. Se distribuyen a lo largo de toda la Sierra, con un intervalo de edad del Oligoceno – Mioceno Temprano.
- El Evento Volcánico Medio está compuesto por ignimbritas y depósitos piroclásticos de composición silícica, que se distribuyen en la zona sureste del área de estudio y de manera aislada en la zona noroeste y central, se propuso un intervalo de edad del Mioceno Temprano – Medio.
- El Evento Volcánico Superior está constituido por domos y flujos de composición andesítica, que se distribuyen de manera aislada a lo largo de la Sierra y se obtuvo una edad de la Fm. San Cristóbal de 11.39 ± 0.24 Ma (k-Ar), correspondiente al Mioceno Medio.
- Los estudios geoquímicos revelaron que las rocas de la Sierra de Pachuca son calcoalcalinas y presentan las firmas geoquímicas típicas de magmas asociados a procesos de subducción.
- Las relaciones isotópicas de Sr y Nd sugieren que interactuaron con una fuente enriquecida, a excepción de las rocas del EVS que presentan valores poco radiogénicos.
- La relación tectono-magmática de la Sierra de Pachuca es poco clara, aún se carece de evidencias suficientes que permitan dilucidar si estas rocas pertenecen a la FVTM, a la SMO o un proceso de transición entre ambas provincias.
- Se propone que la Sierra de Pachuca es un complejo volcánico, con la presencia de una o más cámaras magmáticas, que permitieron obtener magmas porfídicos e ignimbritas, que tuvieron diferentes conductos o fisuras de alimentación a lo largo de la sierra, y a través del tiempo aportaron magmas a la conformación de esta gran estructura volcánica.



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alba-Aldave, L. A., Reyes-Salas, M., Morán-Zenteno, D., Angeles-Garia, S. y Corona-Esquivel R., 1996. Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la region de Taxco-Huautla. *Actas Instituto Nacional de Geoquímica*, 2: 39–44 pp.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, **97**: 473-485 pp.
- Aparicio-Canales, O. y Contreras-Cruz, D. 2016. Caracterización Petrográfica y Geoquímica de las Rocas Volcánicas del Área de Epazoyucan-Singuilucan, Estado de Hidalgo. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, p.137.
- Aranda-Gómez J. J., Henry C. D., Luhr J. F., 2000. Evolución Tectónica Post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la Porción Meridional de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 53: 59-71 pp.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Morales-Casique, E., Benowitz, J. A., Rangel, E. and Escolero, O., 2013. New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of ⁴⁰Ar/^{Ar} geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266: 34-49 pp.
- Bryant, S. E., Ewart, A., Stephens, C. J., Parianos, J. and Downes, P. J., 2000. The Witsunday volcanic province, central Queensland, Australia: Lithological and stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 99: 55 – 78 pp.
- Campa, M. F. and Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**: 1040-1051 pp.
- Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M. A., Cardellach, E., & Canals, À., 2003. Ages of epithermal deposits in Mexico: regional significance and links with the evolution of Tertiary volcanism. *Economic Geology*, **98(5)**: 1029-1037 pp.
- Capra, L., Macías, J., Garduño, V., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional*, **36(3)**:161-179 pp.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*, **2**:172-187 pp.
- Demant, A., Cochemé J. J., Delpretti, P., Pigué, P., 1989. Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwestern Sierra Madre Occidental, México. *Bolletín Soc. geol. France*, V.8, **4**: 737-748 pp.



-
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: *Geophysical Research Letters*, 21 pp.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*, 2nd Edition. New York, EE.UU., John Wiley & Sons. p. 557.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquare, G., Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*, 33: 91-105 pp.
- Ferrari, L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Nuñez G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27: 303-306 pp.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Romero, F., 2000, Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, *en* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*. Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334: 65-84 pp.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., & Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21(4).
- Ferrari, L., Valencia-Moreno M., Bryan S., 2005. Magmatismo y Tectónica en la Sierra Madre Occidental y su Relación con la Evolución de la Margen Occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo 62: 343-378 pp.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., and Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523: 122-149 pp.
- Fink J.H., Anderson S. W., 2000. Lava Domes and Coulees. *Encyclopedia of volcanoes*, EE.UU. Academic Press, p. 307-318.
- Fries, C. J., Hibrard, C. W. y Dunkley D. H., 1955. Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerates at Guanajuato, México. *Smithsonian Misc. Call*, 123: 25 pp.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., and Garduño, V.H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, 318: 281-302 pp.
- García-Tovar, G. P., 2009. Caracterización geológica, geoquímica e isotópica de las lavas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. *Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría*, p. 118.



-
- Gill, R., 1981, *Igneous rocks and processes, a practical guide*, Wiley-Blackwell, p. 472.
- Geyne, A., Fries, C., Segerstrom, K., Black, R. y Wilson, I. 1963. *Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, state of Hidalgo, Mexico*.
- Geyne, A.R., Fries, Jr. C., Segerstrom, K., Black, R.F. y Wilson, I.F., 1990. *Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, Hidalgo, México en Silver deposits of Mexico. Geological Society of America Bulletin*, 241-258 pp.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T. y Ferrari, L., 2005. *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del centenario, LVII (3): 227-283 pp.*
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N., Ortega-Guitérrez, F., Solé, J., and Iriondo, A., 2008. *The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. Geology* 36: 471-474 pp.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1998, *Carta Topográfica Pachuca (F14D81), escala 1:50,000, Segunda edición.*
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1998, *Carta topográfica Tulancingo (F14D82), escala 1:50,000, Segunda edición.*
- Irvine. T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548 pp.
- Kay, R. W., and Kay, S., 1993. *Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics*, 219: 177-189 pp.
- Kerr, P.F. 1977. *Optical Mineralogy*. New York, EE.UU., McGraw-Hill Book Company, p 492.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology*, 27: 745-750 pp.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Wolley, A.R. 2002. *Igneous Rocks a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 240 pp.
- Lenhardt, N., Böhnelt, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J. and Hinderer, M., 2010. *Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the*



-
- Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 72: 817–832 pp.
- López-Reyes, J., De los Santos-Montaña, J.J., Cacho-Casillas, S. y Sánchez-Bermeo, G., 1997. Carta Geológico-Minera Pachuca F14-11, escala 1:250,000, Estados de Hidalgo, Querétaro, Estado de México, Veracruz y Puebla: Pachuca, Hidalgo. Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, p. 137.
- LUGIS, 2000, Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1479-1487.
- McKee, E.H., Dreier, J.E., and Noble, D.C., 1992. Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real del Monte, Mexico: An example of spacetime association of volcanism and epithermal Ag-Au mineralization: *ECONOMIC GEOLOGY*, 87:1635–1637 pp.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L., Corona-Ezquivel, R., Reyes-Salas, M., Martínez-Serrano, R., and Angeles-García, S., 1999. Stratigraphy and tectonic significance of the Tertiary silicic volcanism in northern Guerrero, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt-Structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12: 55-70 pp.
- Mori, L., 2007. Origen del magmatismo Miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano. Universidad Nacional Autónoma de México. Centro de Geociencias, Campus Juriquilla. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Tesis de Doctorado, p.130
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S. L., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244: 452:473 pp.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S. L., Pérez-Arvizú, O. and Solís-Pichardo, G., 2009. Lithospheric Removal as a Trigger for Flood Basalt Magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 50: 2157-2186.
- Muller et al., 2017. Thermal Ionization Mass Spectrometry (en línea) consultado en la página web:
https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/TIMS.html
-



-
- Nakamura, N., 1974. Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, Á. F., 1992. Carta geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo, p. 74.
- Ortega-Gutiérrez, Sedlock, R. L. and Speed, R. C., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R. C. (ed.), *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions*. Boulder, CO. Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306 pp.
- Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Eguchi, M., Tagami, T., Petrone, C., Jacobo-Albarran, J., 2003, The Eastern Alkaline Province (Mexico) revised: geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State, *en 99ª Reunión Anual, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., Libro de resúmenes*, p. 58.
- Pardo, M. and Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 12357-12373 pp.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, **146**: 353-364 pp.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A. and Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan. Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, p. 22.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths: Nantwich, Shiva*. 230-249 pp.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters* 35 pp.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81 pp.



-
- Ramírez-Ramírez, B., 2016. Campo Volcánico San Vicente, Estado de Hidalgo, Faja Volcánica Trans- Mexicana: Variaciones geoquímicas e isotópicas y su relación con el retroceso del arco hacia la trinchera. Tesis de Licenciatura, Instituto Politécnico Nacional, p. 120.
- Ramírez-Tello E., Uribe-Luna J., Galeana-Galicia O. A., Bahena-Estrada F. M., Luna-Castro H. F. 2016. Carta Geológico-Minera de Tulancingo, F14-D82, escala 1:50,000, Estado de Hidalgo, Pachuca Hidalgo, México.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation Pearson, p. 352.
- Ruiz, J., Patchett, P. J. y Arculus, R. J., 1988. Nd-Sr isotope composition of the lower crustal xenoliths-Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 36-42 pp.
- Sánchez-Rojas, L.E., Arredondo-Mendoza, J.A. y Cardoso-Vázquez, E.A., 2005. Carta Geológico Minera Pachuca, F14-D81, escala 1:50,000, Estado de Hidalgo: Pachuca, Hidalgo, México. Consejo de Recursos Minerales, informe técnico, 115 p.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. and Macías, J. L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6): 1243-1282pp.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R. 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Boulder, CO. Geological Society of America, Special Paper, **278**: 153 pp.
- Segerstrom, K., 1961. Geología del sureste del estado de Hidalgo y noreste del estado de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Ciencias Geológicas*, **13**: 147-168 pp.
- Segerstrom, K., 1956. Estratigrafía y tectónica del Cenozoico entre México, D. F. y Zimapan, Hgo. Congreso Geológico Internacional 20, Mexico 1956, Libro-guia de Excursiones A-3 y C-1, p. 11-22.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, in Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society (London), Special Publication, 42: 313-345 pp.
- UNESCO. 2017. Comarca Minera, UNESCO Global Geopark, (en línea) consultado en la página web: <http://www.unesco.org/new/en/natural-sciences/environment/earth-sciences/unesco-global-geoparks/list-of-unesco-global-geoparks/mexico/comarca-minera-hidalgo/>



-
- Valadez-Cabrera, S. 2012. Caracterización Petroológica del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila, Estado de Hidalgo: evidencias geoquímicas e isotópicas de Sr, Nd y Pb. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, p. 160.
- Van der Lee, S., and Nolet, G., 1997. Seismic image of the subducted trailing fragments of the Farallon plate: *Nature*, 386: 266 – 269 p.
- Valentinuzzi, M., C., 2008. Análisis por fluorescencia de rayos X: Implementación de guías de haces en reflexión Total. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis de Doctorado, p.111.
- Vite-Sánchez, O., 2016. Campo Volcánico Picacho, Estado de Hidalgo, sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana: caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica de Sr y Nd. Tesis de Licenciatura, Instituto Politécnico Nacional, p. 132.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Kluwer Academic Publishers, p. 456.
- White, W.M., 2005. *Geochemistry*. Cornell University, p. 701.
- Ward, P. L., 1995, Subduction cycles under western North America during the Mesozoic and Cenozoic eras, Miller, D. M., Busby, C. (eds.), *Jurassic Magmatism and Tectonics of the North American Cordillera*. Geological Society of America Special Paper, 299: 1-45 pp.
- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, J.M., Domínguez-Reyes, T. and Ni, J., 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research* 114 pp.



ANEXOS

Tabla A-1. Análisis modal de las muestras más representativas de la Sierra de Pachuca. (Plg) plagioclasa, (Px) piroxeno, (Qz) cuarzo, (Bt) biotita, (Hbl) anfíbol.

Muestra	Matriz (%)	Plg (%)	Px (%)	Pse (%)	Hbl (%)	Q (%)	Bt (%)	Fenocristales (%)	Total
Santiago									
SP-5	85.5	9.88	0.5	4.13				10.38	100
SP-6A	85.87	8.13	1.6	4.4				9.73	100
SP-6B	90.05	2.88	0.77	9.19				3.64	100
Pachuca									
SP-10	92.63	3.38	3.88			0.13		7.38	100
SP-11A	90.13	4.25	2.75	1.63		1.25		8.25	100
SP-12	97	0.88	2.13					3	100
SP-14	84.5	11.63	3.88					15.5	100
SP-16	73.13	22.63	4.25					26.88	100
Real del Monte									
SP-7A	74.75	21.88	2.75	0.63				24.63	100
SP-8A	67.13	24.5	4	4.38				28.5	100
Vizcaína									
SP-20	79.13	16.88		2.75		1.25		18.13	100
Cerezo									
SP-8B3	82.88	3	0	8.63		4.88	0.63	8.5	100
Tezuantla									
SP-17	80.38	12.88				5	1.75	19.63	100
SP-21A	87.5	4.25				7.63	0.63	12.5	100
SP-21B	87.5	5				6.88	0.63	12.5	100
Ignimbrita Peñas Cargadas									
SP-18	88	4.38		0.5		5.13	2	11.5	100
Cubitos									
SP-9	98.5	0.38	1.13					1.5	100
SP-1S	90.05		0.77	9.19	0			0.77	100
SP-1V	89.11			8.91	1.82	0.17		1.98	100
SP-2	97.86		1.29	0.86				1.29	100



Tabla A-2. Datos de los elementos mayores y traza de la Sierra de Pachuca.

Muestra	SP-5	SP-13	SP-14	SP-16	SP-11A	SP-7A	SP-8A
Latitud N	20°07'17.2"	20°07'51.8"	20°07'50.6"	20°07'59.1"	20°08'59.1"	20°07'6.5"	20°06'55.4"
Longitud W	98°43'28.3"	98°43'18.4"	98°43'22.2"	98°42'11.4"	98°44'45.8"	98°42'20.3"	98°42'21.2"
msnm	2531	2629	2624	2680	2736	2497	2580
Unidad	Santiago	Pachuca				Real del Monte	
ELEMENTOS MAYORES (% En peso)							
SiO ₂	71.128	64.546	61.109	62.985	73.826	62.003	67.316
TiO ₂	0.391	1.029	0.9	0.8	0.534	0.93	0.64
Al ₂ O ₃	14.462	15.87	15.455	15.535	11.697	16.446	15.876
Fe ₂ O _{3t}	2.976	5.639	5.143	3.569	3.022	5.912	4.202
MnO	0.029	0.083	0.085	0.071	0.022	0.078	0.032
MgO	0.499	2.509	2.957	1.868	0.261	2.584	0.813
CaO	0.379	0.934	3.231	3.904	0.109	4.86	2.581
Na ₂ O	4.057	3.915	4.351	3.915	0.166	3.86	3.949
K ₂ O	4.592	2.039	2.211	2.211	9.195	1.619	2.325
P ₂ O ₅	0.07	0.231	0.265	0.176	0.044	0.176	0.153
PXC	1.4	3.25	4.23	4.94	1.18	1.64	2.08
Suma Total	99.983	100.045	99.937	99.974	100.056	100.108	99.967
ELEMENTOS TRAZA (ppm)							
Li	14.307	39.727	53.092	14.101	23.843	12.314	
Be	1.574	1.122	1.456	1.329	0.889	1.319	
B	3.098	8.705	0.892	6.153	0.898	1.145	
P	0.069	0.243	0.274	0.177	0.044	0.176	
Sc	7.127	12.984	12.379	9.532	6.525	13.647	
Ti	0.378	0.982	0.885	0.744	0.421	0.880	
V	12.327	103.810	80.893	56.995	48.691	97.384	
Cr	134.501	113.704	122.679	70.180	181.958	166.434	
Co	3.631	13.907	13.224	9.864	2.714	11.902	
Ni	2.587	24.580	39.540	16.042	6.546	24.778	
Cu	2.456	10.133	13.903	11.564	18.704	11.255	
Zn	38.504	63.223	67.349	54.623	22.035	64.558	
Ga	16.398	19.701	18.551	17.987	12.196	19.078	
Rb	152.336	72.819	51.728	52.622	327.961	31.382	
Sr	302.181	428.852	660.589	406.461	111.948	508.371	
Y	19.664	22.047	23.734	19.514	10.764	22.339	
Zr	95.478	131.642	193.852	85.362	102.924	98.380	
Nb	9.938	8.314	13.932	9.277	5.865	8.533	
Mo	0.965	0.499	0.367	0.430	0.929	1.118	
Sn	1.421	0.820	1.196	0.911	1.143	0.933	
Sb	4.440	0.500	0.537	0.100	0.834	0.132	
Cs	3.946	5.527	1.640	0.759	2.052	1.053	
Ba	827.064	357.805	796.992	516.705	740.860	446.124	
La	30.013	28.283	33.249	26.190	14.926	19.861	
Ce	50.611	55.971	62.663	42.768	19.377	39.569	
Pr	6.517	8.158	8.244	6.037	3.520	5.079	
Nd	22.975	31.883	31.612	23.098	12.787	20.275	
Sm	4.327	5.967	6.124	4.564	2.298	4.346	
Eu	0.964	1.617	1.497	1.234	0.670	1.289	
Tb	0.566	0.711	0.772	0.614	0.301	0.635	
Gd	3.789	5.032	5.329	4.224	1.972	4.235	
Dy	3.213	3.930	4.366	3.398	1.765	3.762	
Ho	0.627	0.770	0.853	0.655	0.375	0.755	
Er	1.712	2.146	2.324	1.685	1.061	2.054	
Yb	1.601	2.000	2.199	1.456	1.111	1.902	
Lu	0.243	0.298	0.323	0.218	0.168	0.283	
Hf	2.752	3.558	4.735	2.142	2.366	2.676	
Ta	0.883	0.451	0.875	0.637	0.408	0.577	
W	0.503	0.423	0.370	0.426	0.864	0.386	
Tl	1.322	0.519	0.543	0.150	5.900	0.127	
Pb	11.156	6.773	6.994	6.519	4.878	6.262	
Th	10.354	5.105	6.512	4.610	4.479	4.738	
U	1.693	1.064	1.348	0.969	0.904	0.999	



Tabla A-2. (continuación)

Muestra	SP-20	LN-5	EP-6A	BR-8	PIMM-2	PIMM-3	SP-8B3
Latitud N	20°07'1.3"	20°07'14"	20°02'17.70"	20°00'37.00"	20°01'29.4"	20°01'29.4"	20°06'50.8"
Longitud W	98°37'39.4"	98°37'10.6"	98°39'20.00"	98°40'45.4"	98°32'35.5"	98°32'35.5"	98°42'25.2"
msnm	2841	2850	2572	2490	-	-	2578
Unidad	Vizcaíña		Ig. Epazoyucan		Igmimbrita M.R		Cerezo
ELEMENTOS MAYORES (% En peso)							
SiO ₂	59.522	61.525	76.129	76.025	75.455	75.441	76.656
TiO ₂	0.769	0.877	0.102	0.12	0.227	0.218	0.074
Al ₂ O ₃	16.051	16.074	12.873	12.876	12.415	12.402	11.708
Fe ₂ O _{3t}	4.904	5.149	1.21	1.322	1.92	1.544	1.407
MnO	0.079	0.061	0.025	0.028	0.025	0.028	0.018
MgO	2.866	3.098	0.172	0.197	0.519	0.666	0.693
CaO	6.063	3.901	0.704	0.645	0.999	1.06	0.99
Na ₂ O	3.514	3.975	4.143	4.275	2.768	2.983	0.518
K ₂ O	1.607	1.112	4.134	3.738	3.964	3.918	3.01
P ₂ O ₅	0.214	0.2	0.015	0.026	0.045	0.052	0.091
PXC	4.48	3.79	0.38	0.65	1.53	1.53	4.87
Suma Total	100.069	99.762	99.887	99.902	99.867	99.842	100.035
ELEMENTOS TRAZA (ppm)							
Li	11.162		10.957	16.306	9.613		10.112
Be	1.330		2.211	2.457	1.685		1.972
B	1.490				1.340		1.738
P	0.220		0.020	0.028	0.037		0.094
Sc	10.979		4.834	5.386	1.132		1.770
Ti	0.743		0.108	0.120	0.210		0.136
V	74.888		2.754	4.315	16.678		15.952
Cr	205.895		237.030	149.180	225.997		69.982
Co	16.331		1.094	1.549	1.950		2.031
Ni	81.227		3.417	2.748	2.567		1.560
Cu	22.292		1.663	2.041	3.240		1.516
Zn	54.843		22.547	19.748	21.899		31.420
Ga	18.420		16.463	16.891	13.961		16.717
Rb	33.592		95.599	92.606	84.247		70.549
Sr	698.910		79.132	81.755	148.030		1442.841
Y	17.960		22.376	25.654	19.836		22.955
Zr	120.336		53.181	59.039	56.239		76.321
Nb	8.228		10.551	12.779	10.160		11.456
Mo	0.719		3.080	2.670	1.795		0.502
Sn	1.163		1.947	1.071	1.366		1.880
Sb	0.123		0.273	0.158	0.160		0.158
Cs	0.466		1.635	1.413	0.548		2.600
Ba	736.961		931.760	836.620	769.377		2306.040
La	27.927		31.227	37.180	48.090		40.069
Ce	58.321		58.366	58.331	63.375		68.237
Pr	7.366		6.973	9.451	8.790		8.784
Nd	28.483		23.159	32.466	28.744		30.105
Sm	5.401		4.330	6.282	4.610		5.480
Eu	1.424		0.555	0.951	0.952		0.891
Tb	0.622		0.598	0.800	0.620		0.693
Gd	4.465		3.746	5.250	4.183		4.503
Dy	3.339		3.584	4.542	3.388		3.991
Ho	0.640		0.712	0.877	0.662		0.784
Er	1.715		2.136	2.490	1.876		2.230
Yb	1.564		2.288	2.374	1.904		2.227
Lu	0.226		0.344	0.346	0.285		0.325
Hf	3.164		2.264	2.066	2.066		2.845
Ta	0.584		1.089	1.141	0.980		1.045
W	0.354		0.554	0.583	0.482		0.192
Tl	0.166		0.524	0.470	0.416		0.641
Pb	6.167		9.176	10.432	8.185		8.680
Th	6.393		12.000	10.878	11.596		11.277
U	1.390		2.857	2.263	2.092		2.071

Tabla A-2. (continuación)

Muestra	SP-4	SP-21A	SP-17	SP-18	SP-12	SP-1S	SP-2	SP-9
Latitud N	20°07'19.1"	20°06'52.6"	20°07'21.6"	20°06'48.9"	20°08'29.9"	20°06'21.7"	20°06'8.1"	20°05'49.1"
Longitud W	98°43'26.1"	98°38'19.8"	98°41'29"	98°37'27.6"	98°44'29"	98°44'26.9"	98°43'54"	98°43'23.8"
msnm	2519	2902	2682	2823	2896	2575	2611	2522
Unidad	Dique silíceo	Tezuantla	Ignimbrita P.C.	San Cristobal	Cubitos			
ELEMENTOS MAYORES (% En peso)								
SiO ₂	78.082	73.312	77.317	75.158	60.379	60.802	58.983	58.672
TiO ₂	0.109	0.118	0.162	0.093	1.046	0.869	1.071	1.067
Al ₂ O ₃	10.865	12.285	12.78	13.425	16.774	17.467	17.553	17.652
Fe ₂ O _{3t}	0.499	1.202	1.594	1.112	5.8	5.142	6.063	6.055
MnO	0.011	0.023	0.023	0.032	0.091	0.098	0.098	0.1
MgO	0.216	0.583	0.418	0.199	3.671	2.587	3.885	4.031
CaO	0.074	1.792	0.181	0.474	6.89	6.085	6.881	7.164
Na ₂ O	0.329	1.954	2.761	3.528	3.962	4.15	4.055	4.106
K ₂ O	9.413	3.204	2.797	4.744	0.834	1.65	0.702	0.671
P ₂ O ₅	0.02	0.024	0.031	0.027	0.241	0.242	0.275	0.271
PXC	0.46	5.59	1.97	1.25	0.41	0.91	0.5	0.17
Suma Total	100.078	100.087	100.034	100.042	100.098	100.002	100.066	99.959
ELEMENTOS TRAZA (ppm)								
Li		12.715		12.399	3.906	8.823		7.202
Be		2.112		2.445	0.983	1.491		1.029
B		2.239		2.398	5.355	2.072		6.360
P		0.015		0.025	0.250	0.247		0.280
Sc		1.400		4.740	11.484	10.636		10.636
Ti		0.119		0.096	0.995	0.866		1.049
V		3.033		1.703	110.795	100.841		108.309
Cr		49.946		130.065	124.088	68.297		118.506
Co		0.789		0.603	15.434	13.195		16.736
Ni		1.043		1.529	24.609	9.674		33.387
Cu		0.305		0.664	18.904	9.966		20.306
Zn		30.288		18.631	65.546	67.093		69.495
Ga		15.724		16.981	20.692	20.486		21.669
Rb		78.520		112.151	8.012	23.463		4.761
Sr		139.253		48.265	1258.494	910.993		1457.935
Y		20.378		25.949	18.670	71.556		16.726
Zr		67.799		65.178	112.506	151.507		121.094
Nb		11.008		14.284	5.327	8.860		6.164
Mo		0.424		1.538	0.812	0.859		0.790
Sn		1.862		2.321	0.569	0.892		0.674
Sb		0.154		0.180	0.066	0.130		0.068
Cs		1.358		1.237	0.083	0.219		0.046
Ba		826.215		886.379	257.105	777.561		248.187
La		31.677		20.018	16.787	54.632		20.219
Ce		60.958		41.731	31.991	48.510		40.593
Pr		7.266		5.592	4.783	13.153		6.115
Nd		25.060		19.704	19.915	54.007		24.568
Sm		4.655		4.497	4.002	11.377		4.803
Eu		0.635		0.500	1.348	2.712		1.537
Tb		0.601		0.676	0.537	1.800		0.586
Gd		3.932		4.039	3.730	11.909		4.150
Dy		3.369		4.191	3.124	11.027		3.241
Ho		0.668		0.855	0.635	2.207		0.627
Er		1.934		2.424	1.737	6.109		1.685
Yb		2.045		2.567	1.593	5.431		1.529
Lu		0.302		0.379	0.238	0.777		0.223
Hf		2.586		2.830	2.844	3.675		2.994
Ta		0.965		1.321	0.178	0.542		0.215
W		0.499		0.819	0.080	0.255		0.078
Tl		0.376		0.602	0.024	0.148		0.101
Pb		6.994		12.119	3.188	5.419		3.713
Th		10.313		9.368	1.256	2.049		1.410
U		2.242		2.603	0.276	0.827		0.348