

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DEL CAMPO
VOLCÁNICO DE SANTIAGO TETLAPAYAC-EL TEPOZÁN-SANTA CRUZ,
HIDALGO”



TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

JUAN CARLOS CORREA TELLO

DIRECTOR DE TESIS: **Dr. RAYMUNDO G. MARTÍNEZ SERRANO**

México D. F., Marzo 2011





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.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México mi alma mater.

A mis padres Jocabeth y José, a quienes les debo todo lo que soy y algún día llegare a ser. En todo momento los llevo conmigo.

A mis hermanos Humberto, Rosa y Roberto, mi prima Rosdaly y mi hermano adoptivo Juan Carlos que a su manera han sabido apoyarme y motivarme a lo largo de la vida.

Al Dr. Raymundo Gerardo Martínez Serrano, por permitirme ser parte de su proyecto, por las largas jornadas de asesorías y consultas, por el conocimiento transmitido, su paciencia, pero sobre todo por brindarme su amistad y confianza.

Agradezco al proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN118909-3, que gracias a el se pudo realizar el pago de los gastos de laboratorio, así como las salidas de campo. También me gustaría extender un agradecimiento al Instituto de Geofísica de la UNAM por el apoyo económico brindado por medio de una beca (2010) para la elaboración de este trabajo.

A la maestra Gabriela Solís Pichardo, por su ayuda en los análisis isotópicos que se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica y por su asesoría técnica. Al Ing. Teodoro Hernández Treviño por las facilidades prestadas para el uso del equipo de molienda y trituración del Instituto de Geofísica. A la química Patricia Girón García y Santiago Avilés por su ayuda en la elaboración de los análisis de Fluorescencia de Rayos X.

A los profesores de la Facultad de Ingeniería, Ing. Germán Arriaga García, Dr. Carlos Eduardo Garza González Vélez, Ing. Miguel Ángel Ruvalcaba Sepúlveda y M.C. Juana Elia Escobar Sánchez quienes fungieron como sinodales de este trabajo. Me gustaría agradecerles por sus atinados comentarios y correcciones que enriquecieron esta tesis.

A mis compañeros de clase y a los profesores de la Facultad de Ingeniería, UNAM que me acompañaron y compartieron su conocimiento a lo largo de mi formación profesional dentro de la Universidad.

A la M. en C. Gloria Patricia García Tovar, por su amistad, su ayuda académica, su apoyo en las salidas de campo, su paciencia e interés que mostro a lo largo del desarrollo de esta tesis.

A Sac-Nicté Valadez, Karla Juárez, Yanin Núñez y Perla Serrano por brindarme su amistad y ser un excelente grupo de trabajo, que compartió sus conocimientos conmigo y me brindo su amistad y motivación para realizar este trabajo.

Especialmente me gustaría agradecer a mis amigos y colegas Marcos Corro, Mónica Rodríguez, Miguel Cruz, Héctor Pale, Javier Villegas, Paco Ruíz, Alonso Barriga, Mónica Pérez, Diana Flores, Marcelo Godefroy, Mildred Zepeda (y familia), Felipe Mitre, Arturo Morales, Saúl Solís, David González, Osvaldo Álvarez, Paris Urban (†), Martin Corona, Lizbeth García, Ricardo Díaz, Emmanuel Cervantes, Mayra Cuellar, Mario Centeno, María Velázquez y a todas aquella personas con las que compartí momentos especiales a lo largo de la carrera. Por todos los momentos y recuerdos que compartimos dentro de las aulas y fuera de ellas. Gracias por su amistad y hermandad.

A mis amigos de la Escuela Nacional Preparatoria No. 9, Gabriel Durán, Daniel De la Parra, Daniel Cabrera, Guillermo Ayala, Margarita Serrano, Erasmo Villagra, Guillermina Sánchez, Nalleli Enciso, Angélica Estrada, Román Ojeda, Daniel Sánchez y Samuel Velásquez, por su incondicional amistad y su apoyo en cada momento desde que los conozco.

Y a esa personita tan especial que tuve el privilegio de conocer este año.

Índice

Resumen

Agradecimientos

Lista de figuras y tablas

	Pág.
Capítulo I. Introducción	
1.1 Generalidades	1
1.2 Localización y vías de acceso al área de estudio	2
1.3 Justificación	5
1.4 Objetivo	5
1.4.1 Objetivos específicos del trabajo	6
1.5 Metodología	6
1.5.1 Trabajo de gabinete	6
1.5.2 Trabajo de campo	7
1.5.3 Trabajo de laboratorio	7
Capítulo II. Descripción de Técnicas Analíticas	
2.1 Obtención de muestras de afloramiento	9
2.2 Elaboración de laminas delgadas	10
2.3 Trituración y pulverización de muestras	10
-Cuarteo y homogenización de las muestras pulverizadas	
2.4 Determinación de concentraciones de elementos mayores y algunos traza por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX)	13
- Preparación de muestra para su análisis por Fluorescencia de Rayos X	
2.5 Determinación de concentración de los elementos de tierras raras por medio de ICP-MS	16

2.6 Determinación de relaciones isotópicas de Sr y Nd por medio de espectrometría de masas.	18
- La espectrometría de masas	
Capítulo III. Geología	
3.1 Contexto Geológico Regional	24
-Faja Volcánica Trans-Mexicana	24
3.2 Marco Geológico del área de estudio	30
3.2.1 Basamento	30
3.2.2 Inicios de la actividad magmática de la zona de estudio	31
-Andesita Apan (Mioceno Medio)	31
-Dacita El Rosario	31
-Ignimbrita Tetlapayac	32
-Secuencia Volcánica Acoculco	32
+Unidad Pre-Caldera	32
+Unidad Sin-Caldera	33
+Actividad postcaldérica	33
-Campo Volcánico Tezontepec-Chignahuapan	33
3.3 Resultados: Descripción geológica del Campo Volcánico	
Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán	36
3.3.1 Unidad Volcánica Inferior ($\approx 13.4 - 12.6$ Ma)	36
-Ignimbrita Tetlapayac	37
-Ignimbrita Las Pailas	39

-Domos e ignimbritas dacítico-riolíticas	42
+Cerro Blanco-Terrerillos	42
+Cerro La Defensa	42
-Riolita Tellez-Peña Los Órganos	44
-Ignimbrita No-Diferenciada	45
3.3.2 Unidad Volcánica Superior ($\approx 2.5 - 1.5$ Ma)	46
- Conjunto de conos volcánicos Coronilla – Tecajete (traquiandesita basáltica – basalto)	46
+Cono Cantera 1	47
+Cerros Balconcillo y Tecajete	48
+Cerro Coronilla	49
-Conjunto de conos El Muerto y La Puerta	50
-Grupo de conos San Antonio-El Resorte	51
-Cono San José Coliuca	55
-Volcán escudo El Coyote	57
Capítulo IV. Resultados: Petrografía, Geoquímica e Isotopía de Sr y Nd	
4.1 Petrografía y Análisis modal	59
4.1.1 Unidad Volcánica Inferior	59
-Ignimbrita Tetlapayac	59
-Ignimbrita Las Pailas	60
-Domos e ignimbritas dacítico-riolíticas	62
4.1.2 Unidad Volcánica Superior	
-Basaltos y andesitas-basálticas	64
-Traquiandesitas-basálticas	67
4.2 Geoquímica de elementos mayores y traza	

4.2.1 Elementos mayores	72
-Diagramas de TAS	72
-Diagramas SiO ₂ vs. K ₂ O y triangular AFM	73
-Calculo de la norma CIPW	77
-Diagramas de Harker	78
4.2.2 Elementos Traza	82
-Diagramas de multielementos en rocas ígneas	83
-Resultados de elementos traza	84
-Tierras Raras	88
-Resultado de REE para las unidades volcánicas del área de estudio	89
4.3 Isotopía de Sr y Nd	93
- CHUR y εNd	95
-Resultados isotópicos del CVST-SCT	97
Capítulo V. Discusión y Conclusiones	
5.1 Discusión	102
5.2 Conclusiones	112
-Recomendaciones	114
Referencias Bibliográficas	115

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. a) Ubicación de la zona de estudio dentro de las porciones centro-oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005). b) Modelo digital de elevación en el que se presenta la ubicación del área de estudio y estructuras que la rodean, como el sistema de fallas NE-SW Apan-Tlálóc y la Caldera de Acoculco en la FVTM.
- Figura 1.2. Localización del área de estudio, mostrando las principales vías de acceso y sus poblaciones. Se indican también los números de cartas topográficas del INEGI que cubren el área. Las principales vías de acceso al área de estudio se representan en rojo, con el número de las carreteras.
- Figura 2.1. Mortero de anillos marca Rockwell.
- Figura 2.2. Cuarteo de muestras: (a) material utilizado: báscula, hojas blancas, espátulas, frascos limpios y bolsas de papel encerado; (b) cuarteo de la muestra con la espátula; (c) vaciado y pesado de la muestra.
- Figura 2.3. Espectrómetro secuencial de Fluorescencia de Rayos X SIEMENS SRS 3000 del LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM.
- Figura 2.4. Preparación de perlas para el análisis de elementos mayores: (a) Horno donde se calcina la muestra; (b) Pesado de la muestra con la mezcla fundente; (c) vaciado de la muestra en el crisol de Pt/Au y (d) Perlas terminadas y etiquetadas.
- Figura 2.5. Procedimiento de la preparación de tabletas para el análisis de elementos traza en FRX: (a) Equipo utilizado para prensar la muestra. (b) cilindro y pistones utilizados para el prensado de la muestra, (c) muestra prensada.
- Figura 2.6. Fotografías del trabajo en el LUGIS para la digestión de rocas y separación de los elementos químicos (Sr y Nd) en la sala de química ultra pura: (a) Digestión de las muestras en las parrillas de calentamiento. (b) Soluciones recuperadas con los respectivos elementos, las cuales se secan bajo la luz infrarroja. (c) Columnas de intercambio iónico para la separación de Sr. (d) Secado de las muestras bajo luz infrarroja, para posteriormente ser cargadas en el espectrómetro de masas.
- Figura 2.7. (a) Diagrama esquemático de las partes y funcionamiento del espectrómetro de masas. (b) Espectrómetro de masa Finnigan MAT-262 utilizado para la determinación de las relaciones isotópicas en el LUGIS. (c) Procedimiento de carga de una muestra de Nd en un filamento de renio del espectrómetro de masas.
- Figura. 3.1. Ubicación y división de la FVTM en tres sectores. La subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América, sugieren su relación con la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2005). En el recuadro se señala la ubicación de la zona de estudio (mapa modificado de Gómez-Tuena et al., 2005)
- Figura 3.2. Mapa de la FVTM (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005). Principales volcanes: Ceboruco (Ce), Colima (Co), Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), Complejo Volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro (CV-VB-Z), Nevado de Toluca (NT), Campo Volcánico Chichinautzin (CVC), Popocatépetl, Iztaccíhuatl, Telapón, Tlálóc (P,I,T,T), Malinche (M), Pico de Orizaba (PO), Campo Volcánico Palma Sola (PS), Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya-

Zamorano (PH-LJ-Z). Las curvas indican igual profundidad de la placa en subducción (tomado de Pardo y Suárez, 1995). En rojo: arco del Mioceno Medio – Tardío; verde: Episodio máfico del Mioceno Tardío; la línea de contorno azul muestra el límite del arco Pleistoceno - Cuaternario. También, se indican los posibles límites del basamento existente bajo la FVTM en colores (Sedlock et al., 1993). El CVST-SCT se muestra en el polígono negro-azul.

Figura 3.3. Mapa geológico de la región de Apan tomado de García-Palomo et al. (2002).

Figura 3.4. Mapa Geológico del Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán.

Figura 3.5. Afloramiento de la Ignimbrita Tetlapayac al este de los conos monogenéticos San Antonio. Se observa el bandeamiento de un bloque de color gris claro. Los bloques sueltos de este depósito piroclástico pueden alcanzar hasta 2 metros de largo.

Figura 3.6. Detalles de los afloramientos de la Ignimbrita las Pailas presente en diferentes cerros: (a) Afloramiento en el cerro El Presidio donde se observa diaclasamiento sub-horizontal. (b) Existen otros afloramientos en el cerro Las Águilas donde los depósitos son masivos con diaclasamiento vertical, formando peñascos.

Figura 3.7. (a) Aspecto morfológico de los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, formando peñascos, que coronan el paisaje. (b) Detalle del depósito masivo de bloques y ceniza compuesto por bloques de roca riolítica en una matriz fina muy consolidada. (c) Bloque de riolita con fenocristales de plagioclasa y cuarzo recrystalizado.

Figura 3.8. Afloramiento en la ladera SE del Cerro Blanco en el que se presentan grandes bloques de lava de composición dacítica bandeada de textura porfídica.

Figura 3.9. Cerro La Defensa donde se presenta un domo de dacitas-riolitas en bloques. La parte superior del domo está fuertemente alterada, con algunos horizontes de suelo y minerales arcillosos.

Figura 3.10. Vista panorámica de la Peña los Órganos, la cual presenta una composición riolítica y diaclasamiento por enfriamiento vertical.

Figura 3.11. Panorámica de las mesetas formadas por la Ignimbrita No-diferenciada en el camino que va al poblado Profesor Graciano Sánchez.

Figura 3.12. Detalles del Cono Cantera 1, donde se observa la estratificación intercalada de materiales de tamaño grava a ceniza de color rojo, donde se pudo contabilizar cerca de 20 pulsos eruptivos. Las bombas volcánicas en esta estructura son escasas y se presentan fallas normales locales que desplazan ligeramente la estratificación.

Figura 3.13. Panorámica de NE a SW de los Cerros La Coronilla, Balconcillo y Tecajete. Observe el cráter abierto hacia el norte en la cima del cono La Coronilla.

Figura 3.14. Panorámica del Grupo de conos volcánicos San Antonio. El volcán más antiguo se localiza al norte (Cono San Antonio 3) y el más reciente hacia el Sur (Cono San Antonio 1).

Figura 3.15. Imagen tomada de Google-Earth donde se aprecia la distribución de los conos San Antonio y el flujo de lava asociado al cono 1. Las líneas blancas muestran la distribución de afloramientos de la Ignimbrita Tetlapayac que subyace a las lavas y depósitos de escoria.

- Figura 3.16. Frente de lava basáltica masiva proveniente del Cono San Antonio 1 y que presenta diaclasamiento horizontal por enfriamiento.
- Figura 3.17. Imagen del Google Earth en la cual se puede identificar el cono cinerítico San José Coliuca y las coladas de lavas asociadas. La distancia máxima que alcanzaron las lavas es de 2.82 km.
- Figura 3.18. Panorámica del cono San José Coliuca del SW al NE. En el banco de material se observa escoria de color rojizo a negro y en el primer plano se ve parte del frente de lava que lo rodea.
- Figura 3.19. Panorámica del Volcán Escudo El Coyote. En primer plano se presentan las lavas de la etapa efusiva, cubiertas por materiales piroclásticos y suelo reciente (tierras de cultivo), y en segundo plano el cono cinerítico que corona al cerro. Observe el cráter orientado hacia el SW y del cual surge una segunda colada de lava.
- Figura 3.20. Imagen satelital (Google Earth), donde se representa con F1 al primer episodio eruptivo del volcán Coyote, se puede observar la forma radial de las lavas y con F2 la segunda colada más reciente del aparato.
- Figura 4.1. 1) Fotomicrografía en LN de la Ignimbrita Tetlapayac (TTC-25), donde se observan esferulitas color pardo y un fenocristal de plagioclasa fracturado. Las fotografías en LP 2, 3 y 4 forman parte de la Ignimbrita Las Pailas; 2) micro-fenocristal de cuarzo con bordes engolfados, macro-fenocristales de plagioclasa con bordes de reacción, dentro de una matriz vítrea con un pequeño porcentaje de microlitos; 3) macro-fenocristal de biotita en LP donde se observa un plegamiento de esta mica debido a la mecánica de emplazamiento de la roca. Junto a ella se observan macro-fenocristales de plagioclasa maclados; 4) aglomerado de macro-fenocristales de plagioclasa. Fotografías 5 y 6 constituyen los Domos e Ignimbritas dacítico-riolíticas; 5) la lamina TTC-34 muestra dos fenocristales de hornblenda con una matriz porfídica-microcristalina; 6) macro-fenocristal de plagioclasa con borde de reacción y maclas, dentro de una matriz vítrea. * LN=Luz Natural; LP=Luz Polarizada.
- Figura 4.2. Fotomicrografías 7 y 8 corresponden a los Domos e Ignimbritas dacítico-riolíticas; 7) fenocristales de plagioclasa en LP, con textura de tamiz y maclado, en una matriz hialopilitica; 8) macro-fenocristal de cuarzo con bordes engolfados. Fotomicrografías 9 y 10 correspondiente a los basaltos; 9) Textura porfídica-afanítica con un fenocristal de olivino y un fenocristal de clinopiroxeno; 10) aglomerado de fenocristales de piroxeno en una matriz microlítica; 11) Traquiandesítica-basáltica, fotografía tomada en LP, se observa una matriz microlítica de plagioclasa y ferromagnesianos con fenocristales de olivino y clinopiroxeno; 12) enclave encontrado en el Cerro Blanco, matriz microlítica con fenocristales de piroxeno tomada en LP. * LP= Luz Polarizada.
- Figura 4.3. Diagrama de TAS (Le Bas et al., 1986) utilizado en la clasificación de las rocas volcánicas del CVST-SCT. La curva roja separa los campos de las series alcalina de la subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).
- Figura 4.4. División de las rocas subalcalinas, utilizando el diagrama K₂O vs sílice de Peccerillo y Taylor (1976). La simbología es la misma que la utilizada en la Figura 4.3.
- Figura 4.5. Diagrama AFM: A= álcalis (Na₂O + K₂O): F= (FeO total) y MgO (% en peso) de Irvine y Baragar (1971) en el que se observa que todas las muestras siguen un comportamiento Calcoalcalino. La simbología es la misma que la utilizada en la Figura 4.3.

- Figura 4.6. Diagramas de Harker que muestran las variaciones de los contenidos de elementos mayores con respecto a sílice (% en peso) del CVST-SCT (la simbología es la misma que la Figura 4.3.).
- Figura 4.7. Patrones de elementos traza para los domos e ignimbritas de composición dacita-riolita y la Ignimbrita Las Pailas normalizados con respecto al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), note las anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti, y positivas de Rb, Ba, K y Pb.
- Figura 4.8. Patrones de elementos traza para las rocas basálticas, andesita-basálticas y traquiandesita-basálticas normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Puede observarse que los basaltos no presentan anomalías negativas de Nb y Ta con respecto a los elementos LILE.
- Figura 4.9. Patrones de elementos de Tierras Raras para la Unidad Volcánica Inferior del CVST-SCT. Concentraciones normalizadas con respecto a valores de condrita de Nakamura (1974).
- Figura 4.10. Patrones de elementos de Tierras Raras para la Unidad Volcánica Superior del CVST-SCT. Concentraciones normalizadas con respecto a valores de condrita de Nakamura (1974).
- Figura 4.11. a) Diagramas de evolución de las relaciones isotópicas de Sr y b) diagrama de evolución del Nd con respecto al tiempo geológico (Faure, 1986).
- Figura 4.12. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd iniciales de rocas de la corteza y el manto para las muestras del CVST-SCT, en el que se observa una afinidad general en todas las muestras con el arreglo del manto. Se puede ver que las rocas de la unidad Volcánica Superior (basaltos – andesitas basálticas) son los más radiogénicos indicando una mayor influencia cortical, en comparación con las rocas félsicas de la Unidad Superior. Las muestras del CVST-SCT se comparan con datos del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano, 2004), Popocatepetl (Shaaf et. al, 2005) y del Complejo Volcánico Telapón (García-Tovar, 2009).
- Figura 5.1. Esquema del vulcanismo Pachuca-Apan-El Peñon (Tomado de López-Hernández, 2009).
- Figura 5.2. Modelo esquemático del emplazamiento del episodio magmático del Mioceno (~13.4 – 5.3 Ma) que produjo la Unidad Volcánica Inferior.
- Figura 5.3 Modelo esquemático del episodio magmático del Plioceno-Pleistoceno (~2.1 – ~1.5 Ma) que produjo la Unidad Volcánica Superior.
- Figura 5.4. Ejemplo del comportamiento de la concentración del Fe_2O_3 , con respecto al SiO_2 de diferentes frentes de lava del cerro Coronilla, donde se observa la disminución de Fe_2O_3 que tuvo a lo largo de su historia eruptiva y que pudo ser producida por procesos de cristalización fraccionada.
- Figura 5.5. Diagrama de SiO_2 vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, donde se observa una tendencia positiva en las rocas basálticas y traquiandesita basáltica, lo cual sugiere que existió una asimilación cortical de los magmas basálticos que originaron cambios en la composición isotópica. Las rocas de la Unidad Volcánica Inferior se apartan fuertemente de las rocas de la unidad inferior indicando una fuente magmática distinta.
- Figura 5.6. Diagramas de variación Th/Ta vs. Yb (modificado de Gorton y Schandl, 2000). Se observa que las rocas de las Unidad Volcánica Superior (en azul) caen en el campo de los magmas de intraplaca,

mientras que la Unidad Volcánica Inferior (en rojos) se relacionan con magmas similares al MORB (Modificado de Gorton y Schandl, 2000).

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1. Procedimiento para la separación de Sr y Tierras Raras (REE).

Tabla 2.2. Procedimiento de separación de Nd en columnas de Intercambio Iónico.

Tabla 4.1. Abundancia modal de la mineralogía de las rocas del CVST-SCT. Los porcentajes fueron determinados con base en un conteo de entre 800 y 900 puntos por lámina delgada.

Tabla 4.2. Concentraciones de elementos mayores (% en peso) para las rocas del CVST-SCT, agrupadas por sub-unidad.

Tabla 4.3 Resultados del cálculo de la norma CIPW para las rocas del Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán.

Tabla 4.4. Concentración en ppm (partes por millón) de elementos traza de las rocas del área de estudio.

Tabla 4.5. Concentraciones (ppm) de Tierras Raras (REE) de las rocas volcánicas del el área de estudio.

Tabla 4.6. Relaciones isotópicas de Sr y Nd de las rocas volcánicas del CVST-SCT. Datos medidos en el espectrómetro de masas Finnigan MAT-262.

Tabla 4.7. Relaciones isotópicas iniciales de Sr y Nd de las rocas del Campo Volcánico Santiago-Tetlapayac-San Cruz-El Tepozán.

Resumen

El Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán (CVST-SCT) está ubicado en el límite de los sectores central y oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, al norte de la Sierra Nevada y al sur de la Caldera de Acoculco. Se define al área de estudio, como un campo volcánico monogenético, que tuvo sus inicios de actividad magmática durante el Mioceno, con un “hiatus” magmático de ca.10 Ma y que se reactivó en el Pleistoceno. Las rocas emplazadas en el CVST-SCT, han sido agrupadas en la Unidad Volcánica Inferior (~13.4-12.6 Ma), la cual está compuesta por domos e ignimbritas de dacita, riolita e ignimbritas riolíticas; y la Unidad Volcánica Superior (~2.1-1.5 Ma) representada por conos de escoria, flujos de lava y volcanes escudo de composición basáltica, andesita-basáltica y traquiandesita-basáltica. Las descripciones petrográficas permiten identificar que los magmas que generaron a las rocas sufrieron cambios físicos y químicos durante su ascenso, siendo la cristalización fraccionada el principal proceso. Los análisis geoquímicos e isotópicos realizados a éste campo, indican que las rocas emplazadas en el CVST-SCT fueron generadas en un arco continental asociado a subducción. El comportamiento de los elementos mayores y traza indican que las rocas del área de estudio se encuentran dentro de la series calcoalcalina y calcoalcalina rica en K. Además, todas las rocas presentan un enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras con respecto a las pesadas, éstas últimas presentan un comportamiento plano semi-horizontal. Los datos isotópicos muestran que las rocas de la Unidad Volcánica Inferior son menos radiogénicas (Sr y Nd) que las rocas de la Unidad Volcánica Superior. Los resultados geoquímicos e isotópicos permiten inferir que las rocas más antiguas parecen estar relacionadas con fundidos parciales de la corteza oceánica. Mientras que las rocas más jóvenes sufrieron procesos de asimilación cortical y cristalización fraccionada a partir de un magma primitivo. Se puede concluir que las dos unidades fueron producidas por fuentes magmáticas diferentes y con diversos grados de interacción con la corteza continental.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Generalidades

El Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán (CVST-SCT) se localiza en la porción sureste del estado de Hidalgo, y forma parte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) de edad miocénica al Cuaternario (Gómez-Tuena et al., 2005). Este campo se ubica justo en el límite de los sectores central y oriental de la división propuesta por Alaniz-Álvarez et al. (2002) para la FVTM. En las cercanías del campo volcánico se distinguen estructuras importantes, como la caldera de Aocolco (Ledezma-Guerrero, 1987; López-Hernández, 2009) que se localiza a 20 km al NW y la zona volcánica de la Sierra de Apan al sur (Ledezma-Guerrero, 1987; García-Palomo et al., 2002; Núñez-Castillo, 2010). Existen cuencas que separan a las diferentes estructuras volcánicas de la región, como la de Tecocomulco y la de Llanos de Apan (Figura 1.1).

Las estructuras volcánicas de esta región, así como las diferentes cuencas muestran una orientación preferencial NE-SW, lo cual se ha asociado con la presencia de fallas normales. Una de estas fallas es la que se asocia con la Sierra de Apan, cuya orientación general es NE-SW 45° y que fue nombrada como Apan-Tláloc por Mooser y Ramírez en 1987 para un lineamiento que une a los volcanes Tláloc-Telapón con esta sierra (García-Palomo et al., 2002) (Figura 1.1).

Algunos trabajos realizados en esta porción de la FVTM han tenido un carácter general y se han enfocado a la descripción de cartográfica geológica (estratigrafía y estructural) a escala muy regional (Ledezma-Guerrero, 1987; García-Palomo et al., 2002; López-Hernández, 2009). Sin embargo, se desconocen las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de las rocas que componen al CVST-SCT. En el presente estudio se aportan nuevos datos sobre la geología y composición petrográfica de las rocas que componen este campo volcánico, pero sin duda la principal aportación es la obtención de datos geoquímicos e isotópicos que contribuyan al conocimiento de los procesos magmáticos ocurridos en la región y su evolución a través de la historia geológica.

1.2 Localización y vías de acceso al área de estudio

El Campo Volcánico de Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán (CVST-SCT) se encuentra localizado en las cercanías de los límites estatales de los estados de Hidalgo, Tlaxcala y Puebla; en el primero se localiza el área del presente estudio. Este campo volcánico se encuentra entre las coordenadas geográficas 19° 51' y 19° 41.4' latitud Norte y 98° 23' y 98° 16' de longitud Oeste, y cubre una extensión aproximada de 180 km².

El área de estudio se encuentra comunicada por carreteras federales de primer orden, carreteras estatales, así como por numerosos caminos vecinales, terracerías y brechas que comunican entre sí a los numerosos poblados de la zona (Figura 1.2). Para llegar al CVST-SCT se toma la autopista que va del Distrito Federal a Texcoco, Estado de México (Carretera Federal 136), después se toma la carretera Federal que va de Texcoco, a Tlaxcala y al llegar a la ciudad de Calpulalpan se toma la carretera Federal 166 que va hacia Apan. Después se toma la Av. Jaime Nuño Ote, hasta la desviación al poblado de Almoloya, y de aquí salen carreteras pavimentadas y de terracería que comunican a las poblaciones del Tepozán, Las Violetas, Santiago Tetlapayac y Santa Cruz. (Figura 1.2).

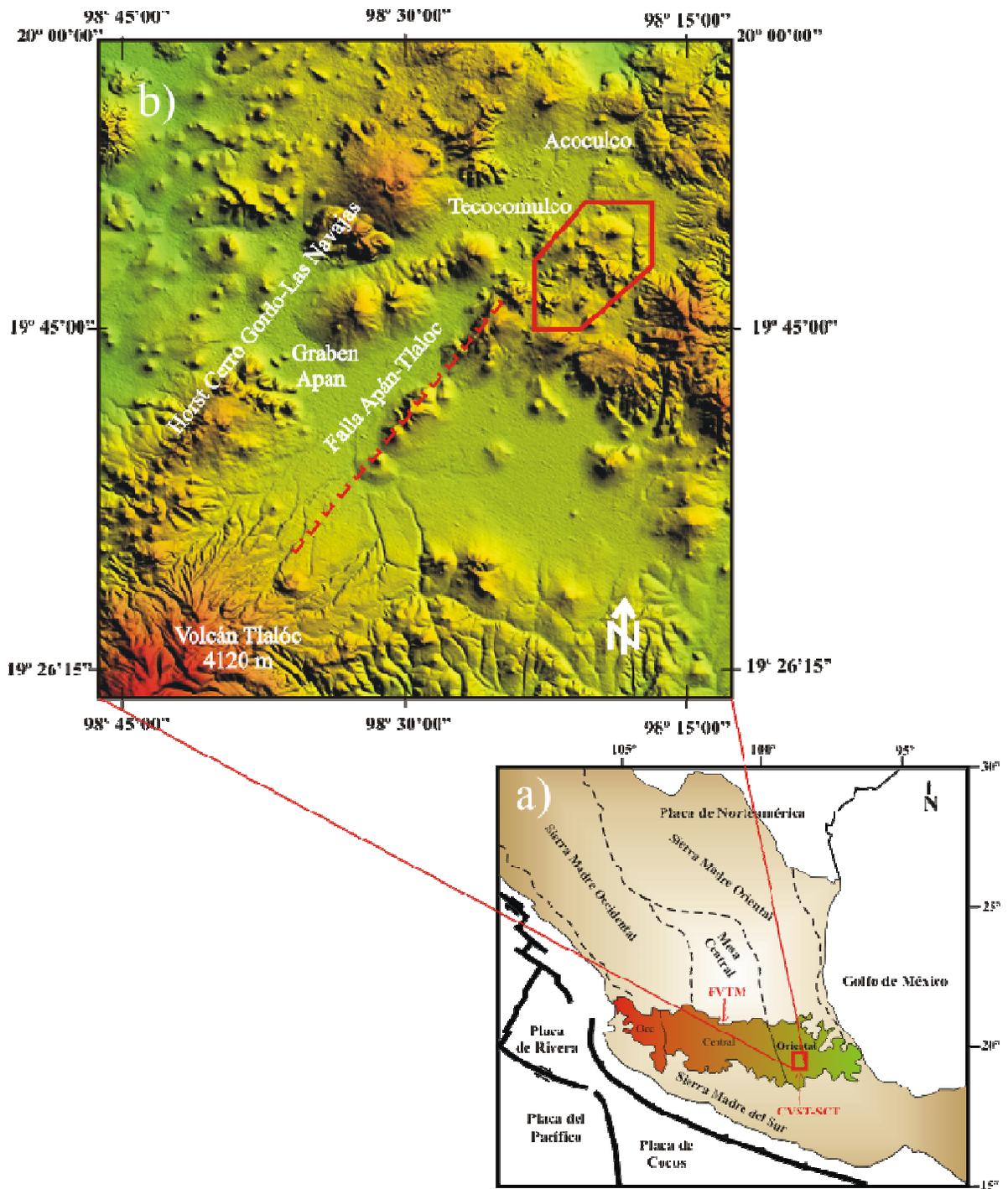


Figura 1.1. a) Ubicación de la zona de estudio dentro de las porciones centro-oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005). b) Modelo digital de elevación en el que se presenta la ubicación del área de estudio y estructuras que la rodean, como el sistema de fallas NE-SW Apan-Tlalóc y la Caldera de Acoculco en la FVTM.

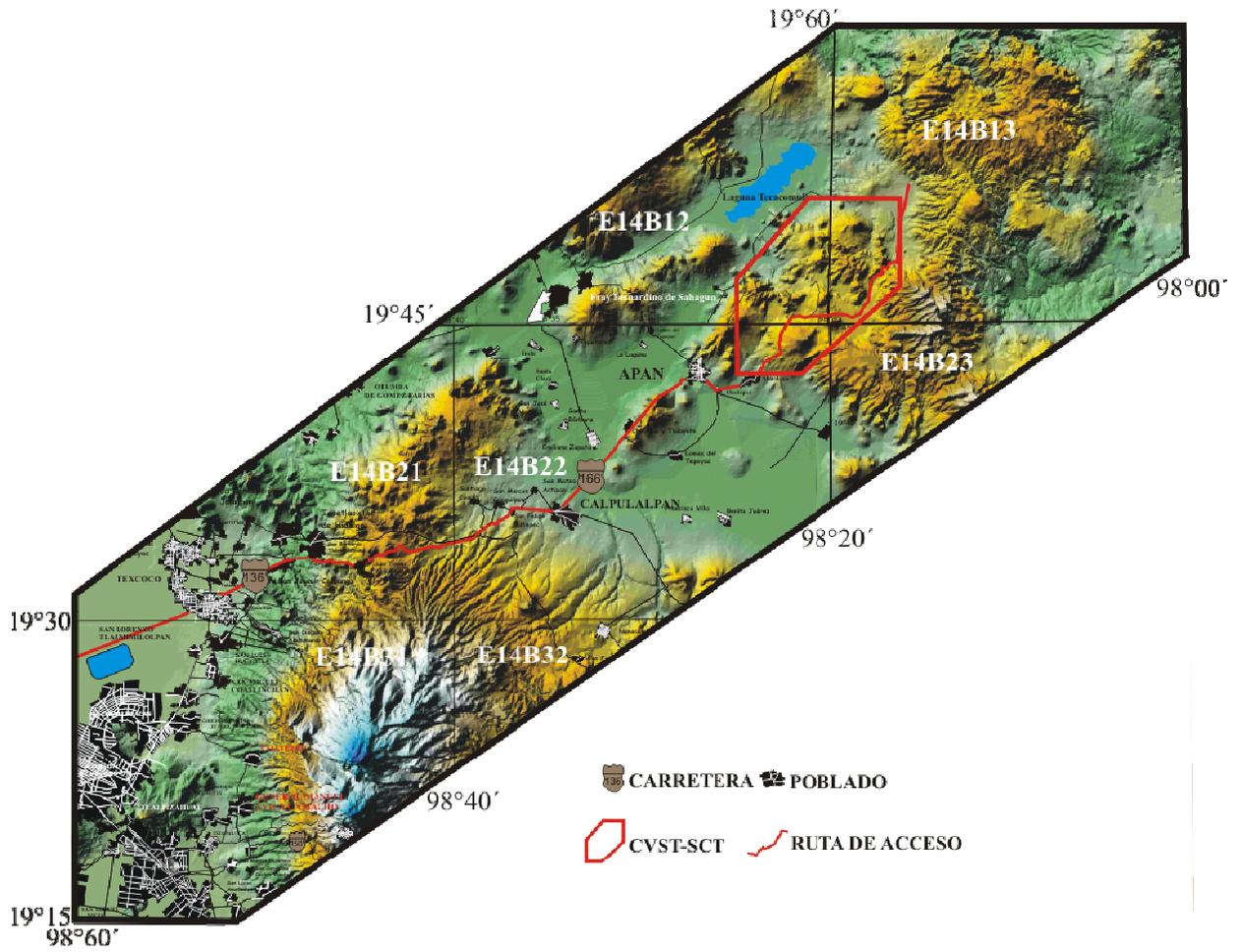


Figura 1.2. Localización del área de estudio, mostrando las principales vías de acceso y sus poblaciones. Se indican también los números de cartas topográficas del INEGI que cubren el área. Las principales vías de acceso al área de estudio se representan en rojo, con el número de las carreteras.

1.3 Justificación

La caracterización magmática y tectónica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) ha sido durante muchos años uno de los grandes dilemas, tanto de geólogos nacionales como extranjeros. La FVTM es una provincia magmática muy compleja, tanto en la forma en la que se encuentra emplazada en el territorio nacional y su relación con la zona de subducción meso-americana, como por la variación geoquímica de las rocas emplazadas a lo largo de su formación, así como por la gran cantidad de estructuras volcánicas que se han formado a lo largo de ésta. Existen aún muchas regiones de esta provincia magmática de las cuales se desconoce prácticamente todo sobre sus características geoquímicas y petrogenéticas. Este es el caso de lo que se ha llamado Campo Volcánico Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán, en el cual existen numerosos edificios volcánicos, una variación petrográfica importante y que no ha sido estudiado adecuadamente. No existen estudios estratigráficos, geoquímicos e isotópicos detallados que permitan entender su evolución.

Existen trabajos regionales como los realizados por Ledezma-Guerrero (1987); García-Palomo (2002); García-Palomo et al. (2002) y López-Hernández, (2009), que son de gran importancia y sirven de base para estudios generales de la zona, pero no hay trabajos a detalle donde se proporcione información sobre los procesos magmáticos que se dieron en la zona de estudio. Por tanto, el presente trabajo pretende contribuir con una descripción detallada de la petrografía, así como aportar un mapa geológico detallado y la interpretación de datos geoquímicos e isotópicos que permitan inferir el origen y evolución del CVST-SCT.

1.4. Objetivo

Determinar las variaciones petrográficas y realizar la elaboración de un mapa geológico detallado, así como, disponer de datos geoquímicos e isotópicos de Sr y Nd de las rocas del CVST-SCT, para identificar el origen de los magmas y su interacción con la corteza continental.

1.4.1 Objetivos específicos del trabajo

Los objetivos específicos que se pretenden alcanzar en este trabajo son los siguientes:

- Proponer un mapa geológico del Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán (CVST-SCT).
- Determinar las características y variaciones petrográficas de las rocas volcánicas muestreadas del CVST-SCT.
- Contribuir con nuevos datos geoquímicos (elementos mayores y traza) e isotópicos de Sr y Nd de alta calidad, de rocas volcánicas encontradas en esta región.
- Identificar algunos de los procesos magmáticos que se produjeron en el área de estudio y compararlos con los ya identificados en áreas vecinas como son la Sierra de Apan y Sierra Nevada.

1.5 Metodología

A continuación se menciona, de manera resumida, la metodología desarrollada para poder alcanzar los objetivos propuestos para este trabajo. Las técnicas de laboratorio utilizadas para la obtención de los datos geoquímicos e isotópicos serán descritas detalladamente en el capítulo 2.

1.5.1 Trabajo de gabinete

En la primera etapa del trabajo de gabinete se realizó una recopilación bibliográfica de los trabajos geológicos y geofísicos publicados del área de estudio y zonas aledañas. Además, se adquirieron las cartas topográficas 1:50 000 de Apan (E14B 22), Fray Servando de Sahagún (E14B 12), Tlaxco (E14B 23) y Chignahuapan (E14B 13) del INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). Estos mapas fueron utilizados como base de datos para trazar rutas de acceso al área de estudio y hacer cartografía mientras duraron los trabajos de campo. En la segunda etapa del trabajo, se realizó la interpretación de datos geoquímicos por medio de hojas de cálculo y su representación gráfica. Se elaboró también, el mapa geológico, tomando como base las cartas topográficas y las descripciones

de los afloramientos y contactos que se obtuvieron en campo. Así mismo, se redactó e ilustró el presente manuscrito.

1.5.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo se realizó en dos salidas principales, la primera del 29 de Enero al 02 de Febrero de 2010 y la segunda del 05 al 09 de Marzo de 2010. Se realizó una descripción a detalle de los afloramientos visitados siguiendo un procedimiento establecido que consistió en la localización del afloramiento o sección estratigráfica por medio de un GPS y cartas topográficas, descripción del afloramiento identificando las estructuras, texturas y clasificación de las rocas o productos piroclásticos presentes en el afloramiento, toma de datos de espesores y estructurales, así como la descripción de contactos geológicos. Asimismo, se obtuvieron 45 muestras de roca sana (rocas sin alteración) para posteriores estudios de petrografía, geoquímica e isotopía. Las muestras se empacaron en bolsas de plástico y se marcaron para evitar su contaminación.

1.5.3 Trabajo de laboratorio

- Se elaboraron, 42 láminas delgadas para la descripción petrográfica detallada, con el fin de clasificar la roca e identificar micro-estructuras que revelen información sobre los procesos magmáticos y volcánicos. Se efectuó el conteo de puntos (más de 900 puntos) para calcular la abundancia de minerales observados.
- De las rocas muestreadas se escogieron 30 muestras para realizar estudios de elementos mayores y traza, 18 para análisis de Tierras Raras y 10 para la determinación de relaciones isotópicas de estroncio y neodimio.
- Las muestras seleccionadas para elementos mayores y traza fueron analizadas en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (FRX), del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM.
- Las concentraciones de los elementos de tierras raras fueron determinadas por medio de un equipo ICP-MS del centro de Geociencia de Juriquilla, UNAM.

- La determinación de relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, de muestras seleccionadas del CVST-SCT, se efectuó en las instalaciones del LUGIS del Instituto de Geofísica, con el espectrómetro de masas Finningan MAT 262 equipado con 8 colectores Faraday y una fuente de doble filamento de renio. La preparación química de las muestras se desarrolló en el laboratorio de química ultrapura del LUGIS, con el manual interno del laboratorio y con el empleo de productos químicos de calidad “supra-pur” o cuatro veces destilados (HCl, HNO₃, HF y HClO₄).
- Finalmente, se efectuó la corrección de los datos geoquímicos e isotópicos obtenidos para su representación e interpretación en diversos diagramas y hojas de cálculo.

CAPÍTULO II

DESCRIPCIÓN DE TÉCNICAS ANALÍTICAS

En este capítulo se hace una descripción detallada de las técnicas analíticas utilizadas para la caracterización geoquímica e isotópica de las muestras de lava recolectadas en campo. Para obtener los resultados se desarrollaron los siguientes pasos: 1) obtención de muestra sin alteración o poco alteradas en afloramiento, 2) elaboración de láminas delgadas 3) trituración y pulverización de muestras, 4) determinación de concentraciones de los elementos mayores y algunos traza por medio de Fluorescencia de Rayos-X (FRX), 5) determinación de concentración de los elementos de tierras raras por medio de ICP-MS y 6) determinación de relaciones isotópicas de Sr y Nd por medio de espectrometría de masas. En seguida se hace una síntesis de cada uno de los pasos nombrados con anterioridad, algunos de los cuales se realizaron de acuerdo al manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, LUGIS (2010) (<http://www.geofisica.unam.mx/infra/lugis>).

2.1 Obtención de muestras de afloramiento

En las salidas de trabajo de campo se efectuó la descripción e identificación de las unidades de roca para cada afloramiento. Las descripciones obtenidas se vaciaron en cartas topográficas impresas en papel, pero también en formato digital. Para esto último, se utilizaron los programas Global Mapper 7 y Surfer 8 para la ubicación exacta de las muestras, por medio de las coordenadas geográficas, obtenidas por GPS. Con los datos y programas anteriores, se elaboraron modelos digitales de elevación, y posteriormente se trasladaron a un programa de dibujo (CorelDraw) con el fin de poner leyendas y colores de representación.

Las muestras que se tomaron para los estudios geoquímicos e isotópicos correspondieron a flujos de lava, fragmentos de bombas volcánicas densas, muestras de depósitos piroclásticos consolidados y escasamente de escorias volcánicas. Las muestras que se seleccionaron presentaban un bajo grado de alteración, y prácticamente nada de materia

orgánica. También se evitó tomar muestras de roca sobre arroyos o cauces de ríos, ya que éstas podrían absorber Sr, el cual es muy abundante en el agua.

2.2 Elaboración de láminas delgadas

De las 45 muestras de rocas y materiales piroclásticos, tomadas en las jornadas de trabajo de campo, se solicitó la elaboración de 42 láminas delgadas a la empresa privada “El Piroxeno”. Para la descripción petrográfica de las láminas se utilizó un microscopio petrográfico Olympus BX60 perteneciente al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Las descripciones petrográficas consistieron en la identificación de minerales, texturas, alteraciones y clasificación petrográfica. Con los resultados petrográficos obtenidos, se efectuó una selección de muestras con escasa alteración, para efectuar los análisis geoquímicos e isotópicos.

2.3 Trituración y pulverización de muestras

Las muestras seleccionadas para los análisis geoquímicos e isotópicos fueron tratadas mecánicamente. Este tratamiento consistió en lo siguiente: con el fin de eliminar al 100% los rastros de roca alterada y materia orgánica, presentes en las muestras, éstas se descostraron y partieron manualmente en pequeños fragmentos de no más de 2 cm de diámetro. Se evitó al máximo, el contacto con cualquier superficie que pudiera contaminarlas y así mismo, se evitó el intercambio de polvo o pequeñas esquirlas entre las diferentes muestras lo cual alteraría los estudios geoquímicos e isotópicos posteriores.

Una vez terminado el procedimiento anterior, la roca fragmentada debe lavarse con un cepillo de cerdas de plástico y agua-milli-Q o desionizada, para posteriormente dejar secar a temperatura ambiente por 36 horas en un área protegida para evitar su contaminación. Se debe verificar que las muestras estén totalmente secas, de lo contrario la molienda será ineficiente. El taller de molienda debe limpiarse previamente para evitar la contaminación de la muestra.

La pulverización de las muestras se efectuó en un mortero con anillos de acero marca Rockwell (Figura 2.1). Al iniciar la pulverización, el equipo debe “contaminarse” con una pequeña porción de la muestra que se quiere analizar, con el objetivo de sustituir posibles

partículas de roca triturada con anterioridad y así evitar la contaminación de la muestra final. Se colocan los fragmentos de la muestra en el mortero de anillos durante un tiempo de 60 a 50 segundos o hasta obtener un polvo con textura de talco (tamaño de partícula < 75 micras). Como se puede ver, el tiempo de pulverización es muy corto y fácil, y la contaminación de la muestra es baja, sin embargo, la única desventaja es la limpieza del equipo, la cual es muy laboriosa y tediosa.



Figura 2.1. Mortero de anillos marca Rockwell.

Cuarteo y homogeneizado de las muestras pulverizadas

El cuarteo y homogeneización permite obtener micro-muestras o alícuotas representativas de la muestra original. El cuarteo se realiza después de obtener una muestra pulverizada con el mortero de anillos de acero. La metodología utilizada para realizar este proceso fue la siguiente y se muestra en la Figura 2.2.

i) Limpieza del equipo y mesas de trabajo, al inicio y cada vez que se hace el cuarteo de una muestra diferente.

ii) La muestra pulverizada se vacía en hojas blancas limpias y mezcla la muestra varias veces con una espátula hasta tener una mezcla homogénea.

iii) La mezcla homogénea se fragmenta en 4 partes iguales y se toma una parte que se revuelve nuevamente para después tomar una muestra significativa de todo el polvo.

iv) La pequeña muestra mezclada se vacía poco a poco en una bolsa encerada marcada previamente con la clave de la muestra y después se pone en la báscula hasta pesar 10 gr. de muestra. Esta muestra se utilizará para la determinación de las concentraciones de elementos mayores y traza por medio de Fluorescencia de Rayos X.

v) Otra parte de la misma muestra se pone en 2 frascos diferentes, marcados con la clave de la muestra, y sobre la báscula se pesa una cantidad de entre 0.110 y 0.120 gr para cada uno. Una de estas muestras se utiliza para análisis isotópicos, mientras que la otra se usa para la determinación de las tierras raras por ICP-MS.

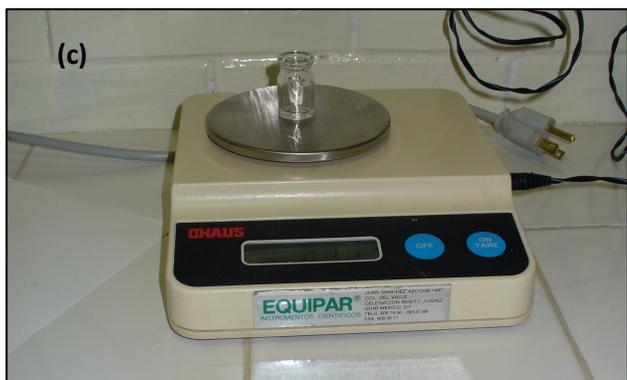
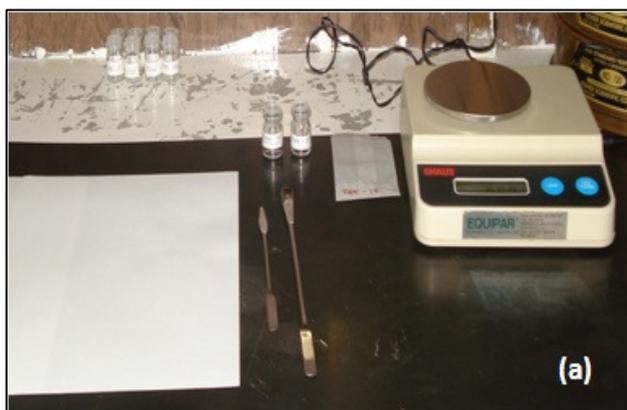


Figura 2.2. Cuarteo de muestras: (a) material utilizado: báscula, hojas blancas, espátulas, frascos limpios y bolsas de papel encerado; (b) cuarteo de la muestra con la espátula; (c) vaciado y pesado de la muestra.

2.4 Determinación de concentraciones de elementos mayores y algunos traza por medio de Fluorescencia de Rayos X

El análisis por el método de Fluorescencia de Rayos X es una técnica multi-elemental aplicada en estudios de geoquímica. Esta técnica es utilizada para la determinación de concentraciones de elementos mayores y algunos traza. De las muestras obtenidas en campo se seleccionaron 31 de ellas para someterlas a este método. Los análisis se hicieron con el equipo de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geología, el cual mide concentraciones de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) y traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb). Este método es capaz de medir concentraciones en % en peso y en partes por millón (ppm). Es una técnica muy eficiente ya que proporciona mediciones en corto tiempo y sumamente precisas, aunque no es capaz de hacer mediciones con átomos cuyo número atómico sea menor al Na.

La técnica se basa en la medición e interpretación de la fluorescencia emitida por un material cuando se hace incidir en este un haz de rayos x. Esta técnica analítica se aplica a diferentes muestras sólidas inorgánicas, tales como rocas, minerales, fragmentos de arcilla, sedimentos, huesos, etc. Uno de los requisitos para el análisis es que debe haber estándares de lo que se quiere analizar. Previo al análisis, se realiza una apropiada calibración instrumental, de acuerdo a la composición de la muestra, para determinar la densidad de emisión de los rayos. Se emiten rayos X que pasan por un filtro de haz primario y después pasan por la muestra, de tal manera que excita la muestra con rayos X.

En el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología, se cuenta con espectrómetro secuencial de rayos X, SRS 3000 marca SIEMENS, equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 125 micras, utilizado en la determinación de elementos mayores y elementos traza. Los errores estimados en las determinaciones son menores a 1% en elementos mayores y menores a 4% en elementos traza. En todos los casos, las curvas de calibración han sido estándares emitidos por instituciones de reconocido prestigio internacional (Figura 2.3).

Preparación de muestra para su análisis por Fluorescencia de Rayos X

El análisis de elementos mayores, se realiza en muestras fundidas (perlas). Las perlas son preparadas mezclando 1 g de muestra en polvo con 9 g de mezcla de fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - LiBO_2 (50:50% en peso). La mezcla es vaciada a un crisol de Pt/5%Au y calentado a ca. 1100°C en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación simultanea de 3 perlas (Fluxy Claisse). Previo al calentamiento se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. La solución de LiBr actúa como agente no-mojante, favoreciendo que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriado (Figura 2.4).



Figura 2.3. Espectrómetro secuencial de Fluorescencia de Rayos X SIEMENS SRS 3000 del LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM.

Como complemento del análisis de elementos mayores, se requiere determinar la pérdida por calcinación (PXC), lo cual se hace calentando a 1000°C por una hora, un gramo de muestra en “base seca”, en un crisol de porcelana y dejando enfriar lentamente hasta temperatura ambiente para obtener el peso calcinado. El cálculo de la pérdida por calcinación (PXC) se determina de la siguiente forma: $(\%) \text{PXC} = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$.

El análisis de elementos traza se realiza en muestras prensadas (Figura 2.5), las cuales se preparan mezclando profusamente 4.5 g de polvo finamente molido (tamaño de partícula <74 micras), con 0.5 g de cera-C (Hoechst) como agente aglutinante. La mezcla es prensada a 20 toneladas, con una presión sostenida durante 30 segundos. El dispositivo utilizado es una prensa Graseby/Specac y un dado con diámetro de 4 cm. El dado está equipado con un mecanismo para evacuar el gas presente, se evita así irregularidades en la superficie de las tabletas. En series de 10 muestras, se prepara un duplicado, con el fin de verificar que se repitan las condiciones en la preparación.

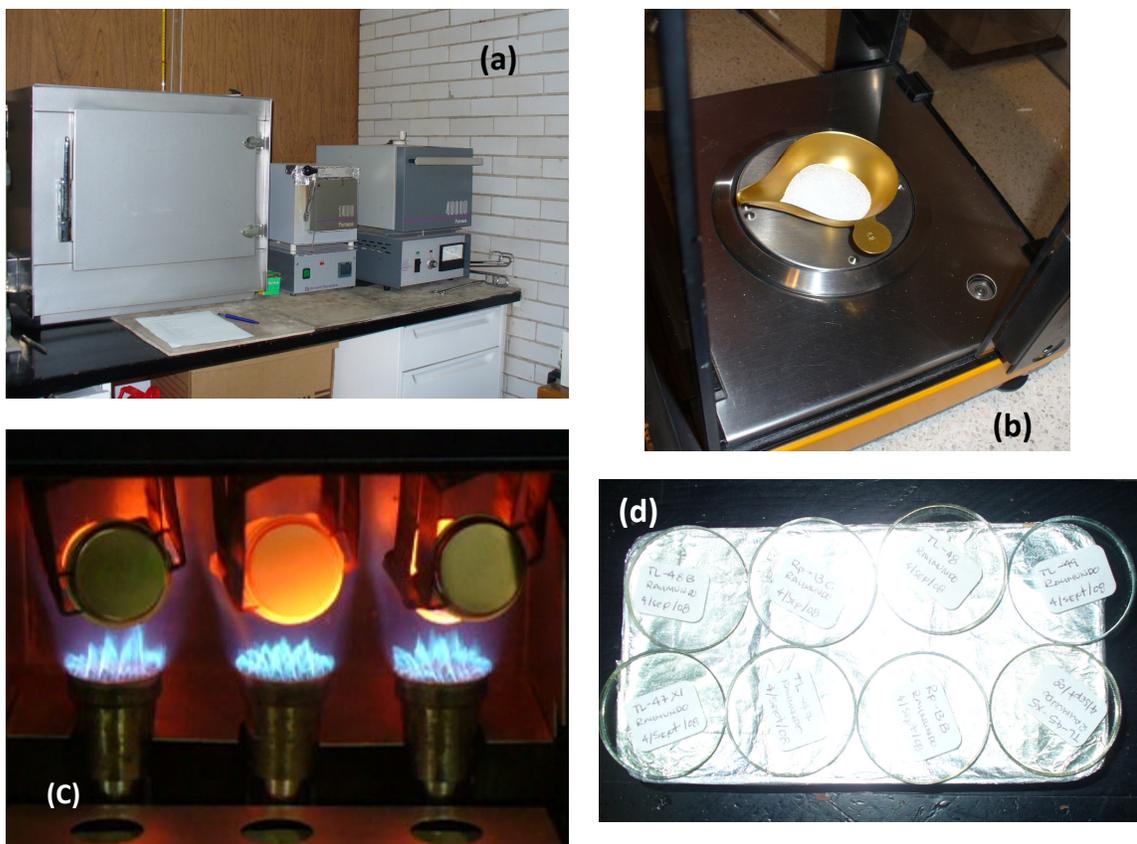


Figura 2.4. Preparación de perlas para el análisis de elementos mayores: (a) Horno donde se calcina la muestra; (b) Pesado de la muestra con la mezcla fundente; (c) vaciado de la muestra en el crisol de Pt/Au y (d) Perlas terminadas y etiquetadas.

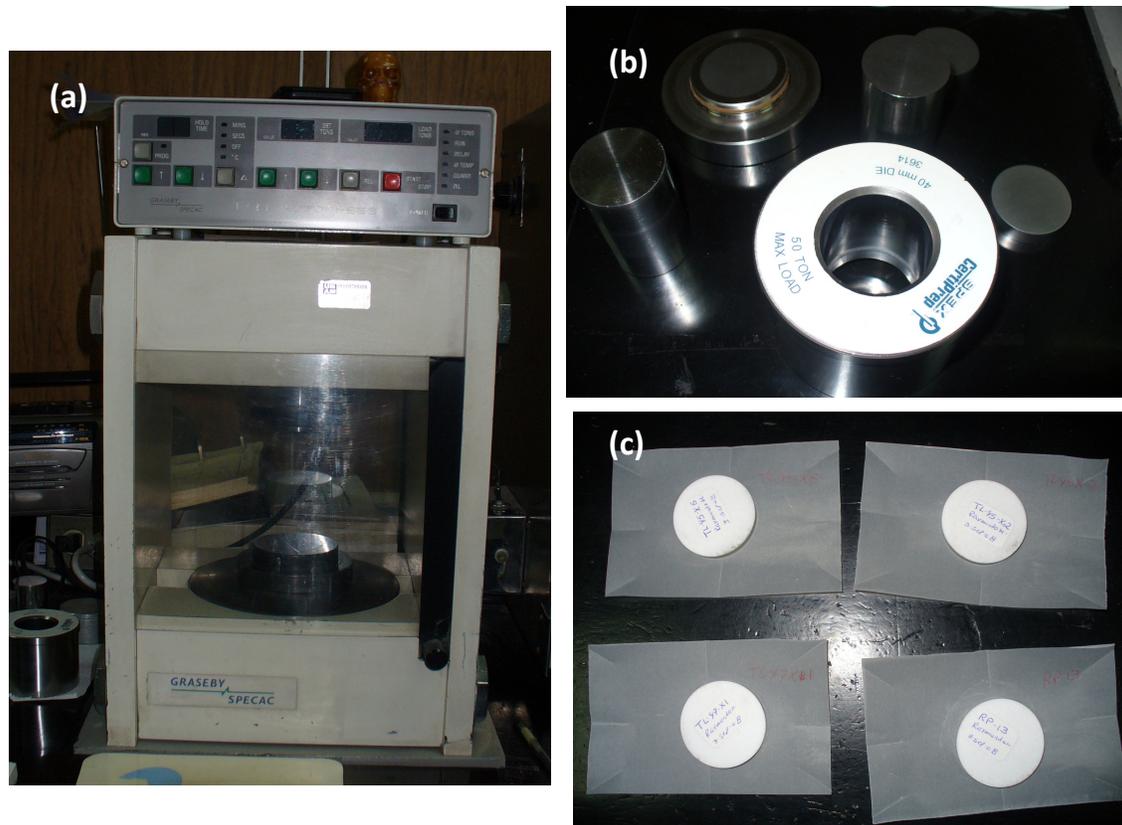


Figura 2.5. Procedimiento de la preparación de tabletas para el análisis de elementos traza en FRX: (a) Equipo utilizado para prensar la muestra. (b) cilindro y pistones utilizados para el prensado de la muestra, (c) muestra prensada.

2.5 Determinación de concentración de los Elementos de Tierras Raras por medio de ICP-MS

Los análisis de Tierras Raras se realizaron en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. Se analizaron 18 muestras obtenidas en campo. El equipo utilizado fue un ICP-MS Termo Series-Xii equipado con una celda de colisión/reacción.

La técnica ICP-MS (Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo) ha tenido un gran auge a últimas fechas, ya que ha sido observado su desempeño en la detección multielemental. Este es un método analítico con la capacidad de obtener en un análisis la totalidad de los elementos químicos de la tabla periódica con límites de detección

de 0.005-1 ppb y una precisión excelente. Debido a la alta sensibilidad, es adecuada para el análisis de elementos traza que se encuentran en concentraciones menores de 0.01% en peso.

Las muestras fueron pesadas en una microbalanza de alta precisión, el peso de las muestras debe estar entre 0.04950 y 0.05050 g. Ya que la reducción de los datos analíticos está calibrada con respecto al peso, el peso obtenido debe anotarse. Después se saca el vial con la muestra ya pesada y se le agregan dos gotas de agua desionizada para evitar dispersar la muestra. El vial se tapa y se etiqueta, para continuar el proceso con el resto de las muestras.

Para la digestión de las muestras con ácidos se utilizó una campana de extracción con flujo laminar construida en propileno, que se encuentra dentro del cuarto ultralimpio. Se digirieron las 18 muestras con 1 ml de HF (ácido fluorhídrico) concentrado, más 0.5 ml de 8M HNO₃ (ácido nítrico al ~50%); después, todos los viales se ponen en una parrilla de calentamiento a ~ 100°C durante una noche. Al día siguiente, se destapan los viales y se recolectan con el mayor cuidado las gotas que queden adheridas a las paredes con la ayuda de una pipeta, con el fin de no perder muestra. Se dejan evaporar los ácidos a ~ 100°C hasta formar una pasta amarilla, después se añaden 2 ml de HNO₃ 8M y 2 ml de agua ultra pura, se tapan los viales y se dejan el resto del día en la placa de calentamiento a ~100°C.

Solución estándar y dilución de las muestras. Se añade la solución estándar de preparación interna (por sus siglas en inglés, Internal Standard Solution, ISS) a cada muestra, estándar y blanco después de la digestión con ácidos. Para preparar 4 litros de ISS que servirán para aforar cada una de las muestras hasta 100 ml; se necesitan 3 949 ml de agua desionizada, 50 ml de HNO₃, 400 µl de solución de Bi. Dicha solución debe prepararse un día antes de utilizarse para que pueda homogenizarse. Las muestras se diluyen a 1:2000 con la ISS para dar concentraciones adecuadas dentro de los límites de detección del instrumento y para obtener la señal necesaria con el fin de adquirir datos de alta precisión (Mori, 2007). Antes de transferir el contenido de cada vial a botellas de plástico limpias (125 ml), cada una de ellas debe de ser pesada en la microbalanza. Posteriormente se abren cada uno de los viales y se recogen con una pipeta las gotitas de las paredes y la tapa, se introduce el líquido de cada muestra en las botellas y se enjuaga cada vial con 1 ml de agua ultrapura, para después vaciarse en la botella. Prosiguió el uso del 8 ISS, llenando hasta 100 ml cada botella con la

solución de las muestras, luego se afora en la microbalanza hasta llegar a los 100 ml de cada una de las botellas, se tapan y se agitan repetidamente para homogenizar la solución. Terminado esto se hace la reducción y calibración de los datos con los estándares ya mencionados y dos blancos. Las muestras y los estándares internacionales se analizan dos veces por ICP-MS y los dos blancos se analizan entre 6 y 8 veces.

2.6 Determinación de relaciones isotópicas de Sr y Nd por medio de espectrometría de masas

La medición de relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 10 lavas del campo volcánico CVST-SCT se realizaron en el LUGIS del Instituto de Geofísica de la UNAM. Todos los procesos se realizaron de acuerdo al manual de Química Ultrapura del LUGIS (LUGIS, 2000). Cada uno de los pasos a seguir durante la preparación de la química isotópica debe realizarse dentro del laboratorio de química ultrapura que cuenta con cuartos limpios y filtros especiales para mantener el aire con la más alta pureza posible. Primer paso: las muestras se colocan en botes o bombas de digestión de 15 ml y se pesan alrededor de 100 mg en balanzas de 5 dígitos. Una vez pesadas, se les agrega de 5 a 7 ml de ácido fluorhídrico (HF) al 40%. Se tapan y dejan en parrillas de digestión para después calentarse a temperaturas de entre 80 y 90°C de manera constante durante 2 a 3 días, hasta disolver toda la muestra. En el siguiente paso, las bombas se destapan y se dejan evaporar para liberar la sílice en forma de fluoruros hasta que quede una pasta compuesta por un residuo de varios fluoruros (CaF, NaF, RbF, etc.). Para eliminar el flúor (F) se humedecen las muestras con 3 gotas de ácido perclórico (HClO_4) al 70% y 3 gotas de agua desionizada (MQ) y se dejan evaporar dentro de las parrillas de digestión a la misma temperatura, hasta obtener un residuo compuesto de cloratos. El uso del ácido perclórico también ayuda a eliminar el grafito que puedan contener las muestras. Una vez seca la muestra, se le agregan de 5 a 7 ml de ácido clorhídrico (HCl) 6N y se deja reposar de 1 a 2 horas. Se calienta la solución hasta lograr la evaporación total, lo que deja un residuo compuesto nuevamente por cloruros. A este residuo se le agregan 15 ml de ácido clorhídrico 2N, se deja reposar y posteriormente se calienta muy ligeramente hasta lograr una solución homogénea. Se evapora nuevamente el HCl hasta la sequedad total para que se siga con la separación de elementos requeridos: Sr y Nd.

El siguiente paso es la separación de elementos. Este paso es el más importante para los análisis isotópicos, ya que la presencia de otro elemento puede interferir y alterar los análisis. Por citar un ejemplo, la presencia de calcio durante las mediciones de estroncio y rubidio reduce la intensidad de la señal registrada, por lo que se debe reducir lo más posible la cantidad de calcio en la muestra. El isótopo de ^{87}Rb interfiere con la señal de ^{87}Sr y como consecuencia las proporciones isotópicas medidas de estroncio deben llevar una corrección por la interferencia de rubidio. Por lo tanto, debe de tratarse de mantener el contenido de rubidio al mínimo. Para el samario y el neodimio interfieren los isótopos con masas 144, 148 y 150, así como los isótopos ^{142}Ce y ^{142}Nd , por lo que también es importante una buena separación de los mismos.

La separación de elementos se lleva a cabo en dos etapas. En la primera etapa se separan el estroncio (Sr) y las Tierras Raras, y en la segunda se separan el samario (Sm) y el neodimio (Nd). La separación se lleva a cabo en columnas de intercambio iónico. Las columnas usadas para la separación de rubidio, estroncio y Tierras Raras, son de cuarzo, de 17.5 cm de alto, un radio interior de 0.9 cm y 16 cm de altura, rellenas de resina catiónica DOWEX 50W12 (mesh 200-400). La separación de los elementos se logra a partir de una combinación de volumen, tipo y normalidad del ácido usado, que a su vez es el resultado de repetidas calibraciones de las columnas y de la precisa valoración ($\pm 1\%$) de los ácidos. En la Tabla 2.1 se describe el protocolo de laboratorio para la separación de los elementos en las columnas de intercambio iónico. Las soluciones recuperadas con los respectivos elementos, se ponen a secar bajo luz infrarroja hasta poder verterlas en vasos de 2 ml; se calientan nuevamente y se llevan a la sequedad total. De esta manera, las muestras de Sr quedan listas para ser cargadas en los filamentos del espectrómetro de masas. La solución que contiene las Tierras Raras pasa por otro proceso de separación realizado también en columnas de intercambio iónico, pero de dimensiones menores: un radio interior de 0.4 cm y 7 cm de altura con relleno de teflón (resina). La separación de las muestras, las columnas y su limpieza es similar para todas las Tierras Raras, pero en este caso solamente se separó el Nd. La separación de neodimio se llevó a cabo de acuerdo las instrucciones mostradas en la Tabla 2.2.

Al igual que para el Sr, las soluciones recuperadas con el Nd se ponen a secar bajo luz infrarroja, hasta poderse verter en vasos de 2 ml y alcanzar la sequedad total. Así, quedan listas para ser cargadas sobre los filamentos del espectrómetro de masas. El procedimiento generalizado de separación de elementos se muestra en la Figura 2.6.

Tabla 2.1. Procedimiento para la separación de Sr y Tierras Raras (REE).

Preparación de muestras:	Disolución de la muestra en 1.5 ml de 2N HCl y centrifugar durante 30 min.
Preparación de columnas:	Acondicionar la resina con 30 ml 2N HCl
	Sacar la muestra con una pipeta fina, colocar directo a la resina y dejar asentar.
	Pipetear 4 veces con 1 ml 2N HCl y dejar asentar cada vez.
	Agregar 16 ml 2N HCl y dejar pasar totalmente.
Separación (Sr y tierras raras):	Agregar 160 ml 2N HCl
	Agregar 10 ml 6N HCl
	Agregar 15 ml 6N HCl y recuperar la solución con Sr.
	Agregar 10 ml 6N HCl.
	Agregar 25 ml 6N HCl y recuperar la solución con REE.
Limpieza de columnas:	Agregar 120 ml 6N HCl

Tabla 2.2. Procedimiento de separación de Nd en columnas de Intercambio Iónico.

Preparación de muestras:	Disolución de la muestra en 200 microlitros de 0.18N HCl
Preparación de columnas:	Acondicionar la resina 2 veces con 5 ml 0.18N HCl Sacar la muestra con una pipeta fina, colocar directo a la resina y dejar asentar. Pipetear 4 veces 200 ml 0.18N HCl y dejar sentar cada vez.
Separación (Nd):	Agregar 5-12 ml de 0.18N HCl. Agregar 3-5 ml de 0.18N HCl y recuperar la solución con Nd.
Limpieza de columnas:	Agregar 10 ml de ~6N HCl

La espectrometría de masas

Para medir las relaciones isotópicas de Sr y Nd se aplicó el método de espectrometría de masas. El espectrómetro de masas es un equipo capaz de separar iones de diferente masa atómica, su funcionamiento se basa en medir las relaciones de carga/masa (m/z) de iones generados a partir de los elementos por analizarse, ya sea por el bombardeo de una muestra de gases con electrones, o por la volatilización de la muestra sobre un filamento hecho de un metal con alto punto de fusión, generalmente renio. El haz de iones es disparado a lo largo de un tubo que atraviesa un poderoso electroimán, el cual divide los átomos de acuerdo a sus masas. Se produce un espectro de masas en el cual los iones ligeros son desviados con un menor radio de curvatura que los iones pesados. La detección cuantitativa de la señal en dos o más números de masa permite el cálculo de las relaciones isotópicas (Figura 2.7). Este aparato está compuesto por tres partes fundamentales: Fuente iónica, en la cual se introduce la muestra concentrada del elemento químico por determinar. En esta operación el elemento es ionizado y lanzado como un haz de iones el cual es enfocado por lentes electromagnéticas hacia el analizador. La segunda parte es denominada analizador y consiste de un electro-imán que permite separar el haz de iones en sus diferentes masas. La

parte final del aparato se denomina detector o colector de iones. Ésta es la parte más sensible del equipo, la cual permite el conteo de los diferentes iones separados en masas y los resultados son amplificados y presentados en gráficas o datos numéricos de relaciones isotópicas de Sr y Nd de cada muestra. Este trabajo se realizó con un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT-262, perteneciente al LUGIS.

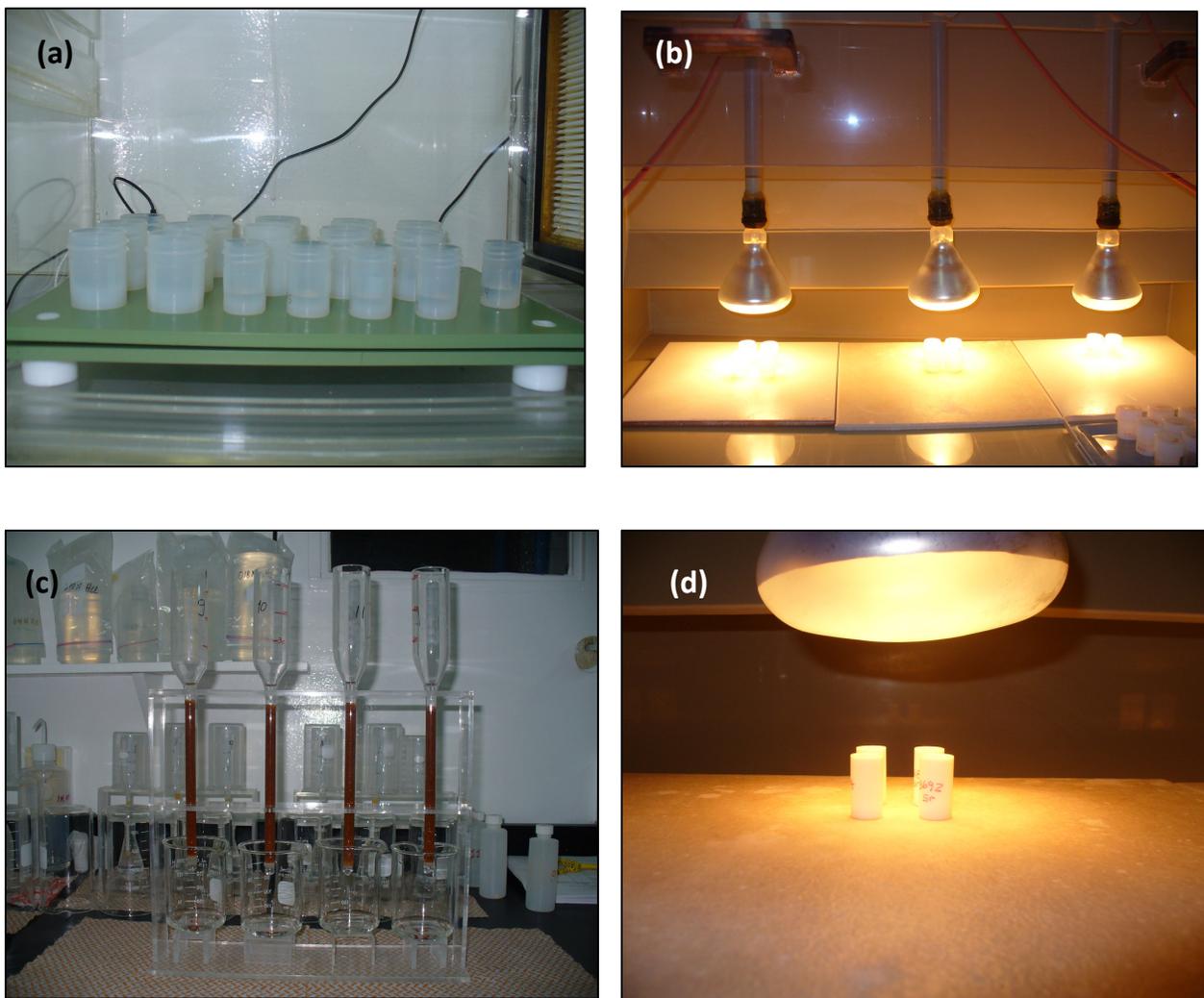


Figura 2.6. Fotografías del trabajo en el LUGIS para la digestión de rocas y separación de los elementos químicos (Sr y Nd) en la sala de química ultra pura: (a) Digestión de las muestras en las parrillas de calentamiento. (b) Soluciones recuperadas con los respectivos elementos, las cuales se secan bajo la luz infrarroja. (c) Columnas de intercambio iónico para la separación de Sr. (d) Secado de las muestras bajo luz infrarroja, para posteriormente ser cargadas en el espectrómetro de masas.

Cabe mencionar que el tiempo requerido para poder obtener los resultados de las relaciones de Sr y Nd es de aproximadamente 3 meses tomando en cuenta el trabajo de trituración mecánica, tratamiento químico y mediciones en el espectrómetro de masas.

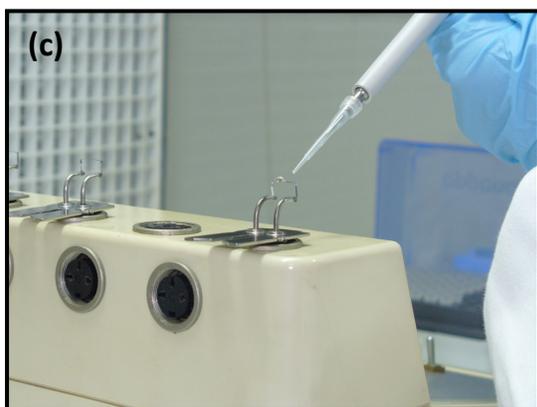
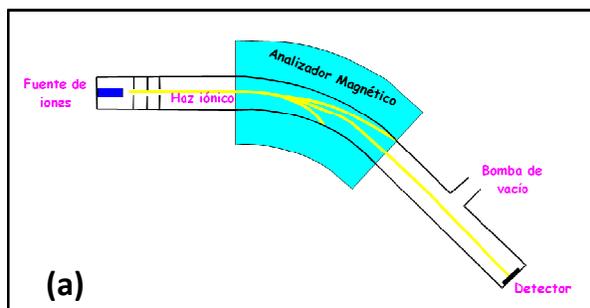


Figura 2.7. (a) Diagrama esquemático de las partes y funcionamiento del espectrómetro de masas. (b) Espectrómetro de masa Finnigan MAT-262 utilizado para la determinación de las relaciones isotópicas en el LUGIS. (c) Procedimiento de carga de una muestra de Nd en un filamento de renio del espectrómetro de masas.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA

3.1 Contexto Geológico Regional

Se hace necesario, para la comprensión de este trabajo, presentar un esbozo del magmatismo que ocurrió en la parte centro-oriente de México durante el Mioceno. De esta manera se tendrá un franco entendimiento de los episodios ocurridos en el Campo Volcánico Santiago Teplayac-Santa Cruz-El Tepozán.

Faja Volcánica Trans-Mexicana

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es considerada como un arco magmático continental relacionado con la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Figura 3.1) (Gómez-Tuena et al., 2005 y referencias citadas). Esta cadena volcánica está conformada por más de 8 000 estructuras, que incluyen grandes estratovolcanes, calderas, campos de conos monogenéticos y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena et al., 2005). Tradicionalmente, se ha subdividido a la FVTM en tres sectores en función de su geología y tectónica: Sector Occidental, delimitado entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); Sector Central, entre las estructuras anteriores y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002); y Sector Oriental, ubicado entre las fallas mencionadas y las costas del Golfo de México. La zona de estudio se localiza en el Sector Oriental (recuadro de la Figura 3.1).

También se han propuesto otros modelos magmáticos-tectónicos en el que, el vulcanismo de la FVTM no está asociado a un arco magmático sino que podría ser el producto de un mecanismo de extensión de la corteza continental (Mooser, 1969, 1972). Además, se han presentado diversos modelos que explican el vulcanismo como una zona de “rifting” continental (Verma, 2000) asociado a anomalías térmicas bajo la corteza continental generadas por la migración de una pluma del manto (Márquez et al., 1999; Márquez y De

Ignacio, 2002) o de la descompresión adiabática del manto (Sheth et al., 2000). De acuerdo a estos modelos el vulcanismo de la FVTM no tiene ninguna relación con el proceso de subducción.

En cuanto a las características estructurales y tectónicas que han dado origen a los eventos de la FVTM, éstas son muy diversas y complejas, y aún no se han podido comprender completamente. Lo que sí se puede identificar es que existen alineaciones de ciertos cuerpos volcánicos que permiten inferir la presencia de estructuras en la corteza, las cuales son contrastantes entre ellas. Un ejemplo de esto es la existencia de un sistema distensivo que posiblemente dio origen a fallas E – W y que permitió la formación del campo volcánico monogenético de la Sierra Chichinautzin (García-Palomo et al., 2000). La alineación de esta sierra contrasta con la alineación casi norte – sur de la Sierra Nevada y de otros centros volcánicos de la FVTM (estratovolcanes Pico de Orizaba y Volcán de Colima, entre otros). No se ha podido aún proponer un modelo global que pueda explicar las relaciones entre estos dos sistemas de estructuras volcánicas, salvo el modelo propuesto por Alaniz-Álvarez et al. (1999). Estos autores asocian la presencia de los grandes estratovolcanes y campos monogenéticos a la existencia de patrones de fallas con orientaciones y velocidades de desplazamiento diferentes. Este modelo ha sido cuestionado por diversos investigadores (Contreras y Gómez-Tuena, 1999, Siebe et al., 1999; Suter, 1999).

El espesor de la corteza continental existente bajo la FVTM, ha sido estimado con base a modelos geofísicos de tipo gravimétrico (e.g. Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996) y algunos sísmicos (e.g. Geolimex Working Group, 1994; Campillo et al., 1996), los cuales aún no han cubierto de manera completa todo el arco volcánico, aunque pueden ser consideradas una buena aproximación. El sector oriental de la FVTM parece mostrar un espesor cortical mayor (alrededor de 47 Km debajo de la zona de estudio), mientras que en el central los espesores son ligeramente más variables pero alcanzan los 40 km. Hacia los extremos de la FVTM (costas del Golfo de California y Golfo de México), los espesores de la corteza continental disminuyen considerablemente (entre 15 y 20 km). Justamente, la geología del basamento bajo la FVTM no se conoce directamente debido a las diferentes coberturas de rocas más recientes y a la falta de xenolitos extraídos de la corteza inferior.

Sin embargo, se considera que bajo el sector oriental y parte del central existen dos terrenos tectono-estratigráficos contrastantes, el Oaxaquia y el Mixteco, cuyas edades son Grenvilliana y Paleozoica, respectivamente, mientras que hacia el occidental se encuentra el terreno Guerrero, de edad Mesozoica (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Es evidente considerar que la presencia de estos diferentes tipos de basamento debe afectar, de alguna manera, las características que presenten los magmas que los atraviesen. En este sentido, el basamento en el área de estudio probablemente esté compuesto por rocas corticales antiguas.

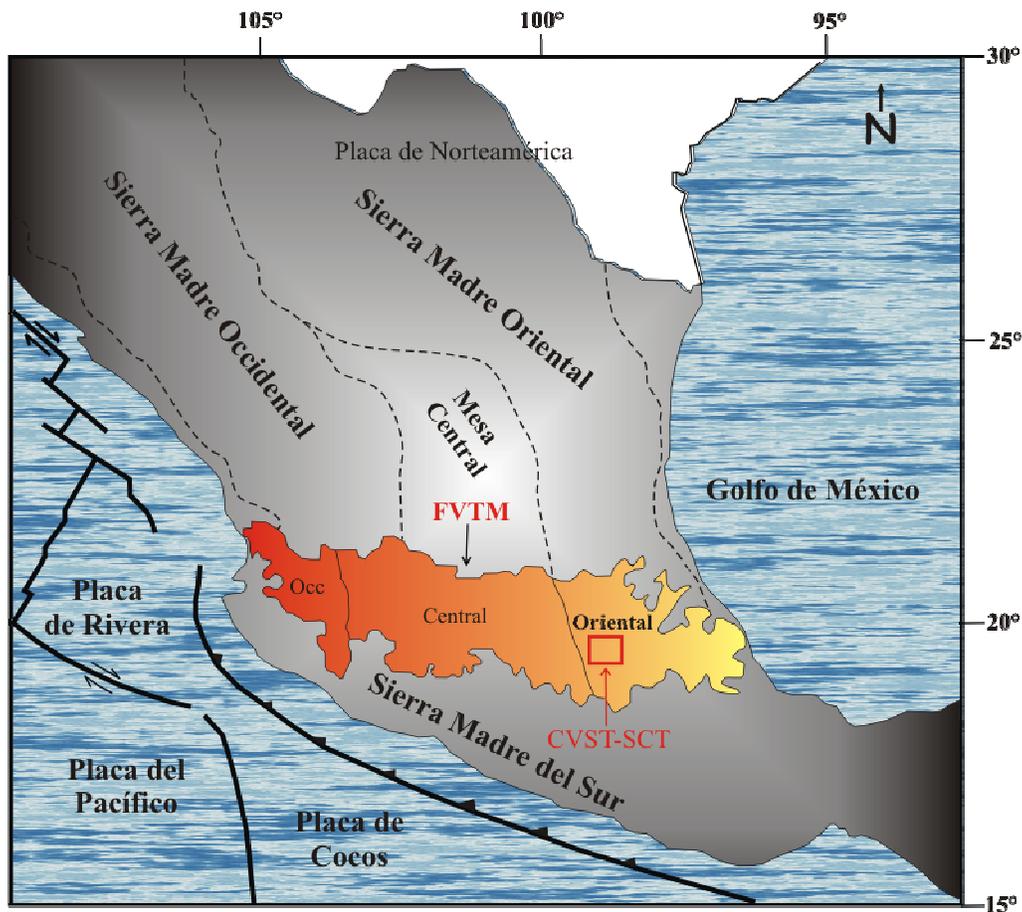


Figura. 3.1. Ubicación y división de la FVTM en tres sectores. La subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica, sugieren su relación con la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2005). En el recuadro se señala la ubicación de la zona de estudio (mapa modificado de Gómez-Tuena et al., 2005)

Con base en más de 1,000 edades determinadas y más de 3,000 datos geoquímicos de rocas de la FVTM, Ferrari et al. (2005) identificaron los primeros vestigios de la actividad volcánica de la FVTM en el sector central, y establecieron que están representados por

secuencias de lavas basálticas y andesíticas identificadas en los estados de Michoacán y Querétaro, en el área de Malinalco y Tenancingo, Estado de México y en rocas volcánicas sepultadas en la Cuenca de la Ciudad de México. Las edades K-Ar y algunas ^{40}Ar - ^{39}Ar determinadas para estas secuencias por Ferrari et al. (2003) y García-Palomo et al. (2002) varían en un rango de 21 Ma y 19.5 - 16 Ma, es decir, Mioceno Temprano. Posteriormente, la actividad magmática parece migrar gradualmente alejándose de la Trinchería Mesoamericana y formando estratovolcanes y conos de lava con edades de 13 a 10 Ma. Durante este período se emplazaron el Complejo Volcánico Palo Huérfano, La Joya y el Zamorano en los estados de Querétaro y Guanajuato (Carrasco-Núñez et al., 1989; Pérez-Venzor et al., 1996; Valdéz-Moreno et al., 1998; Verma y Carrasco-Núñez, 2003), así como la Sierra de Guadalupe y varios centros volcánicos: el Campo Volcánico de Apan en Hidalgo (García-Palomo et al., 2002) y el Volcán Cerro Grande en Puebla (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000). En el extremo oriental de la FVTM existen también manifestaciones volcánicas dentro de este rango de edades, como es la región de Palma Sola (de 15 a 11 Ma) (Gómez-Tuena et al., 2003; Ferrari et al., 2005). Muchos de los productos emplazados durante este episodio magmático presentan características geoquímicas peculiares, tales como la existencia de rocas adakíticas (Gómez-Tuena et al., 2003). Se ha propuesto que estas rocas derivan del producto de la fusión parcial de la placa en subducción cuya pendiente se considera de bajo ángulo o subhorizontal (Gómez-Tuena et al., 2003).

Un segundo episodio de actividad volcánica de composición básica fue identificado en la FVTM, de Nayarit a Veracruz, con edades progresivamente más jóvenes del oeste hacia el este: de ~11 y 8.9 Ma en la costa de Nayarit (Righter et al., 1995; Ferrari y Rosas 2000), ~11 y 8 Ma al norte de Guadalajara, Los Altos de Jalisco y Cotija, Michoacán (Nieto-Obregón et al., 1981; Verma et al., 1985; Moore et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997; Alva-Valdivia et al., 2000; Rossotti et al., 2002; Rosas-Elguera et al., 2003), ~9 y 7 Ma en Querétaro e Hidalgo (Pasquaré et al., 1991) y ~7.5 a 6.5 Ma en Veracruz (Cantagrel y Robin, 1979; López-Infanzón, 1991; Ferrari et al., 2005). Este vulcanismo básico se emplazó al norte de las rocas del arco volcánico del Mioceno Temprano-Medio.

Un tercer episodio de vulcanismo ha sido identificado a finales del Mioceno Tardío y durante el Plioceno Temprano, donde el magmatismo máfico decrece y se vuelve más félsico. Este episodio se caracteriza por el emplazamiento de domos silícicos y grandes volúmenes de ignimbritas silícicas cuyas edades están comprendidas entre ~7.5 y ~3 Ma (Gilbert et al., 1985; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Rossotti et al., 2002; Ferrari et al., 2003; Frey et al., 2004). Durante el Plioceno Temprano, se registra la aparición de vulcanismo con características bimodales, es decir, existe la presencia de pequeños afloramientos de basaltos alcalinos de intraplaca asociados con complejos de domos e ignimbritas silícicas calcoalcalinas cuyas edades son de ~5.5 Ma (Moore et al., 1994; Frey et al., 2004; Ferrari, 2004). En la parte norte del rift de Colima y el campo volcánico de Ayutla domina un vulcanismo máfico de composición alcalina con una ligera firma de subducción, con edades del Plioceno Temprano (Allan, 1986; Richter y Rosas-Elguera, 2001). En la porción central de la FVTM dominan grandes calderas como Amazcala, Amealco, Huichapan, Los Azufres, Zitácuaro, Apaseo y Los Agustinos, que produjeron tobas pumicíticas e ignimbritas, con volúmenes de decenas de kilómetros cúbicos y edades K-Ar de entre 7.3 y 3.4 Ma (Gómez-Tuena et al., 2005 y referencias incluidas).

Finalmente, el episodio magmático más reciente de la provincia ha ocurrido a partir del Plioceno Tardío y durante el Cuaternario. La actividad magmática se ha manifestado en casi toda la provincia geológica a través de la generación de numerosos campos volcánicos monogenéticos (Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, la región de Maravatío – Zitácuaro - Valle de Bravo, Sierra Chichinautzin, entre otros), volcanes tipo escudo, algunas calderas (Acoculco, Los Humeros), domos riolíticos (Las Derrumbadas) y los principales estratovolcanes observados en la FVTM. En el sector oriental se ha identificado la existencia de un posible hiatus magmático (a excepción de algunos centros volcánicos en Hidalgo y la costa de Veracruz) que ocurrió entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano (Gómez-Tuena et al., 2005). En este sector el vulcanismo se reestablece a los 3.7 Ma con la aparición de diferentes centros poligenéticos, como son la Sierra de las Cruces y Campo Volcánico de Apan. La mayor actividad del sector oriental de FVTM se desarrolla durante el Cuaternario, en los campos de la Sierra Chichinautzin (Martín-Del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999; Siebe et al., 2004), de Apan (García-Palomo et al., 2002), en la región del Pico de Orizaba y Cofre de Perote (Carrasco-Núñez, 2000; Siebert y Carrasco-Núñez,

2002), así como en la Sierra Nevada. De hecho, se considera que la mayoría de los estratovolcanes presentes en el sector oriental de la FVTM tales como la Sierra Nevada, la Malinche, el Pico de Orizaba, entre otros, tienen edades menores a un millón de años (Gómez-Tuena et al., 2005 y referencias incluidas). En la Figura 3.2 se presenta de manera resumida, los episodios y pulsos magmáticos ocurridos a lo largo de la FVTM. Las edades y rangos de edades para las rocas volcánicas de la FVTM fueron obtenidas mediante diferentes métodos como K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , C14 en materia orgánica asociada con eventos volcánicos recientes (<40 000 años) y escasas edades en U-Pb.

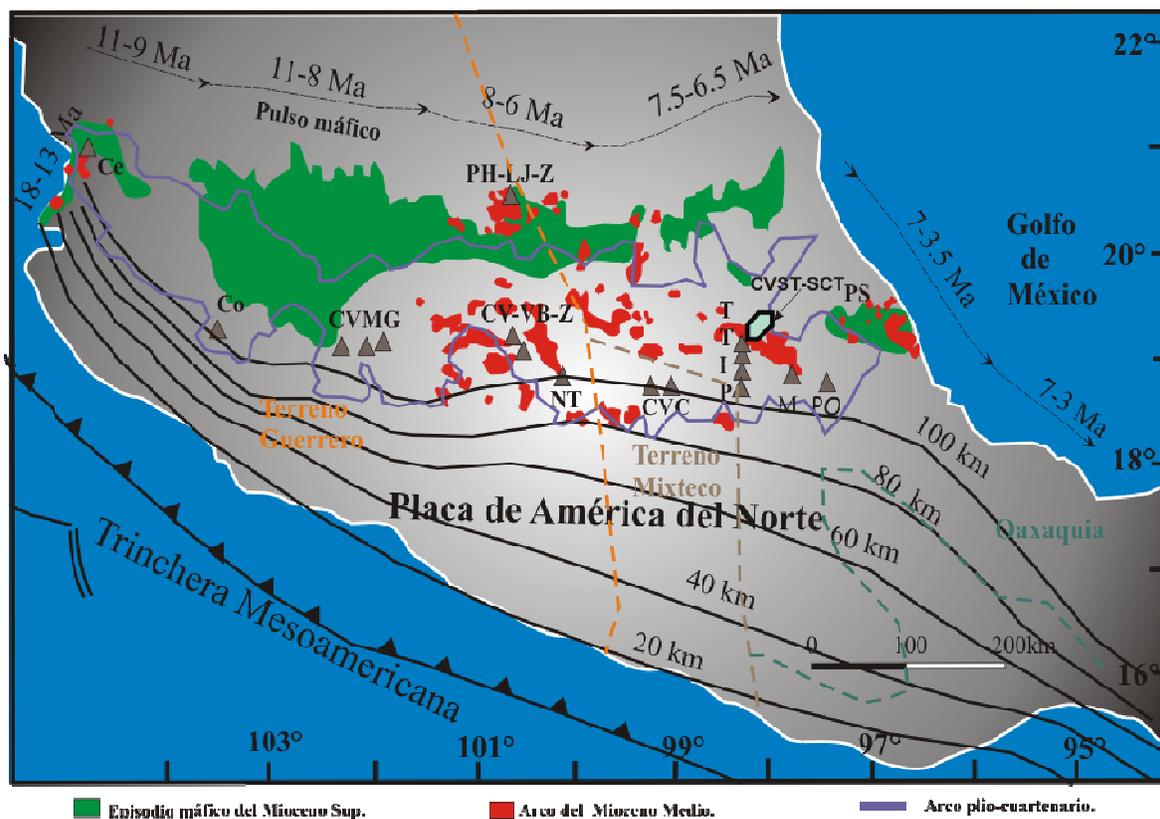


Figura 3.2. Mapa de la FVTM (modificado de Gómez-Tuena et al., 2005). Principales volcanes: Ceboruco (Ce), Colima (Co), Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), Complejo Volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro (CV-VB-Z), Nevado de Toluca (NT), Campo Volcánico Chichinautzin (CVC), Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón, Tláloc (P,I,T,T), Malinche (M), Pico de Orizaba (PO), Campo Volcánico Palma Sola (PS), Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya-Zamorano (PH-LJ-Z). Las curvas indican igual profundidad de la placa en subducción (tomado de Pardo y Suárez, 1995). En rojo: arco del Mioceno Medio – Tardío; verde: Episodio máfico del Mioceno Tardío; la línea de contorno azul muestra el límite del arco Pleistoceno - Cuaternario. También, se indican los posibles límites del basamento existente bajo la FVTM en colores (Sedlock et al., 1993). El CVST-SCT se muestra en el polígono negro-azul.

3.2 Marco Geológico del área de estudio

De acuerdo a la información geológica y estratigráfica, propuesta por autores como García-Palomo et al. (2002) y López-Hernández (2009), se puede considerar al Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán (CVST-SCT) como un complejo del Mioceno y del Cuaternario, constituido por derrames de lava, conos, domos y diferentes secuencias de flujos piroclásticos que incluyen ignimbritas y depósitos de bloques y ceniza. El evento más antiguo identificado en el área de estudio es la ignimbrita Tetlapayac con una edad de 12.6 ± 0.4 Ma (López-Hernández, 2009). Además, existen eventos más recientes emplazados sobre estas secuencias como los conos monogenéticos y volcanes escudo que presentan edades posiblemente dentro del rango de 2.1 a 1.0 Ma. Enseguida se describen las características principales de las unidades litológicas que se encuentran como basamento y estructuras que rodean al área de estudio y que han sido propuestas por diferentes autores.

3.2.1 Basamento

Cretácico

En la región del CVST-SCT, no afloran rocas de su basamento, sin embargo en estudios de geofísica de Campo-Enríquez et al. (2003) sobre el área de la Laguna de Tecocomulco (al norte del área de estudio) se ha inferido la presencia de calizas pertenecientes a la Sierra Madre Oriental. Según perfiles geofísicos obtenidos por estos autores, las rocas carbonatadas se encuentran a profundidades de entre 200 y 2,500 m. Estas diferencias en profundidades se deben a que existen semi-grabens con orientación NE-SW, similar a la orientación de las principales fallas regionales, las cuales han desplazado las unidades del basamento. Autores como Ledezma-Guerrero (1987) describen una secuencia sedimentaria marina localizada al sureste del poblado de Calpulalpan. La describe como una caliza de color gris claro a blanco con textura “sacaroide” es decir, compuesta por cristales finos de calcita, bien estratificada. Estas calizas subyacen discordantemente a un conglomerado de 12 m de espesor con fragmentos redondeados de caliza. La secuencia de calizas puede estar intrusionada por cuerpos graníticos de edad cretácica, como los que señalan Campo-Enríquez et al. (2003) para la secuencia estudiada en la caldera de Acozulco.

3.2.2 Inicio de la actividad magmática en la zona de estudio

A continuación, se resume la información bibliográfica disponible sobre los eventos magmáticos ocurridos dentro del área de estudio y posteriormente se presentan los resultados de los trabajos de campo realizados en la presente tesis. En la Figura 3.3 se presenta el mapa geológico regional propuesto por García-Palomo et al. (2002).

López-Hernández (2009) describe un granito de hornblenda a partir de un núcleo recuperado a 1 614 m de profundidad del pozo EAC-1, localizado al centro de la Caldera de Acoculco. Esta autora establece que las características texturales y estratigráficas del granito podrían correlacionarse con el intrusivo identificado en el área de Los Humeros, Puebla donde se reportan edades de K-Ar de 14 Ma (Yáñez-García, 1980) y asocia este evento como el inicio de la actividad ígnea en esta porción del estado de Hidalgo.

Andesita Apan (Mioceno Medio)

Ledezma-Guerrero (1987) describe esta secuencia, como “rocas volcánicas” no diferenciadas del Terciario y García-Palomo y colaboradores en el 2002, redefine como Andesita Apan, a una serie de rocas, que afloran al NE y SW de la Ciudad de Apan. Esta secuencia está constituida por flujos de lava de composición andesítica de color gris, con textura afanítica y que subyace a derrames de lava y conos de escoria del Pleistoceno. García-Palomo et al. (2002) reporta una edad K-Ar de 13.4 ± 0.6 Ma. López-Hernández (2009) reporta una edad K-Ar de 12.6 ± 0.4 Ma para una muestra tomada de esta andesita pero en otra localidad de la Sierra de Apan.

Dacita El Rosario

El primero en describir esta unidad fue Ledezma-Guerrero (1987), quien la nombra “Andesita El Peñon” y la propone como una secuencia de derrames de andesita de color gris claro. García-Palomo et al. (2002) describen una serie de estratovolcanes y domos que presentan estructuras de colapso, con orientación NNE-SSW, de composición andesítica que denomina como Andesita el Peñon. Estos autores encuentran una edad K-Ar de 12.7 ± 0.6 Ma para esta andesita. En 2009 López-Hernández sugiere abandonar esta clasificación y usar el nombre de Dacita El Rosario, ya que su petrografía es distinta y fue derivada de

centros eruptivos independientes. Por lo tanto, la Dacita El Rosario estaría formada por dos centros eruptivos principales de composición dacítica que forma gruesos derrames, uno de ellos se localiza al E del poblado El Rosario (NW de Tlaxco) y otro al S del Tepozán.

Ignimbrita Tetlapayac

Esta ignimbrita primero se le nombró Riolita Chignahuapan por Ledezma-Guerrero (1987), quien la describe como una secuencia de derrames volcánicos constituidos por rocas riolíticas. Posteriormente García-Palomo et al. (2002) la nombran como Ignimbrita Matamoros dividiéndola en dos sub-unidades, la primera en flujos de pómez de color blanco, la segunda es una secuencia ignimbrítica de composición dacítica. Sin embargo, López-Hernández (2009) retoma el nombre de Ignimbrita Tetlapayac, ya que se encuentra mejor expuesta en las cercanías de la hacienda Tetlapayac. Obtuvo una edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de 12.6 ± 0.4 Ma y con esta edad la considera una unidad independiente del grupo “Riolita Chignahuapan” asignado al Plioceno por Ledezma-Guerrero (1987).

Secuencia Volcánica Acoculco

Al NE de la zona de estudio, se encuentra una serie de productos volcánicos, constituidos por flujos de lava y productos piroclásticos originados por La Caldera de Acoculco. López-Hernández (2009) divide la actividad de la caldera en: Unidad Pre-Caldera, Sin-Caldera y Post-Caldera.

Unidad Pre-Caldera.

Esta unidad está constituida por 4 eventos llamados:

- Andesita-basáltica Los Laureles, constituidas por flujos de lava,
- Riolitas pre-caldera. Estructuras en forma de domos de composición riolítica con una edad obtenida por K-Ar de 1.7 Ma,
- Dacita Cruz Colorada, constituida por gruesos derrames de dacita expuestos en las zonas más elevadas de la región, con una edad de K-Ar de 1.6 Ma.

- Basaltos Cuautelolulco, compuestos por flujos de lava densos color negro, teniendo una edad de ^{40}Ar - ^{39}Ar de 1.6 Ma.

Unidad sin-Caldera.

Esta se compone de la Ignimbrita Acoculco. Esta unidad piroclástica se encuentra en el interior de la caldera de Acoculco y se compone por 7 unidades de flujo que produjeron depósitos masivos de flujos de ceniza, separados por depósitos de caída y oleadas piroclásticas. La edad isotópica para la Ignimbrita Acoculco por medio de K-Ar es de 1.4 Ma.

Actividad postcaldérica:

Sedimentos Lacustres. Estos se acumularon después de los eventos de la Ignimbrita Acoculco.

Basaltos Potrerillos. Formados por derrames de lava de color gris oscuro y por su posición estratigráfica que cubre la Ignimbrita Acoculco y los sedimentos lacustres se le establece una edad < 1.4 Ma.

Riolita Acoculco. Conjunto de 7 domos de composición riolítica emplazados en la periferia de la caldera. Ledezma-Guerrero (1987) la engloba como parte de la unidad nombrada Riolita Chignahuapan. Las edades K-Ar de 3 domos, obtenidas por diferentes autores, varían como sigue de 1.36, 1.34 (De la Cruz y Castillo, 1986) y 1.3 Ma (López-Hernández, 2009).

Campo volcánico Tezontepec-Chignahuapan

El primero en delimitar este campo volcánico fueron De Cserna et al. (1988), quienes la describieron como una zona compuesta por centenares de volcanes monogenéticos. García-Palomo et al. (2002) establecen que está constituido por cerca de 280 aparatos volcánicos, entre ellos 10 volcanes escudo, 5 domos, coladas de lava y conos de escoria nombrándolo Campo Volcánico Apan-Tezontepec. López-Hernández (2009) adopta el nombre de Campo

Volcánico Tezontepec-Chignahuapan, con el propósito de indicar que el vulcanismo se extiende hacia el E hasta la zona de Chignahuapan y abarcando también el vulcanismo periférico de composición básica. Esta designación abarca los volcanes monogenéticos de la caldera de Acoculco que aprovecharon la fractura anular del colapso caldérico.

Las edades K-Ar reportadas para los derrames de lava asociados a los volcanes monogenéticos varían entre 2.1 Ma (García-Palomo et al., 2002), 1.8 Ma (Nelson y Lighthart, 1997), 1.64 y 1.31 Ma (Ferrari et al., 2005) 1.3, 1.0 y 0.9 Ma (López-Hernández, 2009), 0.42 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1997), 0.24 y 0.2 Ma (López-Hernández, 2009).

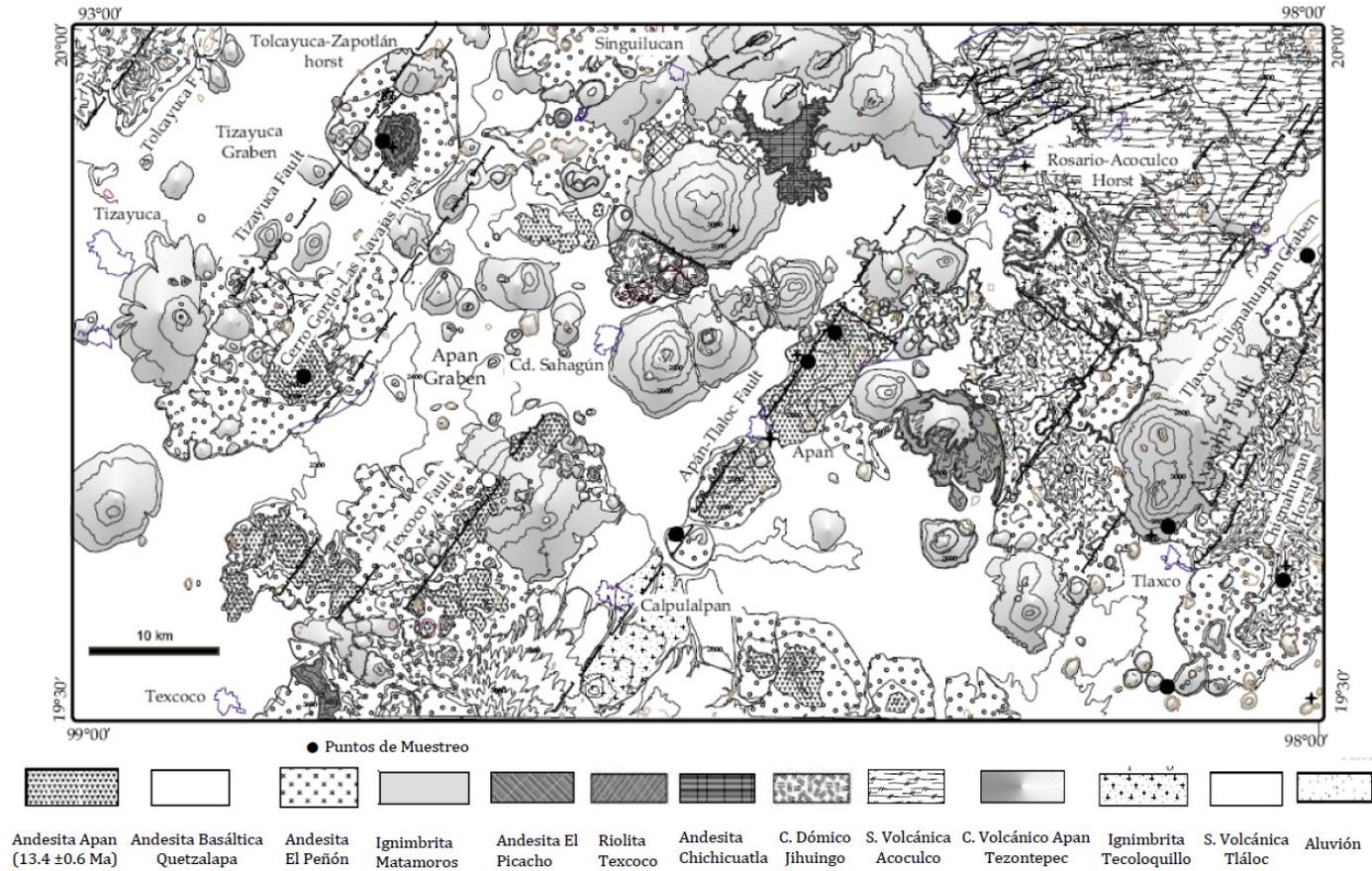


Figura 3.3. Mapa geológico de la región de Apan tomado de García-Palomo et al. (2002).

3.3 Resultados: Descripción geológica del Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán

En el área de estudio no afloran rocas del basamento, como ya se mencionó en los apartados anteriores. Así que, únicamente se hará una descripción detallada de las unidades volcánicas cenozoicas. En el presente trabajo se reconocieron diferentes flujos de lava, volcanes escudo, conos cineríticos, domos y productos piroclásticos de composición dacítica-riolítica a basáltica. Los trabajos de campo que consistieron en la descripción y toma de datos de afloramientos, permitieron proponer un mapa geológico presentado en la Figura 3.4.

Dado que se desconocen las edades geocronométricas para las secuencias volcánicas identificadas en la zona de estudio, se construyó una columna estratigráfica utilizando las edades propuestas por autores como García-Palomo et al. (2002) y López-Hernández (2009). Así, primero se mencionarán y describirán las características de las secuencias más antiguas, agrupadas en Unidad Volcánica Inferior, y después las secuencias más recientes agrupadas también en Unidad Volcánica Superior. El agrupamiento de secuencias en campo se efectuó principalmente con base en su posición estratigráfica observada, pero también se tomó en cuenta otras características como el grado de intemperismo y erosión que presentan las unidades, lo cual se refleja en la geomorfología y relieve del área. Los nombres asignados a las unidades son informales desde el punto de vista de la nomenclatura estratigráfica y solamente se utilizaron con fines de identificación. La clasificación petrográfica de las rocas utilizada en el mapa se basó en los resultados químicos obtenidos del diagrama de TAS (Total Alcalis vs. Sílice).

3.3.1 Unidad Volcánica Inferior (~13.4 – 12.6 Ma)

García-Palomo et al. (2002) proponen que la actividad magmática, ocurrida en la región de Apan se produjo durante dos períodos principales: uno durante el Mioceno (entre 13.4 y 5.3 Ma), el cual coincide con los primeros inicios de la actividad de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, y otro durante el Plioceno–Pleistoceno (< a 2.1 Ma y ~1.5 Ma), después de un “hiatus” magmático de ~10 Ma. Así, los eventos volcánicos ocurridos durante el primer período, en la zona de estudio, estarían representados por las siguientes secuencias:

Ignimbrita Tetlapayac

Como se mencionó en secciones precedentes, López-Hernández (2009) identifica y fecha un importante afloramiento de ignimbritas presentes en un banco de material ubicado en la cercanía de Almoloya-Apan. Este autor la nombra Ignimbrita Tetlapayac y obtiene una edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de 12.6 ± 0.4 Ma. En este banco de materiales, así como en otros afloramientos encontrados (muestra TTC-25: N19°46'14.9", W98°19'15.1" a 2740 m.s.n.m y TTC-06: N19°46'29.5", W98°19'41.2" a 2790 m.s.n.m., ver Figura 3.4), la ignimbrita se compone de una roca blanca a gris claro-crema, con bandeamiento como evidencia de flujo, compuesta por fenocristales de cuarzo subredondeados, plagioclasa y feldespato potásico, todos incluidos dentro de una matriz vítrea esferulítica, que contiene algunas pómez aplastadas. Su grado de soldamiento es de medio a alto y presenta algunos líticos. Estos depósitos piroclásticos están cubiertos parcialmente por depósitos de escoria y algunas lavas basálticas recientes, como las producidas por los conos alineados San Antonio, donde existen afloramientos aislados de esta ignimbrita. Estos afloramientos son escasos por estar cubiertos por suelo o por otros depósitos volcánicos más recientes, pero en algunas partes, como en el afloramiento donde se tomó la muestra TTC-25, se presenta de forma masiva con direcciones de flujo y diaclasamiento por enfriamiento que se inclinan hacia el NW 38° (Figura 3.5). Aquí se observa un espesor aparente de entre 20 a 30 m para esta ignimbrita. Existen afloramientos similares en las laderas de los conos monogenéticos Las Coronillas (muestra TTC-15), donde se encuentra parcialmente cubierta por un flujo de lava basáltica reciente.

Núñez-Castillo (2010), describe importantes afloramientos de esta ignimbrita, dentro de la cuenca delimitada por los cerros Almoloya, Tehuante y Coronillas, al SW del área de estudio, los que se extienden hasta la localidad de la Hacienda Tetlapayac, al este de la ciudad de Apan, Hidalgo. Es difícil determinar el espesor real de los depósitos de la Ignimbrita Tetlapayac, así como sus relaciones con otras secuencias volcánicas antiguas, ya que se encuentran enterrados o cubiertos por materiales de eventos más recientes y suelos. Sin embargo, es evidente que, esta ignimbrita se emplazó posteriormente a los eventos magmáticos de la Andesita Apan fechada por García-Palomo et al. (2002) en 13.4 Ma.

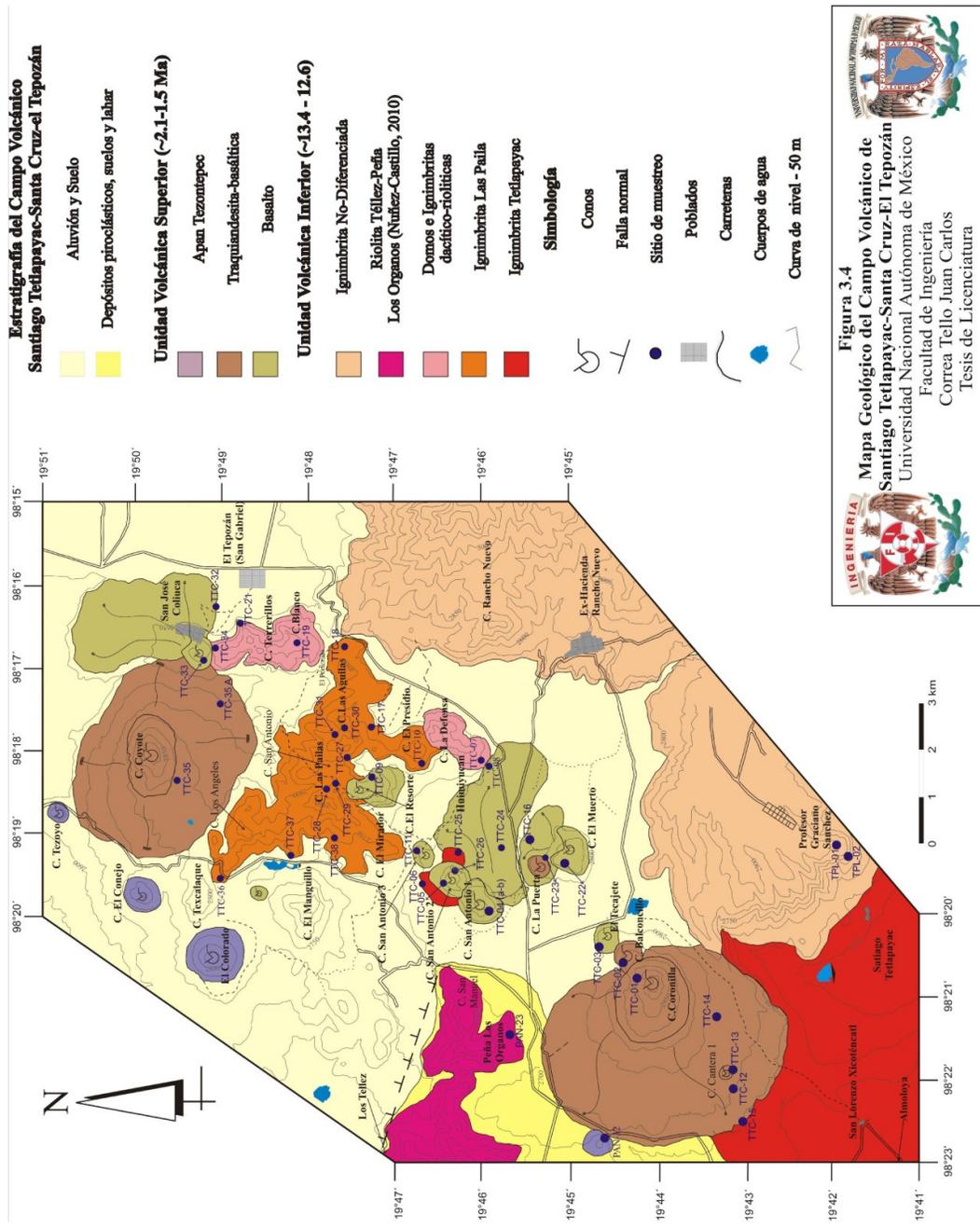




Figura 3.5. Afloramiento de la Ignimbrita Tetlapayac al este de los conos monogenéticos San Antonio. Se observa el bandeamiento de un bloque de color gris claro. Los bloques sueltos de este depósito piroclástico pueden alcanzar hasta 2 metros de largo.

Ignimbrita Las Pailas

Los afloramientos de esta ignimbrita se localizan hacia la parte centro-norte de la zona de estudio y se aglutinan en al menos 6 cerros, los cuales se encuentran, morfológicamente disectados y moderadamente erosionados. Se estima que estos ocupan una área aproximada de 13 km² y se identificaron sobre los Cerros Las Pailas (2920 m.s.n.m), San Antonio (2 920 m.s.n.m), Las Águilas (2 940 m.s.n.m), El Presidio (2 880 m.s.n.m), El Mirador (2 790 m.s.n.m) y Los Ángeles (2 880 m.s.n.m) (Figura 3.4).

Durante el trabajo de campo se reconocieron diferentes afloramientos, uno de ellos se localiza en la desviación hacia el poblado El Portezuelo (punto TTC-18), donde la roca es de color gris claro, intemperizada, tiene textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, ferromagnesianos y cuarzo en una matriz vítrea. En este sitio presenta espesores variables de 0.50 a 5 m y se observa en rocas masivas, y en bloques. Otro de los mejores afloramientos se localiza en las coordenadas N19°47'04.2", W98°17'59.6" (puntos de muestreo: TTC-30 y TTC-31), donde la ignimbrita se presenta en peñascos, de forma masiva, con diaclasado vertical y bandeamiento horizontal, cuyos espesores

varían de 5 hasta 18 m (Figura 3.6). Aquí las rocas son de color gris claro, presentan fenocristales de plagioclasa, cuarzo y rara biotita en una matriz muy silicificada.

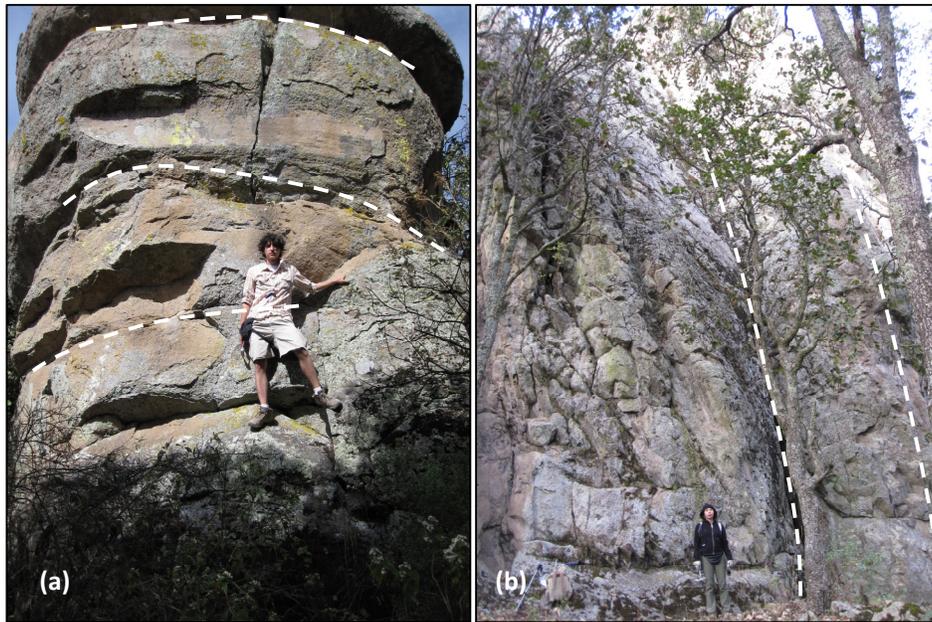


Figura 3.6. Detalles de los afloramientos de la Ignimbrita las Pailas presente en diferentes cerros: (a) Afloramiento en el cerro El Presidio donde se observa diaclasamiento sub-horizontal. (b) Existen otros afloramientos en el cerro Las Águilas donde los depósitos son masivos con diaclasamiento vertical, formando peñascos.

En la cima del cerro Las Pailas se identificaron varios depósitos de bloques y cenizas producidos por flujos piroclásticos de composición riolítica, los cuales parecen asociarse con la ignimbrita Las Pailas. Un afloramiento representativo se localiza en los flancos del cerro Las Pailas, detrás del cerro El Resorte, en las coordenadas N19°47'24.1", W98°18'26.2" (punto de muestreo TTC-28), donde existen peñascos que coronan el paisaje con una altura de entre 12 a 30 m (Figura 3.7). Aquí se observan depósitos de bloques y ceniza consolidados con un arreglo de tamaño de fragmentos caótico (tamaños de 5 a 80 cm), incluidos en una matriz de ceniza fina muy consolidada. Se pueden observar las típicas chimeneas de desgasificación presentes en estos depósitos. Parece tratarse de un flujo monolitológico, ya que predominan bloques de roca riolítica de textura porfídica con enormes fenocristales de plagioclasa (6 cm), abundante cuarzo y biotita parda. Se estableció, por medio de observaciones del terreno y características topográficas de esta área, que estos depósitos de bloques y cenizas conforman el cerro Las Pailas y peñascos aislados asociados.



Figura 3.7. (a) Aspecto morfológico de los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, formando peñascos, que coronan el paisaje. (b) Detalle del depósito masivo de bloques y ceniza compuesto por bloques de roca riolítica en una matriz fina muy consolidada. (c) Bloque de riolita con fenocristales de plagioclasa y cuarzo recrystalizado.

Se desconocen las relaciones estratigráficas de estas ignimbritas con las demás rocas riolíticas de la región, ya que los contactos se encuentran sepultados. Sin embargo, estas rocas silíceas subyacen parcialmente a las andesitas-basálticas y traquiandesitas más recientes como las del cerro El Resorte. Por lo tanto se asociaron con los eventos magmáticos de la Unidad Inferior.

Domos e ignimbritas dacítico-riolíticos

Cerros Blanco-Terrerillos

En la porción NE del área de estudio se identificó una serie de 5 estructuras dómicas y lavas asociadas, las cuales presentan una topografía redondeada y fuertemente disectada, debida a procesos erosivos. Entre los domos de mayores dimensiones se encuentra el Cerro Blanco y Cerro Terrerillos (Figura 3.4) con alturas de 2 840 y 2 830 m.s.n.m., respectivamente (puntos de Muestreo: TTC-19: N19°47'56.9", W98°16'42.4", TTC- 21: N19°48'47", W98°16'20.9", TTC-34: N19°49'5.4", W98°16'43.6").

En la ladera SE del Cerro Blanco se presenta un afloramiento de bloques y peñas de gran tamaño que miden aproximadamente 4 a 5 metros de largo (Figura 3.8). Los bloques de roca son de color gris medio a rosáceo al intemperismo, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa de hasta un 1 cm de longitud, abundante cuarzo, hornblenda, y posible biotita diseminada en una matriz afanítica. Se observa bandeamiento en las rocas el cual es paralelo al diaclasamiento presente. Las rocas se pueden clasificar petrográficamente como dacitas y riolitas. Una característica de estas lavas es la presencia de enclaves de composición andesítica de hasta 25 cm de diámetro, de color blanco con textura microlítica, los cuales deforman el bandeamiento presente en las rocas.

Cerca del cerro San José Coliuca las dacitas del cerro Terrerillos están sobreyacidas por depósitos de escoria y lavas derivadas del cono cinerítico del mismo nombre (Figura 3.4).

Cerro La Defensa

Este cerro se localiza al norte del poblado Huimiyucan, en las coordenadas N19°45'57.5", W98°18'14.6" y a una altura de 2,710 m.s.n.m. Presenta un aspecto dómico, con una longitud de 1,750 m y donde se expone una roca en forma de coladas masivas y bloques de gran tamaño de 0.60 a 1.50 m (TTC-07). Esta roca es de color gris a rosa, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y cuarzo. La composición de estas rocas está en el límite dacita-riolita del diagrama de TAS, las cuales presentan bandeamiento por flujo y enclaves aislados cuyos tamaños varían de 1 a 3 cm de diámetro. Este domo en su parte superior presenta un alto grado de

intemperismo el que ha formado horizontes de material arcilloso y algo de sílice amorfo que alcanzan varios metros de espesor (Figura 3.9).



Figura 3.8. Afloramiento en la ladera SE del Cerro Blanco en el que se presentan grandes bloques de lava de composición dacítica bandeada de textura porfídica.

En el Pueblo Huimiucan existe un contacto claro entre estas rocas félsicas y eventos volcánicos más recientes. Aquí se puede observar que un flujo de lava de andesita-basáltica afanítica, de 6 m de espesor, derivada del conjunto de conos cineríticos San Antonio, sobreyace a las rocas dacíticas del cerro La Defensa. El contacto entre estas rocas está bien definido a lo largo de un arroyo.

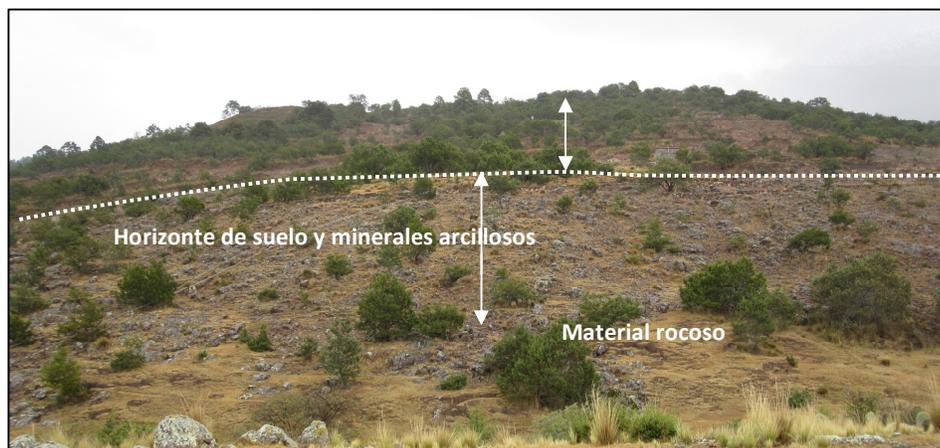


Figura 3.9. Cerro La Defensa donde se presenta un domo de dacitas-riolitas en bloques. La parte superior del domo está fuertemente alterada, con algunos horizontes de suelo y minerales arcillosos.

Riolita Tellez - Peña Los Órganos

En la zona occidental del área de estudio, cerca de las poblaciones Los Téllez y Los Órganos (Figura 3.4), existen importantes afloramientos de rocas riolíticas fuertemente erosionados y cortados por fallas. Estos afloramientos forman la parte norte de los cerros de la Sierra de Apan y se extienden en una dirección NW–SE, en un área de ~8 km por ~1.5 km de ancho. Estos afloramientos fueron estudiados por Núñez-Castillo (2010), quien describe peñas compuestas por bloques de una roca masiva de color rojizo a rosa, con textura porfídica y fenocristales de feldespato, cuarzo y escasos óxidos, incluidos en una matriz desvitrificada con esferulitas. Las rocas presentan bandeamiento irregular blanco-rojo-rosa y una leve alteración arcillosa. Las rocas presentan características de ignimbritas riolíticas y se desconoce sobre que rocas se emplazaron. El espesor estimado en la Peña de los Órganos puede alcanzar los 200 m. Según Núñez-Castillo (2010) y García-Palomo et al. (2002), esta unidad subyace discordantemente a lavas y conos cineríticos que denominaron como Apan-Tezontepec cuyas edades probables serían cercanas a 1.5 Ma.

En la Peña Los Órganos se identificaron rocas masivas con estructura columnar, las cuales podrían ser los restos de una espina o domo riolítico (Figura 3.10), cuya altura es mayor a 30 m. Las rocas son masivas de color rosa-gris claro con textura porfídica de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y raros ferromagnesianos en una matriz rosa claro. Se presentan también líticos de color gris claro y textura fina. La matriz de las rocas riolíticas está fuertemente desvitrificada y se observan abundantes esferulitas y silicificación.



Figura 3.10. Vista panorámica de la Peña los Órganos, la cual presenta una composición riolítica y diaclasamiento por enfriamiento vertical.

Ignimbrita No-Diferenciada

Dentro del área de estudio existen más depósitos de rocas félsicas ignimbríticas cuyas características petrográficas son ligeramente diferentes a las ya descritas. Algunos de estos depósitos se ubican hacia la porción centro – sureste del área de estudio (Figura 3.4) y forman mesetas de centenas de metros de espesor. García-Palomo et al. (2002) no mencionan claramente las características de estas rocas y únicamente en su mapa geológico las agrupa como rocas de la Ignimbrita Matamoros y rocas andesíticas.

Debido a que estos depósitos volcánicos presentan características particulares y que parecen asociarse con otros eventos volcánicos de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, no se estudiaron detalladamente en el presente trabajo. Por lo que se espera que estos depósitos sean caracterizados en estudios futuros. Aquí únicamente se presentarán los detalles mayores observados de estas ignimbritas que se agruparon con el nombre de No-Diferenciadas.

El camino de terracería que va de Santiago Tetlapayac hacia el poblado Profesor Graciano Sánchez corta unas mesetas cuya altura es mayor a 300 m por arriba de las cuencas de Apan (Figura 3.11). Estas mesetas parecen estar compuestas por depósitos ignimbríticos de color gris claro a blanco, moderadamente consolidados. En los puntos de muestreo TPL-1 y TPL-1A (N19°42'00.5", W98°19'06.6", 2 900 m.s.n.m. y N19°41'51.0", W98°19'06.", 2 830 m.s.n.m, respectivamente) se observó una ignimbrita blanca a gris claro moderadamente consolidada, con cristales diseminados de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, algo de biotita, fragmentos líticos de algunos centímetros de diámetro y algunas pómez aplastadas, todos dentro de una matriz fina blanca. Los depósitos no presentan bandeamiento y están erosionados en los bordes de las mesetas.

En función de las características topográficas y geomorfológicas observadas en esta zona, se consideró que las mesetas y cerros cercanos estarían formados por estos depósitos volcánicos. Se desconocen las relaciones estratigráficas de la Ignimbrita No-Diferenciada con las demás rocas volcánicas del área de estudio. Sin embargo, debido a que esta ignimbrita forma altas mesetas de gruesos espesores y poco erosionadas, se puede considerar que son los depósitos más reciente de la Unidad Volcánica Inferior, e

inclusive, parecen cubrir parcialmente a la ignimbrita Tetlapayac en la región oriental del área de estudio.

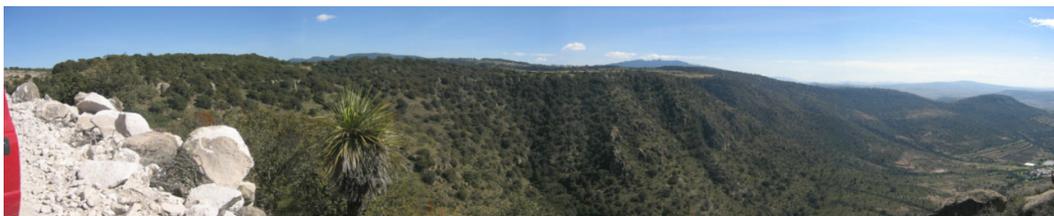


Figura 3.11. Panorámica de las mesetas formadas por la Ignimbrita No-diferenciada en el camino que va al poblado Profesor Graciano Sánchez.

3.3.2 Unidad Volcánica Superior (~2.5 – 1.5 Ma)

En esta unidad se agruparon diferentes afloramientos compuestos por flujos de lava, conos cineríticos de escoria y algunos volcanes escudo que muestran una orientación preferencial NE–SW en la zona de estudio, y que tienen una composición de basalto a andesita–basáltica. Estas rocas máficas y sus productos piroclásticos cubren parcialmente a rocas de la Unidad Volcánica Inferior. En función de las escasas edades isotópicas disponibles (edades presentadas en García-Palomo et al., 2002), pero principalmente tomando en cuenta las relaciones estratigráficas que guardan estas rocas basálticas con las secuencias antiguas y los rasgos geomorfológicos relativamente poco erosionados de los conos volcánicos, se consideró un rango de edades para éstas rocas de 2.5 a 1.5 Ma. Enseguida, se presentan las características principales de las rocas volcánicas ubicadas en esta Unidad Superior.

Conjunto de conos volcánicos Coronilla – Tecajete (traquiandesita-basáltica y basalto)

En la parte SW del área de estudio se encuentran 4 estructuras volcánicas alineadas en dirección NE-SW, las que se localizan a ~6.4 km al NE del poblado de Almoloya (Figura 3.4). De sur a norte se tiene un pequeño cono cinerítico que se denominó como Cono Cantera 1; le sigue el volcán más grande (volcán compuesto) y posiblemente el más reciente de esta zona (Cerro Coronilla) y dos conos cineríticos más pequeños (Cerro Balconcillo y Cerro Tecajete) cuyas características se describen a continuación del más antiguo al más reciente:

Cono Cantera 1

Se localiza en las coordenadas N19°43'15.6", W98°21'59.9", 2 740 m.s.n.m y se trata de un cono cinerítico relativamente pequeño (aflore un espesor de ~20 m) y antiguo, ya que lo cubren parcialmente flujos de lava producidos por los eventos efusivos del volcán Coronilla. Este cono presenta estratificación inversa delgada a media (de 5 a 10 cm), de productos piroclásticos de escoria intercalados, cuyos tamaños varían de grava gruesa a lapilli y ceniza fina. La escoria es de color rojo fuerte a gris, cuya composición es de andesita-basáltica. Las bombas volcánicas son escasas, con tamaños menores a 70 cm. Se tomó la muestra TTC-13 de una bomba volcánica de textura afanítica con escaso olivino y plagioclasa. Las capas de escoria están poco consolidadas y se presentan pequeñas fallas normales que desplazan ligeramente a la estratificación (Figura 3.12).



Figura 3.12. Detalles del Cono Cantera 1, donde se observa la estratificación intercalada de materiales de tamaño grava a ceniza de color rojo, donde se pudo contabilizar cerca de 20 pulsos eruptivos. Las bombas volcánicas en esta estructura son escasas y se presentan fallas normales locales que desplazan ligeramente la estratificación.

Cerros Balconcillo y Tecajete

Justo hacia el noreste del cerro Coronilla existen dos conos volcánicos compuestos por productos piroclásticos como escoria roja a gris oscura y algunos flujos de lava de color gris medio (Figuras 3.4 y 3.13). El Cerro Balconcillo se localiza en las coordenadas N19°44'19.3", W98°20'30.0", a 2 940 m.s.n.m (punto de muestreo TTC-02) y presenta una geometría semicircular, con un diámetro de la base de 540 m y una altura de 110 m. La cima presenta una apertura o cráter abierto hacia el oeste – suroeste, y justamente hacia el borde sureste se identificó un afloramiento compuesto por lavas masivas de aproximadamente 5 m de espesor, de color rojizo-pardo a causa del intemperismo y gris oscuro al fresco, con textura afanítica y escasos fenocristales de ferromagnesianos. Las lavas presentan estructura en laja por enfriamiento en la superficie y de acuerdo a la mineralogía podrían clasificarse como andesita-basáltica.

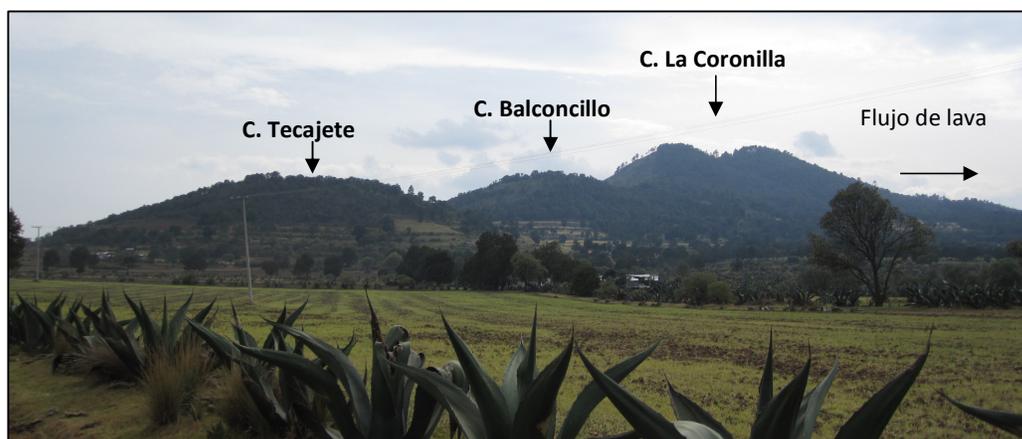


Figura 3.13. Panorámica de NE a SW de los Cerros La Coronilla, Balconcillo y Tecajete. Observe el cráter abierto hacia el norte en la cima del cono La Coronilla.

El cerro Tecajete es el más bajo de todos los conos cineríticos de este grupo y se encuentra en las coordenadas N 19°44'31.2", W 98° 20'09.3" a 2 800 m.s.n.m. Tiene una altura de 70 m y un diámetro basal de 580 m. No existen afloramientos importantes ya que todo el cerro se encuentra cubierto por suelo y campos de cultivo, pero se puede identificar escoria de composición basáltica que se presenta en varias capas de espesor variable. En el punto de muestreo TTC-03 se describen depósitos de escoria color gris oscuro, distribuidos en 4 capas de espesor variable. La primera capa está formada por bloques de tamaño de 20 a 50 cm con un espesor apreciable de 2 m. Le sigue hacia arriba una capa de escoria sub-angulosa de tamaño grava a bloques (de 5 a 20 cm), con

espesor de 50 cm. Le sobreyace una tercera capa de escoria tamaño lapilli con espesor de 47 cm. Finalmente, existe una capa de espesor de 1 m compuesta de material volcánico retrabajado de color ocre. Las capas tienen un rumbo de SW75°, con una inclinación al NW35°. La textura de las escorias es afanítica con escasos fenocristales de olivino y piroxeno, y se clasificaron como de composición basáltica de acuerdo al diagrama de TAS.

Cerro Coronilla

Este cerro es el más reciente y se encuentra en las coordenadas N19°44'05.6", W98°20'49.6", a una altitud de 3 060 m.s.n.m (toma de la muestra TTC-01). Está formado por un volcán con dos fases eruptivas. La fase efusiva está representada por flujos de lava máfica masiva – vesicular, distribuidos de forma casi radial y presentado una forma elíptica de 540 m de largo por 370 m de ancho, lo que da el aspecto de un volcán escudo. La fase explosiva está representada por depósitos de escoria formando un cono de forma semicircular en planta, con un diámetro promedio de 1.8 km y una altura de 150 m por arriba de los flujos de lava. Este cono se encuentra en la cima, por lo que se considera que fue la etapa final. El cono exhibe un cráter con un diámetro de ~220 m, el cual se encuentra abierto hacia el norte (Figura 3.13). Este cono está cubierto por abundante vegetación, pero se puede identificar que se compone de depósitos de escoria y bombas de color rojizo y algunos flujos de lava de textura afanítica micro-vesicular de color gris oscuro. Tanto los materiales de escoria como las lavas identificadas presentan microfenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos en una matriz vítrea afanítica.

Los flujos de lava son masivos y se extienden preferentemente hacia el oeste de una manera casi radial (Figura 3.4), alcanzando una extensión máxima de ~3,000 m. Estos flujos de lava fueron identificados en diferentes localidades del Cerro Coronilla. Así, en los puntos de muestreo TTC-12 (N19°43'11.7", W98°22'13.5", 2 710 m.s.n.m.), TTC-14 (N19°43'21.6", W98°21'45.0", 2 760 m.s.n.m.), TTC-15 (N19°12'12.8", W98°22'49.1", 2 640 m.s.n.m.) y PAN-32 (N19°44'34.8", W98°22'38.8", 2 680 m.s.n.m.) se observan lavas masivas vesiculares de color gris medio a oscuro, con textura afanítica que contienen escasos microfenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno en una matriz vítrea fina. Algunas de las vesículas más superficiales se encuentran rellenas parcialmente por zeolitas y la mayor parte de la superficie de las

lavas está cubierta por unos cuantos centímetros de espesor de suelo reciente. Los espesores de las lavas observados varían de 5 a 10 m en algunos puntos y su composición predominante es de andesita-basáltica.

Conjunto de conos El Muerto y la Puerta

Este conjunto de conos se localiza en la parte central del área de estudio, al NE del conjunto de Conos Coronillas–Tecajete, por lo cual podrían estar asociados al mismo sistema de fallas NE-SW ya mencionado y ser su continuación hacia el NE. El Cerro El Muerto se localiza en las coordenadas N19°45'07.5", W98°19'19.1" a 2 880 m.s.n.m. (punto de muestreo TTC-22), y presenta una forma de herradura ya que su lado NE tiene una hendidura que al parecer dio paso a la salida de un flujo de lava que lo circunda. Este flujo de lava tiene una extensión de 1,100 m y aparentemente rodea al cono cinerítico La Puerta. El diámetro del cono El muerto es de 900 m y tiene una altura de 150 m a partir de su base, y parece estar compuesto por lava en bloques, de textura afanítica con escasos fenocristales de olivino y plagioclasa de menor tamaño. Estas lavas se clasificaron en el diagrama de TAS como basaltos. En la cima de este cerro se identificó escoria de color rojizo, cuyos tamaños van de 5 a 10 cm de diámetro, de textura afanítica, depositada sobre las lavas sin ninguna estratificación clara, lo que permite suponer que estos materiales pudieron provenir de conos volcánicos cercanos.

El cono La Puerta se localiza al norte del Cerro El Muerto (punto de muestreo TTC-23, con coordenadas N19°45'17.0", W98°19'19.1" y altura de 2 810 m.s.n.m.), tiene forma semicircular con un diámetro basal de 450 km y una altura de 70 m desde su base. Los afloramientos son escasos ya que se encuentra cubierto en su mayoría por suelo. Sin embargo, en el flanco NW se localiza un afloramiento donde se observa una estratificación inclinada de 20° a 30° hacia el NW, con un espesor de 50 cm. La escoria es sub-angulosa, de color negro y está soportada clasto a clasto, con tamaños de fragmentos de entre 5 y 10 cm de diámetro. La distribución de los afloramientos de escoria son erráticos, ya que se encuentran mezclados con suelo. La textura de la escoria es afanítica, con escasos micro-fenocristales de plagioclasa y olivino. Químicamente se clasificó a los fragmentos de escoria como Traquiandesita–basáltica.

Grupo de conos San Antonio – El Resorte

Este grupo de conos se localiza también en la parte central del área de estudio y está conformado por 4 conos de escoria y flujos de lava alineados en dirección NE–SW, paralelos al anterior grupo de conos (Figuras 3.4, 3.14 y 3.15). Enseguida se describen las características generales de cada uno, del más antiguo al más reciente.

Con base en sus rasgos geomorfológicos y relaciones estratigráficas se tiene que los conos volcánicos más antiguos son los denominados en el presente trabajo, como conos San Antonio 2 y San Antonio 3.

Se denominó como Cono San Antonio 3 a una pequeña estructura que se encuentra sepultada por depósitos piroclásticos de conos monogenéticos vecinos (Figura 3.15) y suelo reciente. Este cono aflora muy poco, sin embargo en su parte NE existe un banco de material que pone al descubierto parte de su estructura interna (punto de muestreo TTC-11: N19°46'50.6", W98°19'23.9", a 2,710 m.s.n.m.). Debido a que no aflora completamente, no se puede determinar sus dimensiones. En el banco de material se identificaron diversas capas compuestas por materiales de escoria de color rojo (producto de alteración por fases gaseosas) a gris claro cuyos tamaños de partículas varían de grava - lapilli a ceniza fina. Los depósitos están soportados clasto a clasto, con gradación normal. La inclinación que muestran las capas es de ~30° hacia el NW y el espesor observado de estos depósitos en el banco de materiales es de aproximadamente 30 m.

Existen bombas volcánicas distribuidas aleatoriamente dentro de las capas con diámetros desde unos cuantos centímetros hasta 1 m. La textura de las bombas y escoria es afanítica con vesicularidad moderada, donde se observan escasos micro-fenocristales de olivino y plagioclasa. También se observan grupos de xenocristales compuestos por cuarzo y feldespatos y algunos líticos antiguos, posiblemente extraídos del basamento sobre el que se construyó el volcán.

El cono San Antonio 2 muestra una forma semicircular con una hendidura erosionada hacia el sur (Figura 3.14 y 3.15). Tiene una altura de 150 m y un diámetro basal de 680 m. Los afloramientos en este cerro son escasos, ya que se encuentra cubiertos por una capa de más de 50 cm de suelo. Sin embargo, en el punto de muestreo TTC-26 (coordenadas: N19°46'17.9", W98°19'20.9", a 2 790 m.s.n.m.) se identificó abundante

escoria de color negro a rojizo con tamaños de 5 a 10 cm de diámetro. La textura de la escoria es afanítica con escasos fenocristales de olivino y plagioclasa. Las muestras de bombas y escoria analizadas de estos dos conos se clasificaron químicamente como basalto.

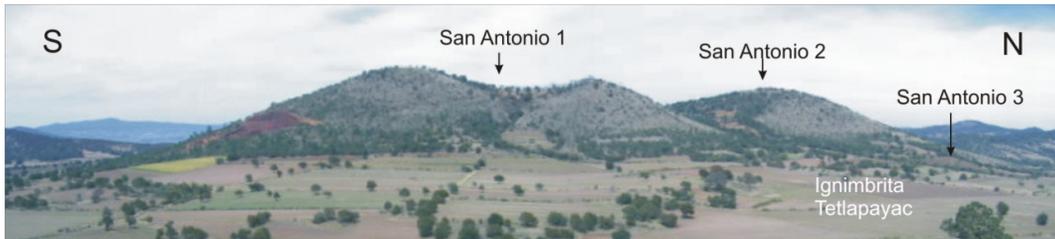


Figura 3.14. Panorámica del Grupo de conos volcánicos San Antonio. El volcán más antiguo se localiza al norte (Cono San Antonio 3) y el más reciente hacia el Sur (Cono San Antonio 1).

El cono San Antonio 1 (2 910 m.s.n.m) tiene una forma semicircular y en su ladera NE presenta una hendidura orientada hacia el SE, que al parecer dio paso a la salida de un flujo de lava que se extiende en dirección S, SE y E (Figura 3.15). Este cono presenta dos etapas eruptivas. La etapa efusiva se presenta en diferentes afloramientos, algunos de ellos aislados formando islas, pero la mayoría se presenta en coladas de lava masiva las cuales alcanzan una extensión de ≈ 3.55 km hacia el SE. En los puntos de muestreo TTC-8 (N19°45'57.5", W98°18'14.6", a 2 710 m.s.n.m) y TTC-24 (N19°45'49.3", W98°19'21.9", a 2 770 m.s.n.m) se presentan lavas masivas y en bloques (Figura 3.16), con estructuras pahoehoe y aa, Estas lavas presentan escasas vesículas y espesores que pueden alcanzar los 8 m. Las lavas son de color gris medio a oscuro con textura afanítica conteniendo escasos micro-fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino en una matriz vítrea fina. De acuerdo a la clasificación química de TAS, las lavas se clasificaron como Traquiandesita-basáltica.

La fase explosiva del San Antonio 1 construyó un cono cinerítico cuya altura es de 125 m por encima de la planicie, un diámetro basal de 980 m y, como ya se mencionó, presenta un cráter abierto hacia el SE de 350 m de diámetro. En un corte hecho dentro de un banco de materiales para extraer escoria, se observa la presencia de depósitos piroclásticos con dos tonalidades contrastantes. El depósito interno o inicial muestra una coloración rojiza y está compuesto por potentes depósitos (>20 m) de gravas, lapilli y ceniza sub-angulosos, con tamaños de fragmentos de entre 3 a 10 cm y presentan

también abundantes bombas volcánicas con tamaños desde unos cuantos centímetros hasta 1 m. Los materiales están pobremente consolidados (toma de la muestra TTC-4A: N19°45'49.1", W98°19'57.3", a 2 810 m.s.n.m.) y se presentan organizados en múltiples estratos, con espesores de ~20 cm e inclinaciones cercanas a 40° siguiendo el contorno del cono. Estos depósitos rojizos son los más abundantes en el volcán. Los cubren depósitos de escoria de color gris oscuro de tamaño lapilli, con escasos horizontes de bloques y bombas intercaladas. El espesor de esta escoria gris oscuro es de ~10 m y se puede observar también que el depósito está soportado grano a grano con gradación normal y pobremente consolidado (toma de la muestra TTC-4B: N19°45'49.1", W98°19'57.3", a 2 810 m.s.n.m.). Tanto las escorias y bombas rojizas como las gris oscuro presentan vesicularidad moderada y una textura afanítica, donde se observan escasos fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno y ambos tipos se clasificaron como basaltos.

Finalmente, en los alrededores y base de los conos San Antonio se identificó la presencia de afloramientos de la Ignimbrita Tetlapayac cubiertos parcialmente por los depósitos de escoria, lo cual sugiere que la construcción de estos conos volcánicos fue posterior al emplazamiento de dicha ignimbrita.

En cuanto al Cerro El Resorte, localizado en la porción central del área de estudio (Figura 3.4), se puede distinguir una estructura volcánica semicircular con una hendidura en dirección N - S que dio lugar a un evento efusivo representado por coladas de lava. Debido a la presencia de abundante suelo, no se puede distinguir las dimensiones de esta estructura. Sin embargo, sí se puede identificar claramente coladas de lava que se extienden hacia el sur, alcanzando una distancia de 625 m. Esta estructura y coladas de lava en bloques, con un diámetro de hasta 1.5 m cubren discordantemente a la Ignimbrita las Pailas. En el frente de las coladas de lava, se puede apreciar un espesor de hasta 10 m, el cual está expuesto en un arroyo que corta a los cerros El Resorte y El Presidio. En su afloramiento más representativo (punto de la muestra TTC-09: N19°46'53.1", W98°18'20.5", a 2 730 m.s.n.m.) se presenta una roca masiva de color gris medio – oscuro, con textura afanítica y escasos fenocristales de olivino, plagioclasa y ferromagnesianos. Las rocas se clasificaron como basaltos.

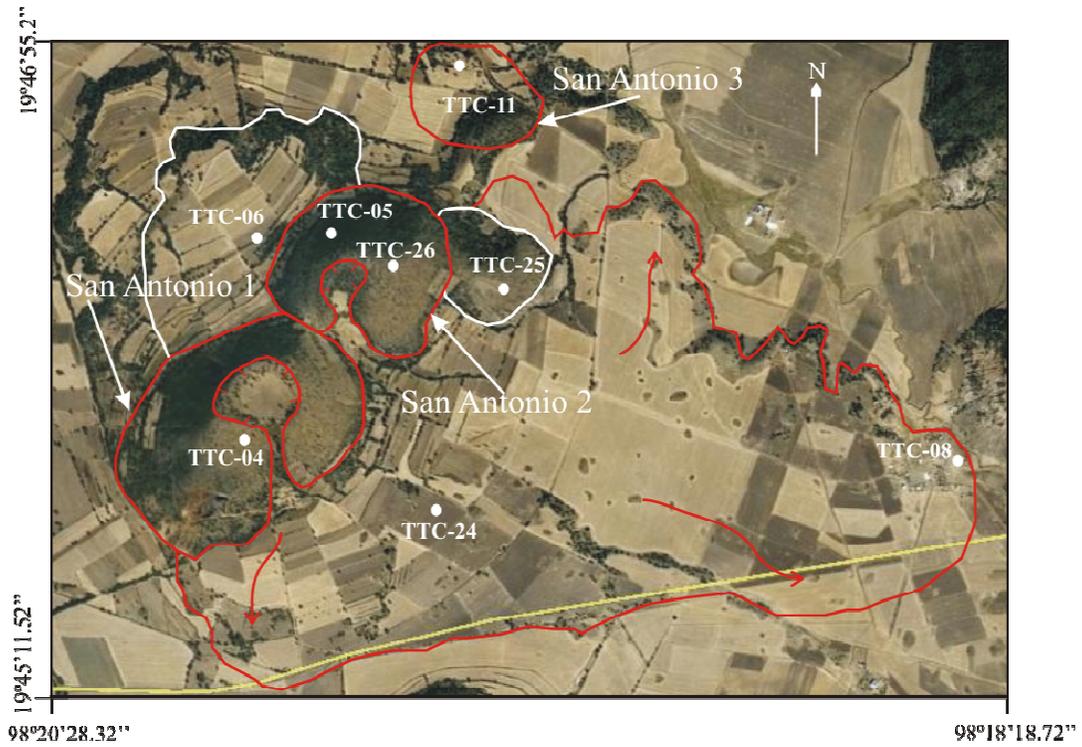


Figura 3.15. Imagen tomada de Google-Earth donde se aprecia la distribución de los conos San Antonio y el flujo de lava asociado al cono 1. Las líneas blancas muestran la distribución de afloramientos de la Ignimbrita Tetlapayac que subyace a las lavas y depósitos de escoria.



Figura 3.16. Frente de lava basáltica masiva proveniente del Cono San Antonio 1 y que presenta diaclasamiento horizontal por enfriamiento.

Cono San José Coliuca

Se localiza en la zona noreste del área de estudio, al este del poblado San José Coliuca (Figura 3.4). Se trata de un cono semicircular con una altura de 120 m y un diámetro basal de 600 m. Presenta un cráter ~30 m de diámetro abierto hacia el NE. Probablemente durante su actividad volcánica produjo dos etapas eruptivas:

Durante su etapa efusiva produjo coladas de lava que se extienden hacia el norte – noreste a una distancia de aproximadamente 2.91 km (Figura 3.17). Las lavas son masivas y en bloques que pueden alcanzar de entre 0.5 a 1.5 m de diámetro. Actualmente, la superficie de estas coladas de lava se encuentra cubierta por suelo y tierras de cultivo, por lo que únicamente es factible de identificar en los frentes de lava o en los arroyos que las cortan. En el punto de muestreo TTC-32 (N19°49'06.8", W98°16'17.4", a 2 660 m.s.n.m.) se presenta un frente de lava de color gris oscuro – negro, el cual descende del cono cinerítico, y presenta una textura afanítica con escasos microfenocristales de olivino y piroxeno.

La fase explosiva del cono cinerítico San José Coliuca está representada por la acumulación de material de escoria que forma una estructura semicircular cuyas dimensiones ya se mencionaron líneas arriba (Figura 3.18). Existe un banco de material en el que se puede distinguir su estructura piro-sedimentaria. En el punto de muestreo TTC-33 (N19°49'07.9", W98°16'41.5", a 2 700 m.s.n.m.) se observa una pared con una altura de 14 metros, en la que existe escoria sub-angulosa de tamaño lapilli y grava media, soportada clasto a clasto y bombas volcánicas de algunos centímetro a un metro de diámetro. La escoria es de color rojizo y negro, y algunas veces aparecen escorias de pómez blanca de dacita, posiblemente extraídas del substrato del volcán. La escoria está pobremente consolidada y las bombas presentan una textura afanítica con escasos microfenocristales de olivino y piroxeno en una matriz fina vítrea. Estos materiales tienen una composición basáltica.

Hacia el sur del cono, existe un contacto discordante entre los materiales de escoria más recientes y las rocas de la unidad inferior denominadas como Domo e Ignimbritas dacítico – riolíticas y hacia el oeste existe otro contacto discordante con las lavas del primer episodio del volcán escudo el Coyote, que parecen delimitar los flujos de lava de esta estructura.

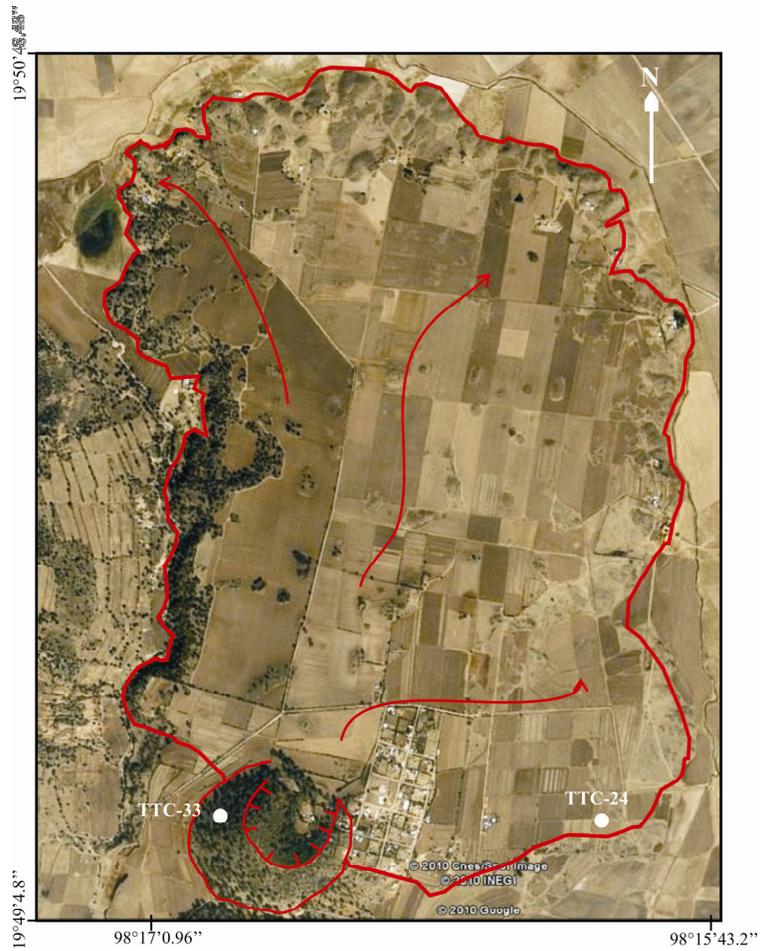


Figura 3.17. Imagen del Google Earth en la cual se puede identificar el cono cinerítico San José Coliuca y las coladas de lavas asociadas. La distancia máxima que alcanzaron las lavas es de 2.82 km.



Figura 3.18. Panorámica del cono San José Coliuca del SW al NE. En el banco de material se observa escoria de color rojizo a negro y en el primer plano se ve parte del frente de lava que lo rodea.

Volcán Escudo El Coyote

Finalmente, este volcán se localiza en la parte norte del área de estudio (Figura 3.4) y está construido por dos etapas eruptivas. La etapa efusiva que es la más importante, está formada por un volcán escudo que produjo flujos de lava en forma radial (Figura 3.20), que alcanzan una distancia aproximada de 1.94 km. La morfología de sus lavas está bien definidas en sus laderas y presenta estructuras pahoehoe y aa. El espesor promedio de los flujos de lava es de 2 m y hacia el este parecen chocar contra una barrera natural formada por el cono volcánico de San José Coliuca. Por lo tanto, se considera que esta fase efusiva de El Coyote es más joven que los demás volcanes de la región. En el punto de muestreo TTC-35A (N19°49'10.6, W98°17'09.6" a 2 650 m.s.n.m) se describe un frente de lava que corta un arroyo orientado N–S. Aquí la lava es masiva y en bloques de color gris oscuro de textura afanítica con relativamente abundantes microfenocristales de olivino y piroxeno (Se clasificó en el TAS como Traquiandesita-basáltica). Existe una segunda colada de lava más reciente cuya orientación general es hacia el SW y alcanza una extensión de ca.1 km de longitud (Figuras 3.19 y 3.20). Esta colada de lava parece salir de la cima del cono actual y alcanza un espesor mayor a 1.5 m. Existe una pequeña capa de suelo y vegetación que lo cubre. En el punto de Muestreo TTC-35 (N19°49'43.9", W98°18'37.6" a 2 800 m.s.n.m.) se observa un frente de lava en bloques (de 1 a 2 m de diámetro) de color gris oscuro – negro, de textura afanítica con microfenocristales de olivino y piroxeno en una matriz fina vítrea.



Figura 3.19. Panorámica del Volcán Escudo El Coyote. En primer plano se presentan las lavas de la etapa efusiva, cubiertas por materiales piroclásticos y suelo reciente (tierras de cultivo), y en segundo plano el cono cinerítico que corona al cerro. Observe el cráter orientado hacia el SW y del cual surge una segunda colada de lava.

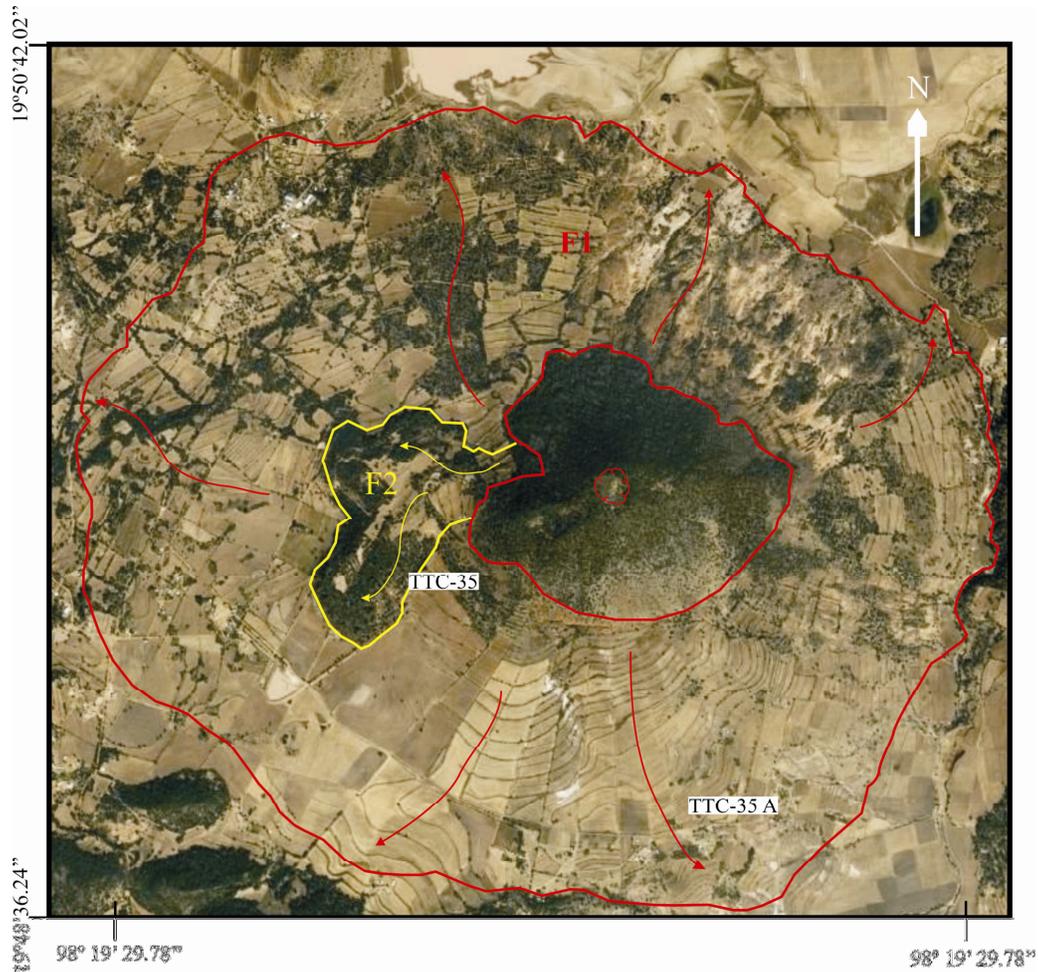


Figura 3.20. Imagen satelital (Google Earth), donde se representa con F1 al primer episodio eruptivo del volcán Coyote, se puede observar la forma radial de las lavas y con F2 la segunda colada más reciente del aparato.

La etapa explosiva del Volcán El Coyote construyó un cono cinerítico de forma elipsoidal con diámetros de 1 190 m por 1 350 m y una altura de ~200 m a partir de su base (Figura 3.19). Presenta una hendidura orientada al SW con un diámetro de 150 m. El cono está cubierto por abundante suelo y vegetación y no se puede caracterizar su estructura interna. Sin embargo, se observa escoria de color gris oscuro de naturaleza traquiandesita-basáltica diseminada en sus laderas.

En el área de estudio aparecen otros conos cineríticos y depósitos piroclásticos los que también están asociados a estructuras NE-SW, pero que en el presente trabajo se denominaron como unidades Apan-Tezontepec, siguiendo la propuesta de García-Palomo et al. (2002). En trabajos futuros se determinarán en detalle sus características.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS: PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA E ISOTOPIA DE Sr Y Nd

4.1 Petrografía y Análisis modal

Se determinaron las características de las unidades volcánicas del CVST-SCT mediante la descripción bajo el microscopio petrográfico de 40 láminas delgadas. Estas descripciones consistieron en realizar conteo modal de minerales, la obtención de tamaños de los cristales, el reconocimiento de texturas y la clasificación petrográfica para cada una de las muestras. Esta información permitió agrupar los resultados y efectuar comparaciones entre las unidades. La clasificación petrográfica se efectuó mediante el uso de los diagramas triangulares de Streickeisen (1976), se consideraron los porcentajes modales de los minerales obtenidos del conteo de puntos, que se muestran en la Tabla 4.1. Enseguida se presenta, de una manera resumida, las características petrográficas para cada unidad.

4.1.1 Unidad Volcánica Inferior

Ignimbrita Tetlapayac

Al ser esta roca la más antigua de nuestra secuencia se puede observar dentro de su matriz una serie de contrastes en su apariencia, la cual ha adquirido gracias al intemperismo al que ha estado expuesta. Presenta una textura porfídica-esferulítica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y sanidino, dentro de una matriz de vidrio, que en su mayoría está alterada a esferulitas de color pardo. Esta característica impide conocer la textura original de la roca o rasgos particulares de su depósito. Petrográficamente se clasificó como Ignimbrita-Riolítica esferulítica (muestras TTC-06 y TTC-25).

- Plagioclasa

Se presenta en fenocristales de forma subedral-anedral de 1.4 mm de longitud (Figura 4.1.1). La mayoría de estos cristales presentan maclado polisintético, ligero zoneamiento, y bordes de reacción, lo cual indica procesos de desequilibrio al momento de su cristalización. También presentan crucero y fracturas rellenas por vidrio de la

matriz. Fueron clasificados de acuerdo al método de Michel-Lévy como oligoclase-andesina (Kerr, 1977).

- Feldespato Potásico

Este mineral se encuentra en pequeños fenocristales con tamaños que varían de 0.4 a 0.6 mm, se encuentran de manera escasa y aislada, tienen una forma subedral a anedral y se encuentran fracturados. Se clasificaron como sanidino.

- Cuarzo

Dentro de esta roca se presenta un 9% modal (Tabla 4.1) de fenocristales de cuarzo de formas subedrales, con tamaños que van de 1.44 a 1.70 mm y presentan bordes engolfados. Los cristales se presentan rotos y fracturados. Este mineral también se encuentra como polimorfos de SiO₂ recristalizado en esferulitas.

- Matriz

Es posible observar aun vidrio isotrópico transparente, con minerales arcillosos; sin embargo, gran parte de la matriz está alterada a esferulitas radiales y elipsoidales por producto de la desvitrificación, de color pardo (Figura 4.1.1). Cabe mencionar que las esferulitas parecen seguir un patrón en bandas a través de la roca.

- Observaciones

Dentro de la lámina se puede observar que la matriz está alterada a esferulitas en casi un 50% (Tabla 4.1). Existen fragmentos de pómez muy alterados y algunos líticos accidentales.

Ignimbrita Las Pailas

Las rocas félsicas de este depósito exhiben diferentes texturas debido a la naturaleza de su emplazamiento y a procesos de desvitrificación e intemperismo. Así, se tienen: vitroporfídicas, (TTC-17, TTC-18, TTC-28, TTC-30 y TTC-36), porfídicas en una matriz microlítica (TTC-38 y TTC-31), porfídicas en una matriz vítrea y microlítica (TTC-27 y TTC-29), microlíticas (TTC-20), y esferulíticas (TTC-10). De igual modo, se puede observar una gran variedad en los porcentajes modales (Tabla 4.1) de los

fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y micas. Todas las muestras se clasificaron como ignimbritas riolíticas.

- Cuarzo

Existen dos familias de fenocristales, los primeros son macro-fenocristales con una longitud que va de 1.2 a 1.7 mm y la otra familia se compone de micro-fenocristales con un tamaño promedio de 0.48 mm. Estos cristales se encuentran en forma anedral y subedral y presentan contornos engolfados o redondeados que indican equilibrio entre el cristal y la matriz. Existen cristales aislados agrupados junto con plagioclasa y también se encuentra en forma de esquirlas diseminadas dentro de la matriz esto indica que posiblemente fueron rotos al momento del depósito.

- Plagioclasa

Se presenta en raros macro-fenocristales de 3.24 mm de longitud (TTC-28), pero la mayoría tiene un rango de tamaños que va de 1.25 a 1.60 mm, con una geometría alargada y formas euedrales y subedrales. Es posible observar en muchos de los cristales la clásica macla polisintética (Figura 4.1.3), pero también se presentan cristales con extinción ondulante asociada con zoneamiento. Algunos cristales presentan estructura de tamiz y bordes de reacción (Figura 4.1.4), que indican la existencia de procesos de desequilibrio al momento de la cristalización. Estas plagioclasas fueron clasificadas por el método de Michel-Lévy como oligoclasa-andesina (Kerr, 1977).

- Feldespato Potásico

Se presenta en fenocristales escasos y asociados, con un tamaño promedio de 0.5 mm, y una abundancia menor al 5% (Tabla 4.1). Presentan formas subedrales a anedrales con fracturas dentro de los cristales. Estos feldespatos potásicos se clasificaron como sanidino.

- Hornblenda

Este mineral se encuentra comúnmente como fenocristales de 0.72 mm de longitud, pero en la muestra TTC-28 se identificaron macro-fenocristales de hasta 6.28 mm de longitud. Sin embargo, también se puede observar pequeños cristales de este mineral diseminados en la matriz de forma caótica, siguiendo la orientación de la matriz. Tienen

geometría tabular alargada en su mayoría, así como formas subedrales a anedrales. Poseen un pleocroísmo de color verde oscuro a pardo y presenta una abundancia modal del 1 al 7%. Este anfíbol se identificó como hornblenda.

- Mica

Se encuentran en trazas, posee formas subedrales a anedrales y los tamaños de estos cristales va de 0.1 a 0.4 mm. Algunos de los cristales se encuentran rotos, fracturados, oxidados y hasta deformados. En la Figura 4.1.3, se puede observar un cristal deformado debido al depósito. Presentan pleocroísmo que va de verde a pardo rojizo y por sus características ópticas se clasificó como biotita.

- Matriz

La matriz de las diferentes laminas descritas está compuesta principalmente por vidrio en proceso de alteración, así como por microlitos de cuarzo y plagioclasa, los cuales se encuentran orientados como siguiendo una dirección de flujo.

- Observaciones

Algunas de las muestras (TTC-31, TTC-38) contienen líticos de composición andesítica dentro de la matriz. Estos fragmentos no tienen bordes de reacción o coronas de oxidación al contacto con la matriz, por lo que se pueden considerar como fragmentos accidentales. También, es posible observar fantasmas o seudomorfos de anfíboles y posibles piroxenos que se encuentran formados por cristales diminutos de óxidos de Fe-Ti.

Domos e ignimbritas dacítico-riolíticas

Esta serie de rocas presentan una textura porfídica a microcristalina con matrices vítreas en proceso de desvitrificación y microlíticas compuestas de cuarzo y feldespato. Además, contienen fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y anfíboles. Las muestras TTC-34 y TTC-21 se han clasificado como riolitas de hornblenda y la laminas TTC-07 y TTC-19 como dacitas de piroxeno.

- Cuarzo

Se presentan en dos familias de acuerdo a su tamaño: en macro-fenocristales con longitudes de 3.36 mm y distribuidos de forma aislada, y los de menor tamaño, con un promedio de 0.57 mm, siendo los más comunes. Estos cristales presentan formas subedrales a anedrales irregulares o redondeados, se encuentran ligeramente fracturados y la mayoría presenta contornos engolfados (Figura 4.2.8). Su abundancia modal en estas rocas varía de 3 al 15%.

- Plagioclasa

Se tienen dos familias de fenocristales, la de mayor tamaño contiene fenocristales de 3.84 mm que presentan textura de tamiz (Figura 4.2.7) y bordes de reacción y/o redondeamiento en sus caras (Figura 4.1.6), lo que indica que hubo procesos de desequilibrio al momento de su cristalización. La otra familia de cristales más pequeños tienen longitudes de 0.6 a 1.68 mm y presentan fracturas en su estructura. Estos cristales se encuentran en formas subedrales a anedrales, todos presentan maclado polisintético. Estas plagioclasas fueron clasificadas como oligoclasa-andesina.

- Feldespatos Potásico

Se presenta en fenocristales escasos (< a 1% modal) y aislados con un tamaño promedio de 0.8 mm. Tienen formas subedrales a anedrales y es posible observar fracturas dentro de los cristales. Estos feldespatos potásicos se clasificaron como sanidino.

- Hornblenda

Este mineral se presenta en pequeños fenocristales (muestra TTC-34) pleocroicos de color pardo a verde (Figura 4.1.5), con dimensiones promedio de 0.4 mm. Aunque también existen pequeños cristales, diseminados en la matriz y posibles fantasmas o pseudomorfos compuestos por óxidos de Fe-Ti. En general, este mineral tiene formas subedrales a anedrales con una abundancia de 1% modal (Tabla 4.1).

- Piroxeno

Este mineral se encuentra principalmente en las muestras TTC-07 y TTC-19, que como ya se mencionó fueron clasificadas como dacitas. Su contenido es escaso (>1% modal)

y se encuentra en dos formas: una de ellas se encuentra diseminada en la matriz en pequeños microcristales aislados y la otra se compone de fenocristales de forma anedral a subedral de 1.68 mm de longitud. Sus características ópticas permiten identificar a éste como un ortopiroxeno del tipo hiperstena.

- Matriz

Está compuesta principalmente por vidrio de color gris en proceso de desvitrificación y por microlitos de plagioclasa que tienen un patrón de orientación de acuerdo a una dirección de flujo con respecto a los distintos fenocristales que hay en la matriz. En algunas partes de la matriz se presenta una ligera alteración a minerales arcillosos y óxidos de hierro debida a intemperismo. Estas características se ven en las rocas de composición dacítica. En el caso de las rocas riolíticas la matriz se compone principalmente de vidrio en proceso de desvitrificación y de microlitos de plagioclasa orientados con respecto a los fenocristales (TTC-31).

- Observaciones

Como se mencionó en el Capítulo III, en la parte de estratigrafía del CVST-SCT en las lavas que forman los domos es posible observar la presencia de enclaves. Se realizó la descripción petrográfica de la lamina TTC-19E, que se clasificó como una andesita de textura afanítica, con escasos fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos, cabe mencionar que esta roca se encuentra sumamente alterada. Se hizo una comparación petrográfica con rocas estratigráficamente más viejas, para encontrar indicios que pudieran hablar de una correlación, pero no se encontró ningún parecido. Lo que sugiere que esta roca podría ser parte de un depósito de andesitas que no aflora en el área de estudio.

4.1.2. Unidad Volcánica Superior

Basaltos y andesitas-basálticas

Como se mencionó, la Unidad Volcánica Superior está compuesta por coladas de lavas, volcanes escudo y depósitos de conos de escoria, cuya composición varía de basalto a andesita-basáltica. En este caso, las rocas basálticas presentan dos tipos de texturas, microlítica-fluidal (muestras TTC-04A, TTC-04B, TTC-09, TTC-16 y TTC-22), y microlítica para las lavas de los puntos de muestreo siguientes, TTC-05, TTC-24, TTC-

26 y TTC-32. Todas ellas presentan fenocristales de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. Por su contenido mineralógico y su forma de emplazamiento se clasificó, como basalto de olivino y piroxeno a la muestra TTC-32. Las láminas TTC-04A, TTC-04B, TTC-05 y TTC-26 se les dio el nombre de escoria basáltica de olivino, con excepción de la TTC-33 que se clasificó como escoria basáltica de olivino y piroxeno. Por último, las lavas TTC-09, TTC-16, TTC-22 y TTC-24 se clasificaron como andesita-basáltica de olivino.

- Plagioclasa

En las 10 láminas descritas bajo al microscopio petrográfico se pudo observar un comportamiento bimodal en cuanto a los tamaños de los cristales para este mineral. En primer lugar, en todas las laminas se presentan microcristales y microlitos finos con arreglo fluidal, que forman la matriz y que pueden alcanzar hasta un 40% del total de ésta. Su tamaño es demasiado pequeño como para poder clasificarlos, pero se observó que en general poseen un relieve alto y una baja birrefringencia, lo cual sugiere que se trata de andesina-labradorita. Los microcristales no presentan procesos de reabsorción o redondeamiento en sus caras. La matriz microcristalina de plagioclasa de la muestra TTC-04A presenta oxidación rojiza en comparación con la muestra TTC-04B a pesar de que son escorias que provienen del mismo aparato volcánico. Esto indicaría que las condiciones de fugacidad de oxígeno, presión y temperatura dentro de la cámara magmática que alimentó al cono San Antonio 1, cambiaron a lo largo de su historia eruptiva.

El segundo grupo de plagioclasas corresponde a escasos fenocristales que tienen longitudes que varían de 1 a 1.2 mm (muestras TTC-26 y TTC-16) y otros micro-fenocristales, que en promedio tienen dimensiones de 0.1 mm (TTC-32). Estos cristales presentan texturas de tamiz y un ligero zoneamiento y sus contornos son redondeados.

- Olivino

Este mineral se presenta en abundantes macro-fenocristales (de 12 a 21 % modal) de formas euedrales (Figura 4.2.9) que pueden alcanzar dimensiones de 1.92 a 2.16 mm (muestra TTC-16). Existen algunos fenocristales de formas euedrales a anedrales con longitudes máximas de 0.5 a 1.4 mm y microcristales que se encuentran rotos flotando

en la matriz. Algunos de estos cristales parecen estar reabsorbidos por la matriz (TTC-26 y TTC-16), así como también es posible observar bordes de oxidación (TTC-16).

- Piroxeno

Todas las muestras, a excepción de la TTC-32 presentan cristales de clinopiroxeno, ya sea en forma de fenocristales con diámetros de 0.5 a 1.4 mm (Figura 4.2.10), así como pequeños microcristales diseminados en la matriz. Tienen formas anedrales-subedrales (Figura 4.2.9) y sus propiedades ópticas permitieron clasificarlos como augita-diópsida. En las muestras TTC-04A, TTC-04B, TTC-09, TTC-32 y TTC-03 existen fenocristales de ortopiroxeno con una longitud promedio de 0.4 mm. Tienen formas anedrales a subedrales (Figura 4.2.10) y algunos de ellos se pueden encontrar ligeramente fracturados o rotos debido al transporte dentro del magma y también se observan, microcristales flotando en la matriz. Sus propiedades petrográficas permiten clasificarlo como hiperstena.

- Matriz

La matriz es relativamente homogénea en todas las muestras, ya que se encuentra principalmente compuesta por microlitos y microcristales de plagioclasa de alto relieve y de una cantidad menor de microcristales de piroxeno. En el espacio existente entre los microcristales se puede apreciar una pequeña cantidad de vidrio oscuro de composición básica, rico en Fe y Mg. Además, los microlitos tienen un arreglo fluidal con respecto a los escasos fenocristales (Figura 4.2.9). En las muestras TTC-05, TTC-26 y TTC-09 se puede observar que el vidrio se encuentra predominante dentro de la matriz y alcanza hasta el 60% de ésta.

- Observaciones

Dentro de estas láminas existen algunos minerales opacos formados por óxidos de Fe y Ti que llegan alcanzar el 1% de la composición modal de las muestras (Tabla 4.1). Asimismo, como ya se mencionó, las lavas y productos de escoria presentan abundantes vesículas vacías. Cabe remarcar que las muestras TTC-04A y TTC-04B que son fragmentos de escoria provenientes del mismo cono cinerítico presentan un porcentaje de vesículas diferente, siendo la muestra TTC-04A la que tiene mayor porcentaje.

Traquiandesita-Basáltica

Estas lavas ligeramente más diferenciadas provienen de los volcanes tipo escudo Coronilla y Coyote (muestras TTC-01, TTC-12, TTC-14 y TTC-35) y de los conos cineríticos Cono Cantera 1, La Puerta y Balconcillo (TTC-02, TTC-13 y TTC-23). Todas las lavas y escorias tienen características mineralógicas similares (Tabla 4.1) y texturas que varían de microlíticas (TTC-02 y TTC-35), microlíticas-fluidales (TTC-12 y TTC-14) a vítreas-microlíticas (TTC-01, TTC-13 y TTC-23). Presentan en su mayoría fenocristales de plagioclasa, piroxeno y ferromagnesianos. Las láminas delgadas se clasificaron petrográficamente de la siguiente manera: andesita-basáltica de piroxeno (TTC-01, TTC-02, TTC-12, TTC-14 y TTC-35) y escoria andesítica basáltica de piroxeno y olivino (TTC-13 y TTC-23); aunque cabe mencionar que se agruparon de acuerdo a su clasificación química utilizando el diagrama de TAS (Total alcali vs. Sílica wt%) de Le Bas et al. (1986) (Figura 4.3).

- Plagioclasa

Los escasos fenocristales presentan formas subedrales y tienen tamaños que varían de 0.7 a 1.4 mm de longitud, los cuales presentan bordes de reacción, contornos engolfados y textura de tamiz. Estos fenocristales se observan principalmente en las muestras del Cerro Coronillas. Aunque su principal presentación, en todas las láminas es en microcristales tabulares de alto relieve (Figura 4.2.11). También, es posible ver fenocristales fracturados o rotos debido al movimiento de las lavas. Estos minerales se clasificaron ópticamente como andesina.

- Piroxeno

En todas las muestras descritas, se encontraron clinopiroxenos clasificados como augita-diópsida y solo en muestras del Cerro Coronilla se encontró ortopiroxeno clasificados como hiperstena. Estos mismos se encuentran como micro-fenocristales de 0.24 a 1.92 mm (Figura 4.2.11), con clivaje o crucero en una o dos direcciones, con extinción recta en los ortopiroxenos y oblicua en los clinopiroxenos. La mayoría de estos cristales se encuentran fracturados o ligeramente rotos por efectos del movimiento del magma y presentan delgados bordes de oxidación rojiza.

- Olivino

En todas las láminas existen fenocristales diseminados de este mineral y con base en sus tamaños se asociaron grupos: se identificó un grupo de pequeños cristales con dimensiones promedio de 0.72 mm, de forma anedral y otro grupo que poseen menor tamaño (de 0.1 a 0.24 mm), que se encuentran en forma subedral. Tienen extinción recta y colores de birrefringencia de segundo orden (Rosa, azul y verde claro), en la lámina TTC-35 se observan cristales de olivino con bordes de oxidación conformados por iddingsita. Algunos cristales presentan inclusiones de minerales opacos que podrían ser óxidos de Fe y Ti.

- Matriz

La matriz para las escorias es completamente vítrea de color rojizo-pardo para la muestra TTC-13 y vítrea con escasos microlitos (hialopilitica) (<5%) para la muestra TTC-23. Las demás muestras tienen una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno y vidrio.

- Observaciones

Los microlitos de plagioclasa se encuentran orientados en los bordes de los fenocristales, en las rocas que presentan textura microlítica. En la lámina TTC-01 es posible observar aglomerados aislados de fenocristales de plagioclasa, los que no parecen tener bordes de reacción con la matriz. Las lavas del volcán Coronilla presentan un bajo grado de vesicularidad, junto con los productos de escoria.

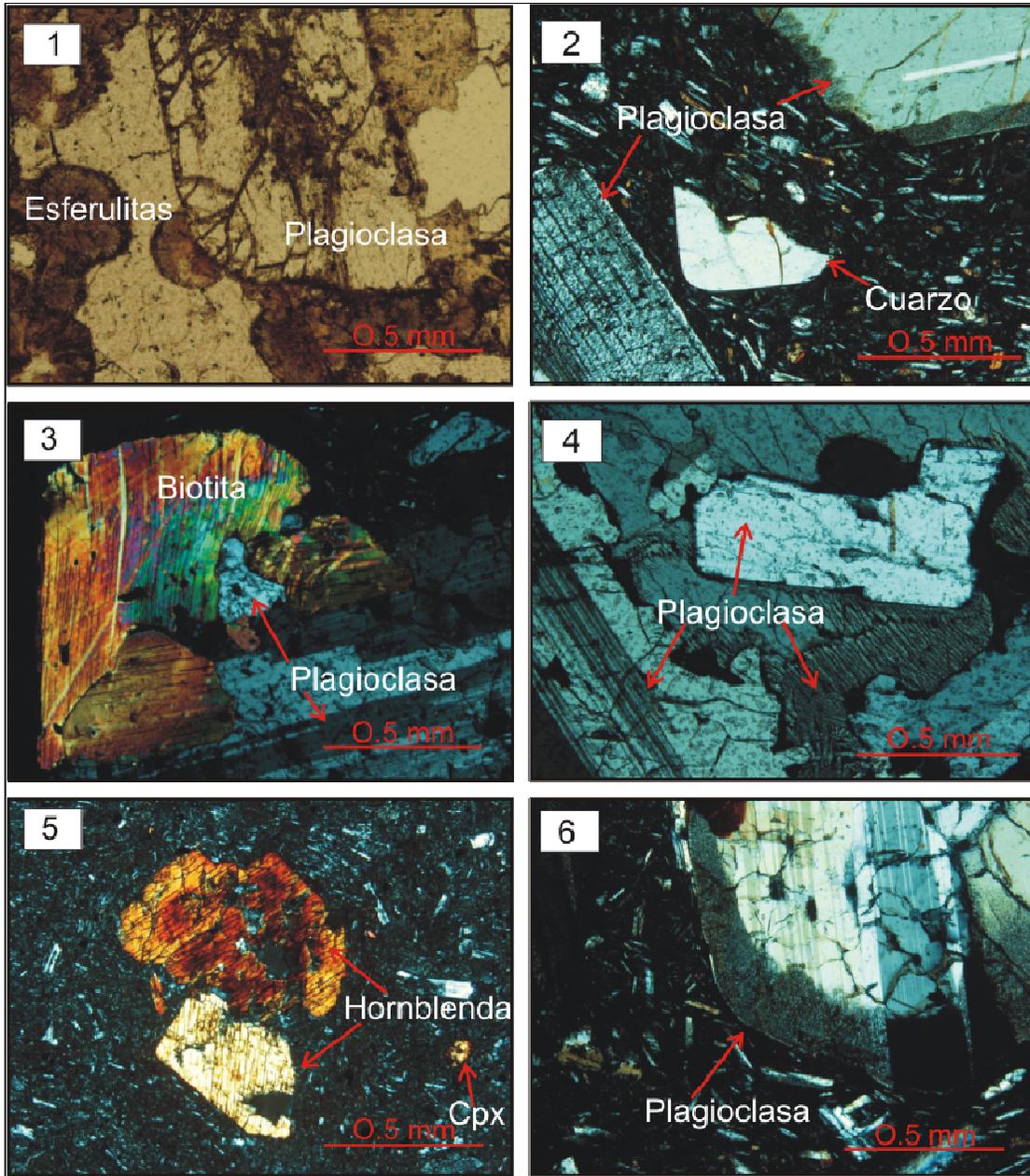


Figura 4.1. 1) Fotomicrografía en LN de la Ignimbrita Tetlapayac (TTC-25), donde se observan esferulitas color pardo y un fenocristal de plagioclasa fracturado. Las fotografías en LP 2, 3 y 4 forman parte de la Ignimbrita Las Pailas; 2) micro-fenocristal de cuarzo con bordes engolfados, macro-fenocristales de plagioclasa con bordes de reacción, dentro de una matriz vítrea con un pequeño porcentaje de microlitos; 3) macro-fenocristal de biotita en LP donde se observa un plegamiento de esta mica debido a la mecánica de emplazamiento de la roca. Junto a ella se observan macro-fenocristales de plagioclasa maclados; 4) aglomerado de macro-fenocristales de plagioclasa. Fotografías 5 y 6 constituyen los Domos e Ignimbritas dacítico-riolíticas; 5) la lamina TTC-34 muestra dos fenocristales de hornblenda con una matriz porfídica-microcristalina; 6) macro-fenocristal de plagioclasa con borde de reacción y maclas, dentro de una matriz vítrea. *LN=Luz Natural; LP=Luz Polarizada.

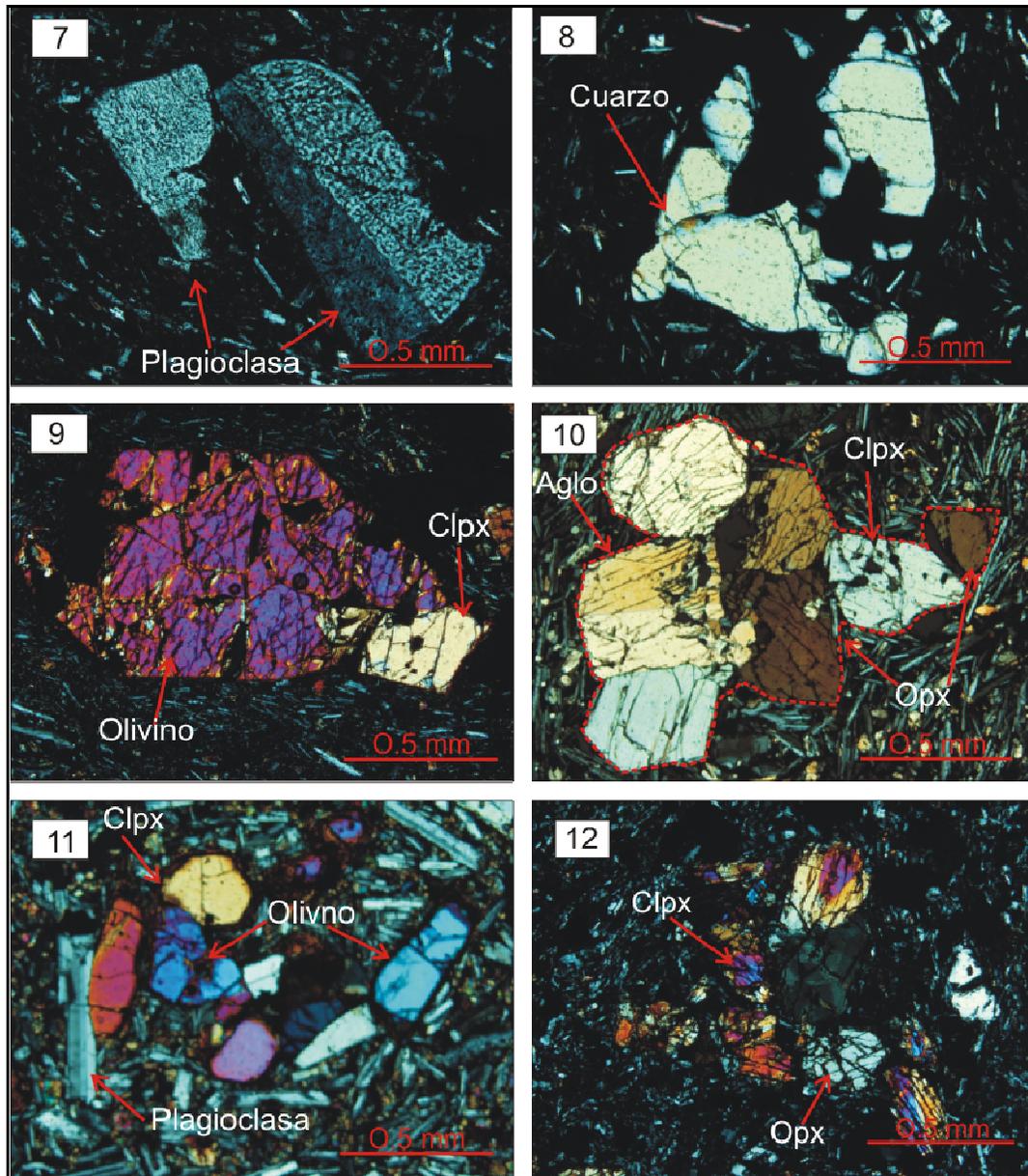


Figura 4.2. Fotomicrografías 7 y 8 corresponden a los Domos e Ignimbritas dacítico-riolíticas; 7) fenocristales de plagioclasa en LP, con textura de tamiz y maclado, en una matriz hialopilitica; 8) macro-fenocristal de cuarzo con bordes engolfados. Fotomicrografías 9 y 10 correspondiente a los basaltos; 9) Textura porfídica-afanítica con un fenocristal de olivino y un fenocristal de clinopiroxeno; 10) aglomerado de fenocristales de piroxeno en una matriz microlítica; 11) Traquiandesítica-basáltica, fotografía tomada en LP, se observa una matriz microlítica de plagioclasa y ferromagnesianos con fenocristales de olivino y clinopiroxeno; 12) enclave encontrado en el Cerro Blanco, matriz microlítica con fenocristales de piroxeno tomada en LP. * LP= Luz Polarizada.

Tabla 4.1. Abundancia modal de la mineralogía de las rocas del CVST-SCT. Los porcentajes fueron determinados con base en un conteo de entre 800 y 900 puntos por lámina delgada.

a) Domos e Ignimbritas dacítico-riolíticas.

Muestra	Textura	Matriz %	FK %	Plag %	Qz %	Clpx %	Mica %	Horn %	Opacos %	Total %	Tipo de Roca
TTC-07	Porfídica-microlítica	55		34	6	2		1		100	Dacita de Piroxeno
TTC-34	Porfídica microcristalina	64	2	14	10	4		5	1	100	Riolita de Hornblenda
TTC-10	Porfídica-vítrea esferulítica	72.5	0.5	23	3			1		100	Ignimbrita Riolítica
TTC-17	Porfídica vítrea	70	5	13	9		3			100	Ignimbrita Riolítica
TTC-20	Porfídica-microlítica vítrea	76.5		13	7		0.5		5	100	Ignimbrita Riolítica
TTC-28	Porfídica-microlítica	47		36	5	1		7	1	100	Ignimbrita Riolítica de Hornblenda
TTC-31	Porfídica-microlítica	60	3	16	13	3		4	1	100	Ignimbrita Riolítica
TTC-36	Vitroporfídica	49		30	15		3		3	100	Ignimbrita Riolítica de Biotita
TTC-38	Porfídica-microlítica	60	2	21	12				5	100	Ignimbrita Riolítica

b) Basalto y Traquiandesita-basáltica

Muestra	Textura	Matriz %	Plag %	Opx. %	Clpx. %	Ol. %	Opacos %	Total %	Tipo de Roca
TTC-09	Microlítica fluidal	80.5	0	3.45	6	8.5	1.5	100	Andesita-Basáltica de Olivino
TTC-16	Microlítica-fluidal	62.5	2.6		12.3	22	0.6	100	Andesita-Basáltica de Olivino
TTC-22	Microlítica-fluidal	69.2	5	0.7	10	12	2.8	100	Andesita-Basáltica de Olivino
TTC-26	Microlítica	66.1	12.1		9.2	12.2	0.4	100	Escoria Basáltica de Olivino
TTC-02	Microlítica	80	29		4	6.3	1.3	100	Basalto de Olivino y Augita
TTC-13	Vítrea-microlítica	76.3	12.2		7.7	3.8		100	Escoria Basáltica de Augita y Olivino
TTC-14	Microlítica-fluidal	67.3		6.6	13.7	12.4		100	Andesita-Basáltica de piroxeno
TTC-23	Vítrea-microlítica	82	8		4	6		100	Andesita-Basáltica de Olivino
TTC-32	Microlítica	70	8.6		14.1	6.8	0.5	100	Basalto de Olivino y Piroxeno
TTC-35	Microlítica	74.8	12.4	3.8	4.6	3.2	1.2	100	Andesita-Basáltica de Piroxeno y Olivino

c) Ignimbrita Tetlapayac

Muestras	Textura	Matriz %	Qz %	Plag. %	Esferulitas %	Total %	Tipo de roca
TTC-25	Porfídica-esferulítica	40	9	16	35	100	Ignimbrita Riolítica

Abreviaciones: Plag = plagioclasa, FK = sanidino, Opx = hiperstena Clpx = augita-diópsida, Ol=olivino, Qz = cuarzo.

4.2 Geoquímica de elementos mayores y traza

4.2.1 Elementos mayores

Los elementos mayores son aquellos que se presentan en una roca en concentraciones mayores al 1% en peso (10 000 ppm) y son los principales componentes químicos de los minerales formadores de rocas. Las concentraciones de estos elementos pueden ser usadas para clasificar una roca y para entender la composición mineralógica que ésta presenta y sus variaciones posteriores, debidas a procesos de cristalización fraccionada, mezcla de magmas y/o asimilación cortical (Rollinson, 1993). Los elementos mayores son: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, K₂O, Na₂O. Así mismo, se incluyen en un análisis químico a los elementos menores como TiO₂, MnO y P₂O₅, cuyas concentraciones varían de 0.1% a 1% en peso (de 1 000 a 10 000 ppm). La Tabla 4.2 presenta las concentraciones de elementos mayores obtenidas de 30 muestras de roca del área de estudio. Para esta tesis se utilizaron los principales diagramas de variación de elementos mayores como Álcalis total vs. Sílice (Total alkali vs. silica = TAS) y los diagramas Harker, con el fin de identificar sus patrones de variación.

Diagrama de TAS

En la figura 4.3 se presenta el diagrama de clasificación de TAS (Le Bas et al., 1986)) para los datos químicos calculados en una base anhidra, es decir los datos reportados por el laboratorio son recalculados al 100%, sin considerar la pérdida por calcinación (PXC). Las pérdidas por calcinación representan el contenido de agua y otros volátiles presentes en la muestra, y que no forman parte de ella.

En la Figura 4.3 se observa que las rocas del área varían de basalto a riolita con más de 75% en peso de SiO₂. Se puede observar la existencia de un “gap” cuya concentración

de SiO₂ se encuentra entre 57 y 66% en peso, salvo una muestra de un enclave (muestra TTC-19A) que tiene una composición de andesita baja en sílice. Con base en las descripciones de campo y estratigráficas de las rocas muestreadas, se puede asegurar que no existen afloramientos que presenten una composición de andesita a dacita. La mayoría de las rocas caen en el campo de la Serie Subalcalina propuesta por Irvine y Baragan (1971) con excepción de la muestra TTC-08 que esta en el borde de la Serie Alcalina (Figura 4.3).

Las rocas que pertenecen a la Unidad Volcánica Superior tienen un contenido de sílice que varía de 50 a 55 % en peso y de 4 a 6 % en peso de álcalis y se clasifican en el campo de basalto, traquiandesita-basáltica y andesita-basáltica. Las variaciones químicas para la Unidad Volcánica Inferior son relativamente más importantes, ya que se tiene lo siguiente: Las muestras de la Ignimbrita Las Pailas presentan un amplio rango de variaciones en sílice, de 68 a 73% en peso (TTC-36, TTC-37, TTC-20, TTC-28, TTC-30A, TTC-31 y TTC-38), lo que da como resultado una composición dacítica – riolítica. Las muestras de los Domos e Ignimbritas muestran concentraciones de sílice relativamente similares (67 a 71% en peso), caen de igual forma en los campos de dacita y riolita (muestras TTC-18, TTC-19 y TTC-34). Por último, la roca más antigua correspondiente a la ignimbrita Tetlapayac (TTC-25), presenta un contenido de sílice de 76% en peso, la cual sería la roca más evolucionada del área de estudio. Una sola muestra cayó dentro del campo de las andesitas que correspondería al enclave encontrado dentro del conjunto dómico Cerro Blanco (TTC-19A).

Diagramas SiO₂ vs. K₂O y triangular AFM

En la Figura 4.4a se muestra la clasificación de las rocas analizadas dentro del campo subalcalino de Peccerillo y Taylor (1976). Se observa que las rocas basálticas, traquiandesita-basálticas y andesita-basálticas, así como el enclave caen dentro de la Serie Calcoalcalina. Mientras que las rocas dacíticas y riolíticas caen dentro de la Serie Calcoalcalina y la serie Calcoalcalina rica en K. Estas series magmáticas se asocian comúnmente con ambientes tectónicos de subducción. Además, se puede observar que todos los datos químicos para las dos unidades volcánicas presentan una correlación positiva para estos dos óxidos, lo cual puede hablar del incremento de este elemento con el avance de los procesos de fraccionamiento.

La Figura 4.4b muestra el diagrama triangular AFM: A = álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$); F= (FeO) y MgO (porcentaje en peso) de Irvine y Baragar (1971) que distingue entre las series toleítica y calcoalcalina (dentro de la serie subalcalina). Las rocas analizadas del CVST-SCT presentan una tendencia típica dentro de la serie calcoalcalina. Las rocas más enriquecidas en álcalis son las rocas de la unidad Volcánica Inferior; la Ignimbrita Tetlapayac es la más enriquecida de todas.

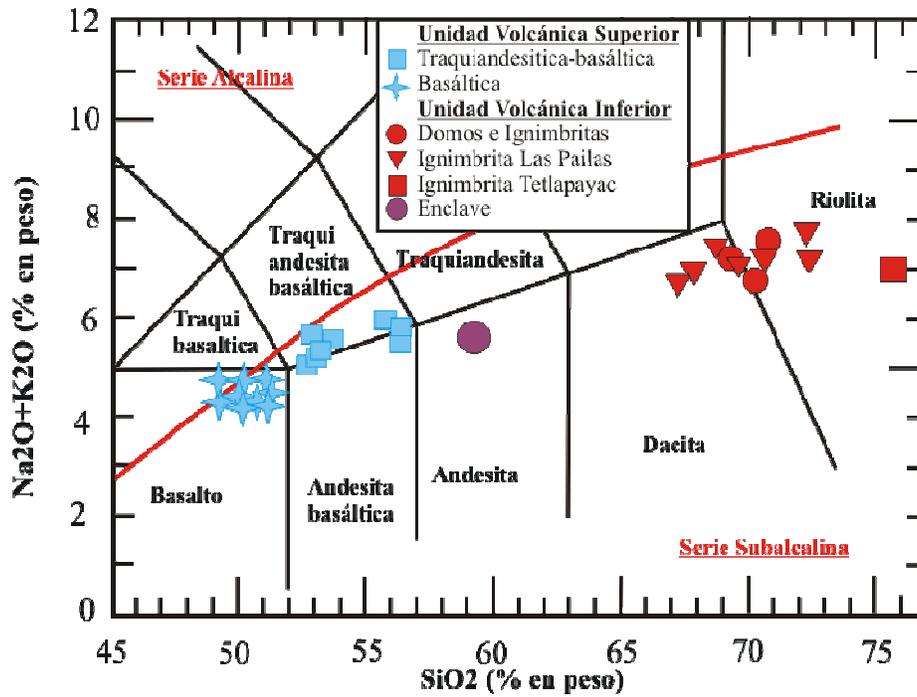


Figura 4.3. Diagrama de TAS (Le Bas et al., 1986) utilizado en la clasificación de las rocas volcánicas del CVST-SCT. La curva roja separa los campos de las series alcalina de la subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).

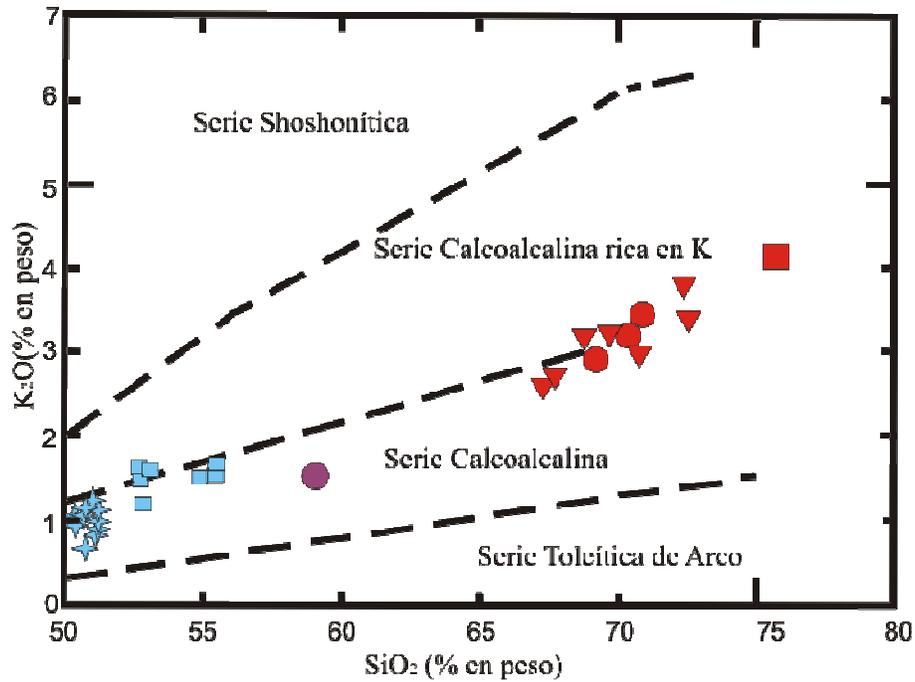


Figura 4.4. División de las rocas subcalcinas, utilizando el diagrama K_2O vs sílice de Peccerillo y Taylor (1976). La simbología es la misma que la utilizada en la Figura 4.3.

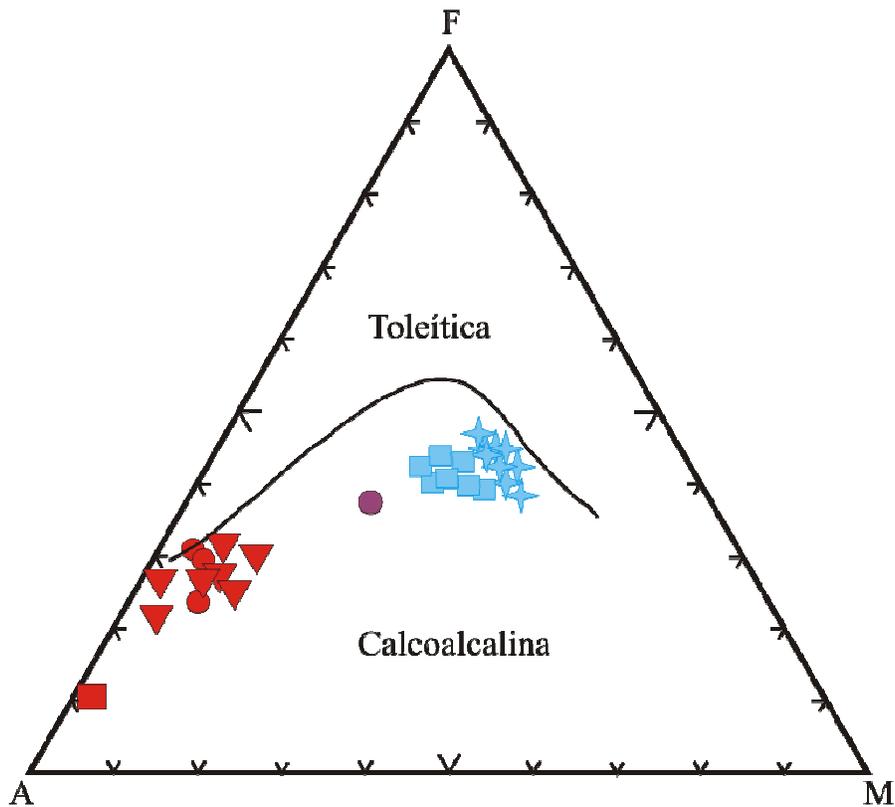


Figura 4.5. Diagrama AFM: A= álcalis ($Na_2O + K_2O$): F= (FeO total) y MgO (% en peso) de Irvine y Baragar (1971) en el que se observa que todas las muestras siguen un comportamiento Calcoalcalino. La simbología es la misma que la utilizada en la Figura 4.3.

Tabla 4.2. Concentraciones de elementos mayores (% en peso) para las rocas del CVST-SCT, agrupadas por sub-unidad.

a) Basaltos

<i>Muestra</i>	<i>TTC-03</i>	<i>TTC-04</i>	<i>TTC-08</i>	<i>TTC-09</i>	<i>TTC-11</i>	<i>TTC-16</i>	<i>TTC-22</i>	<i>TTC-24</i>	<i>TTC-26</i>	<i>TTC-32</i>
<i>Tipo de roca</i>	<i>Basalto</i>									
%										
SiO ₂	49.97	50.62	49.37	50.06	50.75	50.49	50.55	51.30	50.97	50.21
TiO ₂	1.68	1.66	1.78	1.56	1.61	1.61	1.57	1.67	1.61	1.611
Al ₂ O ₃	16.48	15.74	16.85	15.69	16.29	17.09	17.49	16.27	16.17	16.22
Fe ₂ O _{3t}	9.41	10.07	10.52	9.64	9.98	9.05	8.97	10.02	9.84	10.01
MnO	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.13	0.16	0.17	0.16	0.16
MgO	8.28	7.67	6.17	7.94	6.90	6.07	6.26	7.57	7.60	7.92
CaO	8.86	8.21	8.494	8.28	8.44	9.08	8.94	7.87	8.18	8.34
Na ₂ O	3.84	3.70	3.761	3.71	3.53	3.56	3.65	3.59	3.59	3.58
K ₂ O	0.91	1.12	0.969	1.02	0.86	0.95	0.79	1.21	1.16	0.86
P ₂ O ₅	0.38	0.60	0.656	0.55	1.55	0.37	0.36	0.69	0.61	0.56
PXC	-0.13	0.13	1.02	1.30	0.63	1.55	1.53	-0.33	0.04	0.34
Total	99.83	99.67	99.738	99.88	99.70	99.95	100.28	100.06	99.94	99.90

Tabla 4.2. Concentraciones de elementos mayores (% en peso) para las rocas del CVST-SCT, agrupadas por sub-unidad (continuación).

b) Traquiandesítica basáltica, andesita-basáltica y enclave.

<i>Muestra</i>	<i>TTC-33</i>	<i>TTC-01</i>	<i>TTC-02</i>	<i>TTC-12</i>	<i>TTC-14</i>	<i>TTC-23</i>	<i>TTC-13</i>	<i>TTC-35</i>	<i>TTC-19A</i>
<i>Tipo de roca</i>	<i>Basalto</i>	<i>Andesita</i>	<i>Traqui- andesita</i>	<i>Andesita</i>	<i>Traqui- andesita</i>	<i>Traqui- andesita</i>	<i>Traqui- andesita</i>	<i>Traqui- andesita</i>	<i>Andesita</i>
		<i>basáltica</i>	<i>basáltica</i>	<i>basáltica</i>	<i>basáltica</i>	<i>basáltica</i>	<i>basáltica</i>	<i>basáltica</i>	
%									
SiO ₂	51.26	52.44	54.67	52.69	53.69	54.92	55.25	52.47	58.45
TiO ₂	1.64	1.49	1.58	1.40	1.43	1.42	1.49	1.40	0.78
Al ₂ O ₃	15.40	16.87	16.71	15.45	15.83	16.84	16.63	16.94	18.28
Fe ₂ O _{3t}	10.02	8.62	8.24	8.58	8.71	7.87	7.95	8.91	5.66
MnO	0.143	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.11	0.13	0.08
MgO	7.95	5.11	4.78	6.26	6.56	4.96	5.07	5.66	2.92
CaO	8.24	8.79	7.14	8.98	8.96	6.91	7.05	8.28	6.85
Na ₂ O	3.50	3.83	4.19	3.71	3.57	3.73	4.00	3.92	4.03
K ₂ O	1.10	1.59	1.47	1.56	1.48	1.62	1.56	1.15	1.44
P ₂ O ₅	0.60	0.52	0.51	0.49	0.49	0.52	0.45	0.43	0.18
PXC	-0.09	0.31	0.37	0.68	0.1	0.77	0.45	0.43	1.12
Total	99.76	99.71	99.78	99.94	99.95	99.69	100.02	99.71	99.77

Tabla 4.2. Concentraciones de elementos mayores (% en peso) para las rocas del CVST-SCT, agrupadas por sub-unidad (continuación).

c) Ignimbrita Las Pailas, Domos e ignimbrita dacítico-riolítico e ignimbrita Tetlapayac

<i>Muestra</i>	<i>TTC-18</i>	<i>TTC-19</i>	<i>TTC-34</i>	<i>TTC-20</i>	<i>TTC-28</i>	<i>TTC-30</i>	<i>TTC-31</i>	<i>TTC-36</i>	<i>TTC-37</i>	<i>TTC-38</i>	<i>TTC-25</i>
<i>Tipo de roca</i>	<i>Riolita</i>	<i>Dacita</i>	<i>Riolita</i>	<i>Dacita</i>	<i>Dacita</i>	<i>Riolita</i>	<i>Riolita</i>	<i>Riolita</i>	<i>Dacita</i>	<i>Dacita</i>	<i>Riolita</i>
%											
SiO ₂	68.13	68.71	69.93	68.20	68.36	71	70.09	71.50	66.62	66.45	70.97
TiO ₂	0.462	0.44	0.39	0.46	0.45	0.38	0.41	0.32	0.49	0.49	0.23
Al ₂ O ₃	16.47	15.13	14.83	15.56	14.79	15.11	14.68	15.06	16.07	16.69	14.42
Fe ₂ O _{3t}	3.51	3.21	2.89	3.38	3.13	2.93	3.13	2.47	3.80	3.79	0.96
MnO	0.04	0.06	0.07	0.07	0.04	0.05	0.04	0.04	0.07	0.08	0.03
MgO	0.42	1.11	0.90	0.98	1.14	0.27	0.91	0.47	1.43	0.82	0.00
CaO	1.33	3.32	2.30	3.03	3.23	1.17	2.58	1.33	3.86	2.97	0.64
Na ₂ O	3.48	4.20	4.05	4.26	3.76	3.69	4.19	3.87	4.10	4.06	2.59
K ₂ O	3.10	2.93	3.37	3.11	3.15	3.32	2.96	3.76	2.55	2.69	3.85
P ₂ O ₅	0.03	0.10	0.09	0.10	0.07	0.05	0.10	0.02	0.10	0.09	0.07
PXC	2.73	0.70	0.99	0.87	1.53	2.03	0.82	1.38	0.67	1.27	5.91
Total	99.89	99.92	99.78	100.02	99.66	99.99	99.91	100.24	99.77	99.42	99.66

Nota: Estos análisis fueron realizados por medio de Fluorescencia de rayos X en el laboratorio de FRX del Instituto de Geología de la UNAM; PXC: Pérdida por calcinación

Cálculo de la norma CIPW

Se realizó el cálculo de la norma CIPW para determinar la mineralogía teórica de todos los análisis de elementos mayores de las rocas del Campo Volcánico Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán. Para esto se utilizó el programa IGPET y los resultados se muestran en la Tabla 4.3. Para la Unidad Volcánica Inferior, la Ignimbrita riolítica Tetlapayac tiene una mineralogía normativa compuesta por *cuarzo* (47%), *ortoclasa* (24%), *albita* (23%), *anortita* (2.85%), *corindón* (5%) y *hematita* (1%). Para el caso de la Ignimbrita riolítica Las Pailas se tiene la siguiente mineralogía: *cuarzo* (34-24%), *ortoclasa* (22-19%), *albita* (32-35%), *anortita* (6-18%), *corindón* (2-5%), *hiperstena* (1-3%), *ilmenita* (3-3.8%) y *titanita* (1%). Los Domos e Ignimbritas Dacítico-Riolíticas presentan una mineralogía normativa compuesta por *cuarzo* (25%), *ortoclasa* (17%), *albita* (36%), *anortita* (14%), *hiperstena* (3%), *hematita* (3%) y *titanita* (1%).

En el caso de la Unidad Volcánica Superior se tiene la siguiente mineralogía normativa: Lavas de traquiandesita-basáltica y andesita-basáltica se calculó: *cuarzo* (3-7%), *ortoclasa* (9%), *albita* (33-36%), *anortita* (21-24%), *hiperstena* (9-11%), *apatito* (1%) y *titanita* (3.1-3.6%). Para las rocas basálticas se puede reportar lo siguientes: *cuarzo* (0-2%), *ortoclasa* (4-6%), *albita* (31%), *anortita* (23-29%), *olivino* (1%), *hiperstena* (12-

15%), *hematita* (9%), *apatito* (1.27%) y *titanita* (3.46%). Esta mineralogía calculada es muy similar a la que se ha calculado para rocas de otros centros volcánicos de la FVTM, como para el caso del estratovolcan Telapón (García-Tovar, 2009).

Diagramas de Harker

Los diagramas tipo Harker, son diagramas bidimensionales X-Y que utilizan como índice de diferenciación la concentración de SiO_2 en el eje de las abscisas (x), contra otros óxidos mayores en el eje de las ordenadas (y). Estos diagramas se han usado como parámetro indicador del fraccionamiento mineral y permiten obtener información sobre las fases minerales involucradas en el proceso de diferenciación de un grupo de rocas relacionadas genéticamente (Rollinson, 1993). Las tendencias químicas observadas en los diagramas de variación pueden ser el resultado de los procesos que sufre el magma para producir los diferentes tipos de roca. En el caso de las rocas ígneas, los patrones observados pueden representar procesos típicos de cristalización fraccionada, pero también pueden ser producidos por procesos de mezcla de magmas o asimilación cortical.

En la Figura 4.5 se presentan diversos diagramas de tipo Harker para las rocas del CVST-SCT. Si se toma en cuenta todas las muestras analizadas del área de estudio, se pueden observar patrones de correlación negativa del SiO_2 con respecto a las concentraciones de Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , TiO_2 y P_2O_5 . Mientras que el SiO_2 respecto del K_2O presenta una correlación positiva. Por otro lado, el diagrama de Al_2O_3 parece presentar una correlación casi horizontal con respecto al SiO_2 para todas las rocas. En el caso del SiO_2 respecto del Na_2O presenta un comportamiento particular, ya que no se observa un patrón homogéneo. Las rocas de la Unidad Volcánica Superior presentan un comportamiento positivo, mientras que las de la Unidad Inferior es negativo. Es importante remarcar que las tendencias de correlación, marcadas por líneas en la Figura 4.6, no son continuas entre las dos diferentes unidades. Se puede observar que las tendencias tienen el mismo signo de correlación, pero con pendientes diferentes. Así, las correlaciones negativas mostradas por las rocas de la Unidad Volcánica Superior presentan una mayor pendiente en comparación con las rocas de la Unidad Volcánica Inferior. Este comportamiento se debe a que las rocas de las dos unidades fueron emplazadas en diferentes periodos de tiempo y por lo tanto, los procesos de cristalización fueron distintos. Sin embargo, aunque los patrones de correlación son

ligeramente diferentes para las rocas de los dos tipos de unidades, de manera general éstos se pueden explicar como producidos por procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa, óxido de hierro y titanio, piroxeno y apatito, ocurridos en los magmas de alta temperatura y que empobrecieron al fundido residual.

En la Figura 4.6 se puede remarcar también que las muestras de basaltos, andesitas-basálticas y traquiandesitas-basálticas presentan una cierta dispersión en sus concentraciones (ejemplo SiO_2 vs. MgO , CaO y Fe_2O_3). Esto, puede deberse a que no existe una relación genética directa entre ellas o a que sufrieron procesos petrogenéticos diferentes. Con el tratamiento e interpretación de los datos de elementos traza de las mismas rocas, que se efectuarán más adelante, se contarán con mayores evidencias sobre los procesos petrogenéticos ocurridos a estas rocas.

En lo que respecta a las rocas de la Unidad Volcánica Inferior, se puede observar que éstas presentan bajas concentraciones en TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO y P_2O_5 , lo cual se explica por la casi ausencia de minerales como magnetita, ilmenita, plagioclasa, apatito y ferromagnesianos, como se describió en la sección de petrografía. Por lo tanto, tienen un comportamiento diferente en comparación con la Unidad Volcánica Superior.

Tabla 4.3 Resultados del cálculo de la norma CIPW para las rocas del Campo Volcánico Santiago Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán.

<i>muestra</i>	<i>cuarzo</i>	<i>ortoclasa</i>	<i>albita</i>	<i>anortita</i>	<i>corindón</i>	<i>olivino</i>	<i>diópsida</i>	<i>hiperstena</i>	<i>Ilmenita</i>	<i>hematita</i>	<i>apatito</i>	<i>Titanita</i>	<i>rutilo</i>	<i>total</i>
TTC-01	2.65	9.40	32.32	24.19			8.69	8.70	0.28	8.62	1.18	3.29		99.32
TTC-02	5.78	8.69	35.45	22.42			3.61	10.23	0.26	8.24	1.18	3.55		99.40
TTC-03		5.38	32.49	25.04		5.98	8.69	8.05	0.32	9.41	0.88	3.71	1.93	99.96
TTC-04B	0.46	6.62	31.31	23.03			6.68	16.00	0.32	10.07	1.37	3.66		99.54
TTC-08	0.71	5.73	31.82	26.23			4.64	13.29	0.32	10.51	1.53	3.95		98.74
TTC-09		6.03	31.31	23.16		0.73	7.35	13.35	0.30	9.64	1.27	3.44		
TTC-11	4.16	5.08	29.87	26.06			0.52	16.95	0.32	9.98	3.59	3.54		100.06
TTC-12	2.37	9.22	31.39	20.87			12.51	9.79	0.26	8.58	1.14	3.10		99.23
TTC-13	6.66	9.22	33.76	22.86			3.44	11.03	0.24	7.95	1.04	3.35		99.55
TTC-14	3.95	8.75	30.21	22.80			10.91	11.28	0.28	8.71	1.14	3.13		101.14
TTC-16	1.89	5.61	30.12	27.85			7.54	11.60	0.28	9.05	0.86	3.59		98.39
TTC-18B	32.63	18.32	29.45	6.40	5.05			1.05	0.09	3.51	0.07		0.53	97.08
TTC-19	25.02	17.31	35.54	13.78			0.44	2.56	0.13	3.21	0.23	1.04		99.26
TTC-19E	12.11	8.51	34.10	27.54			2.23	6.24	0.17	5.66	0.42	1.69		98.67
TTC-20	23.88	18.38	36.05	12.23				2.44	0.15	3.38	0.23	0.10	0.43	99.27
TTC-22	7.99	4.67	30.89	20.64	3.07			15.59	0.34	8.97	8.41		1.82	102.39
TTC-23	7.69	9.57	31.56	24.42			1.50	11.62	0.28	7.87	1.20	3.13		98.92
TTC-24	1.64	7.15	30.29	24.59			3.65	17.14	0.36	9.99	1.60	3.60		100.01
TTC-25	42.67	24.29	23.35	2.845	5.35				0.06	1.03	0.19		0.28	100.06
TTC-26	2.02	6.80	29.70	24.56			5.72	15.98	0.32	9.93	1.41	3.59		100.02
TTC-28	26.26	18.61	31.90	14.13			0.02	2.83	0.09	3.13	0.16	0.99		98.13
TTC-30	34.39	19.09	31.22	5.48	3.54			0.70	0.11	2.93	0.12		0.41	97.98
TTC-31	27.58	17.49	35.45	12.51				2.27	0.09	3.13	0.02	0.16	0.38	99.08
TTC-33	2.17	5.97	29.62	23.33			6.59	16.74	0.30	10.02	1.39	3.64		99.76
TTC-35	3.12	6.80	33.17	25.23			6.75	10.97	0.28	8.91	1.00	3.08		99.29
TTC-36	31.40	22.51	33.17	6.57	2.25			1.20	0.09	2.50			0.35	100.08
TTC-37	23.18	15.25	35.03	18.05				3.61	0.15	3.83	0.23	0.45	0.29	100.07
TTC-38	25.17	15.96	34.35	14.15	1.90			2.04	0.17	3.79	0.21		0.51	98.25

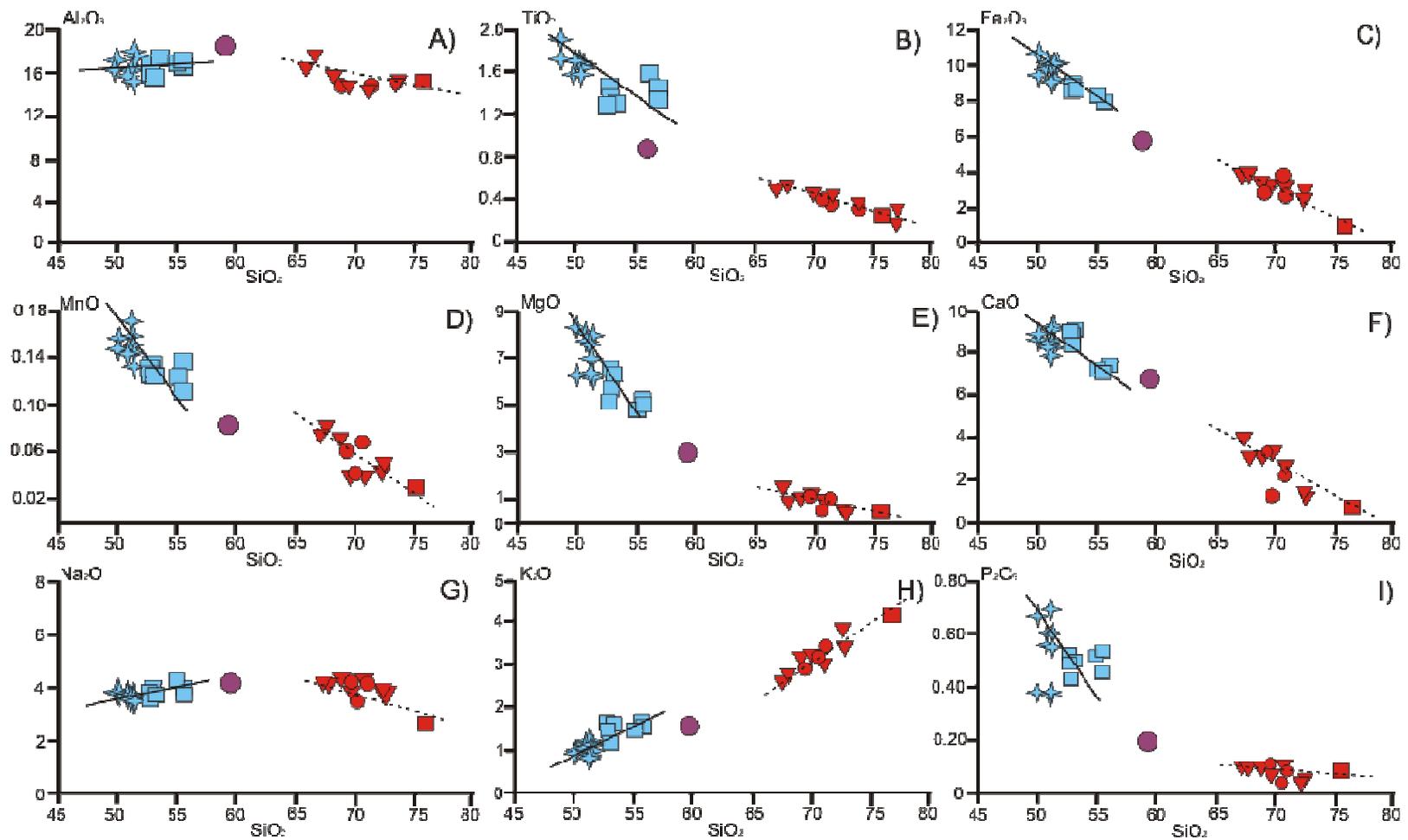


Figura 4.6. Diagramas de Harker que muestran las variaciones de los contenidos de elementos mayores con respecto a sílice (% en peso) del CVST-SCT (la simbología es la misma que la Figura 4.3.)

4.2.2 Elementos Traza

Los elementos traza son aquellos que se presentan en una roca en concentraciones menores a 0.1% en peso (<1 000 ppm) y aunque no forman minerales por si solos, son capaces de sustituir a los elementos mayores y menores en los minerales formadores de rocas. La presencia de estos elementos, puede ser usada como indicador de procesos petrogenéticos y, en ciertos casos, puede servir para discriminar ambientes tectónicos (Rollinson, 1993). Los elementos traza se dividen en elementos compatibles, los cuales tienden a incorporarse en las fases cristalinas, y elementos incompatibles, los cuales se quedan en el magma. Una de las formas de determinar si un elemento traza es compatible o incompatible en una roca, es la de utilizar el concepto de Coeficiente de Partición. Este consiste en evaluar la concentración de un elemento traza presente en un mineral dado, dividido por la concentración de ese mismo elemento en el magma o fundido residual ($K = (\text{Concentración de un elemento en un mineral} / \text{Concentración de ese elemento en el magma})$). El valor de K está en función de la composición del magma, la temperatura y presión del mismo. Los elementos traza con coeficiente de partición >1 (p. ej. Ni, Cr), son denominados compatibles. Estos son preferentemente retenidos en los primeros minerales formados por procesos de cristalización fraccionada o bien, ser retenidos por los sólidos residuales durante procesos de fusión parcial. Los elementos que tiene un coeficiente de partición <1 se llaman incompatibles. Estos últimos se encuentran concentrados en la fase líquida durante procesos de fusión y cristalización.

El grado de compatibilidad de los elementos traza puede identificarse en relación a su carga/radio, pero también con respecto al potencial de ionización (relación valencia/radio iónico). Así, los elementos que son incompatibles con respecto a los minerales normales del manto, como olivino, piroxeno, espinela y granate se pueden dividir según su carga y potencial de ionización en dos grupos:

- LILE, por sus siglas en inglés (*large ion lithophile elements*): son elementos de carga iónica baja y de radio iónico grande, con potenciales iónicos <2 , entre los que se incluyen elementos como Cs, Sr, Rb, K y Ba, así mismo Eu divalente y Pb divalente.
- HFSE, por sus siglas en inglés (*high field strength elements*): son elementos de carga iónica alta y radio iónico pequeño, con potenciales iónicos >2 , entre los

que se incluyen elementos como Sc, Y, Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta, así como los elementos de Tierras Raras (REE por sus siglas en inglés).

Algunos elementos traza pueden ser movilizados por hidrotermalismo, metamorfismo o cambios mineralógicos que ocurren durante la alteración y recristalización de las rocas. Así se tiene que los elementos LILE son relativamente más móviles que los HFSE (Rollinson, 1993).

Los elementos traza, como se mencionó previamente, permiten discriminar diferentes procesos petrológicos que no se pueden apreciar con el estudio de los elementos mayores; ya que los elementos traza, no afectan significativamente las propiedades físicas y químicas de las rocas. Por lo que un enriquecimiento o empobrecimiento permite diferenciar dichos procesos.

Diagramas de multielementos en rocas ígneas

La representación gráfica de los resultados químicos de elementos traza, en los denominados “diagramas de araña” requiere de la realización de una normalización de los datos con respecto a valores ya establecidos. Esta normalización se efectúa con el fin de evitar patrones de “zig-zag” de los datos, debidos a las abundancias de los elementos en la naturaleza (Ley de Oddo-Harkins) y para establecer comparaciones con otras rocas y aportar interpretaciones sencillas (Rollinson, 1993).

Existen varias maneras de normalizar los elementos traza. La primera es utilizar como patrones las concentraciones de elementos traza de un modelo de la Tierra primitiva no diferenciada, la segunda es considerar un manto de composición tipo MORB (Middle Ocean Ridge Basalt) o diferenciado, la tercera es considerar un manto primitivo no diferenciado y la última es normalizar los elementos traza con respecto a los presentes en un cuerpo condrítico (meteorito) promedio. Para este trabajo se utilizó la normalización con respecto a un manto primitivo. Existen varias composiciones de elementos traza propuestas para el manto primitivo, las cuales no varían sustancialmente (ejemplo Wood et al., 1979; Sun y McDonough, 1989). La razón de utilizar esta normalización se debe al hecho de suponer que las rocas volcánicas del área de estudio fueron producidas por procesos de fusión parcial a partir de un manto no modificado. Para esto se utilizaron los datos de Sun y McDonough (1989). Los resultados de los

análisis obtenidos en el presente trabajo se presentarán en diagramas semi-logarítmicos tipo Masuda-Coryell.

Resultados de elementos traza

En la Figura 4.7 se muestran patrones de elementos traza para las rocas félsicas de la Unidad Volcánica Inferior. Se observa un alto enriquecimiento (anomalías positivas) de los elementos LILE, del K y Pb con respecto a los elementos HFSE (se manifiesta como anomalías negativas). Se puede observar también que los patrones son muy similares para todas las rocas silíceas, lo que podría indicar que sufrieron procesos petrogenéticos similares. El enriquecimiento de los elementos de radio iónico grande (LILE) con respecto a los elementos de alto potencial de ionización (HFSE) podrían indicar la existencia de una fuente magmática situada en un manto empobrecido, la cual es modificada por fluidos derivados de los procesos de subducción, en una zona tectónica convergente.

En lo que concierne a los patrones de elementos traza que presentan las rocas de la Unidad Volcánica Superior (traquiandesita-basáltica, andesita-basáltica y basalto), se tiene lo siguiente (Figura 4.8). Estas rocas representan, de una manera general, ligeras anomalías positivas de elementos LILE, además del K y Pb con respecto a los elementos HFSE y Ti, que presentan anomalías negativas. No obstante dichas anomalías son menos pronunciadas que las observadas para las rocas félsicas del área de estudio. De manera detallada, se ve en la Figura 4.8 que los basaltos presentan un comportamiento homogéneo, con ligeras anomalías positivas de Ba, K, Th y Pb, y moderadas anomalías negativas de Cs, Rb y Ti, pero no se observan anomalías negativas de elementos típicos de alto potencial de ionización (Nb y Ta). En cuanto a los patrones de elementos traza de las andesitas-basálticas y traquiandesitas-basálticas, se pueden observar que son similares (Figura 4.8), aunque con ligera dispersión en los valores de los elementos como el Cs, Nb, Ta y Sr. Sin embargo, se puede constatar que existe enriquecimiento de elementos de radio iónico grande con respecto a los elementos de alto potencial de ionización, lo cual, como ya se mencionó, se ha asociado con magmatismo producido por procesos de subducción.

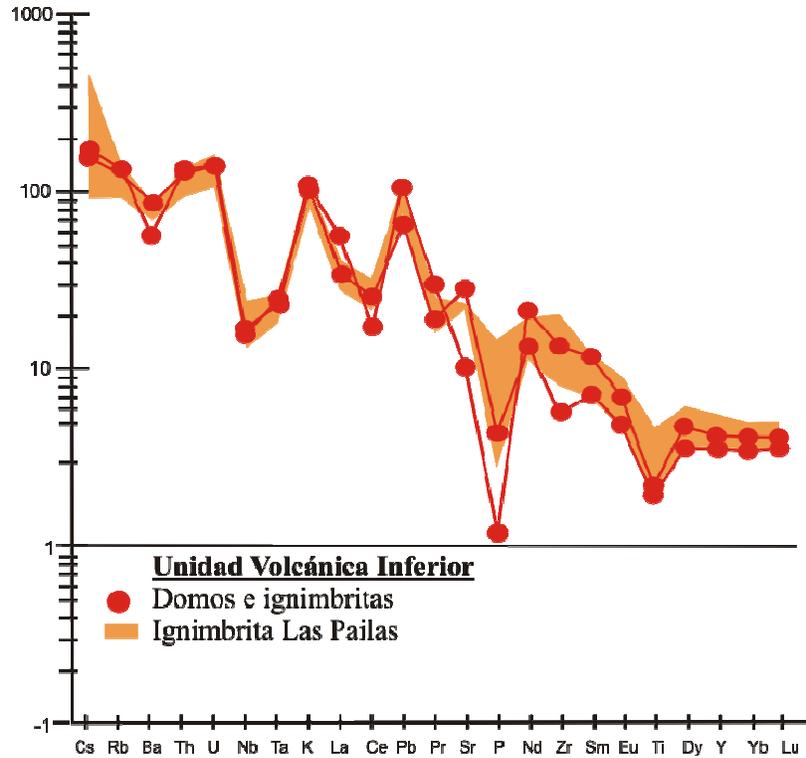


Figura 4.7. Patrones de elementos traza para los domos e ignimbritas de composición dacita-riolita y la Ignimbrita Las Pailas normalizados con respecto al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), note las anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti, y positivas de Rb, Ba, K y Pb.

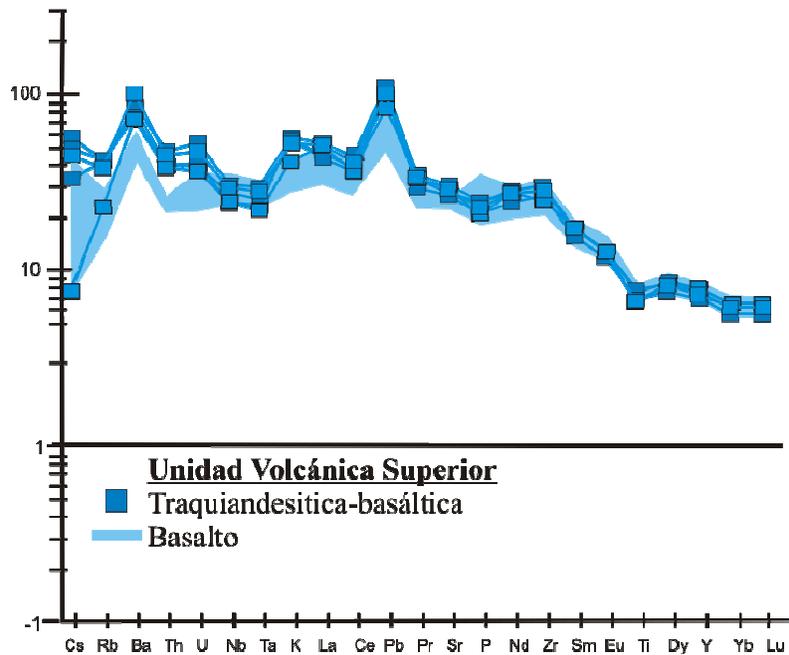


Figura 4.8. Patrones de elementos traza para las rocas basálticas, andesita-basálticas y traquiandesita-basálticas normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Puede observarse que los basaltos no presentan anomalías negativas de Nb y Ta con respecto a los elementos LILE.

Tabla 4.4. Concentración en ppm (partes por millón) de elementos traza de las rocas del área de estudio.

<i>Muestra</i>	<i>TTC-01</i>	<i>TTC-02</i>	<i>TTC-13</i>	<i>TTC-14</i>	<i>TTC-35</i>	<i>TTC-04</i>	<i>TTC-09</i>	<i>TTC-11</i>	<i>TTC-22</i>
<i>Tipo de roca</i>	<i>Andesita basáltica</i>	<i>Traqui-andesita basáltica</i>	<i>Traqui-andesita basáltica</i>	<i>Traqui-andesita basáltica</i>	<i>Traqui-andesita basáltica</i>	<i>Basalto</i>	<i>Basalto</i>	<i>Basalto</i>	<i>Basalto</i>
ppm									
Li	12,867	8,864	11,898	11,188	10,140	10,340	10,957	7,279	7,247
Be	1,894	1,835	1,750	1,708	1,595	1,639	1,583	1,579	1,379
B	3,469	4,084	4,716	3,902	1,722	3,384	3,140	3,159	1,366
P	0,510	0,498	0,437	0,479	0,429	0,596	0,553	0,543	0,377
Sc	18,195	19,354	18,295	20,128	22,078	23,170	23,335	23,866	24,119
Ti	1,477	1,571	1,475	1,390	1,414	1,649	1,559	1,589	1,618
V	147,129	130,840	132,033	143,338	158,181	172,971	169,882	167,728	171,819
Cr	183,763	190,530	268,417	324,484	185,736	424,969	420,568	450,413	216,288
Co	25,474	25,386	25,292	29,724	30,378	36,024	36,047	37,440	32,219
Ni	68,917	69,253	68,312	124,804	68,195	151,641	167,334	166,679	53,170
Cu	78,235	30,267	32,325	32,147	34,356	44,660	46,795	15,224	28,278
Zn	112,344	85,260	80,614	85,610	91,446	91,510	89,125	85,151	79,036
Mo	2,194	1,427	2,309	2,382	1,158	2,200	1,730	2,210	1,274
Sn	1,398	1,254	1,325	1,297	1,135	1,254	1,145	1,254	1,083
Sb	0,098	0,053	0,070	0,073	0,047	0,056	0,045	0,068	0,033
Hf	6,498	6,210	5,878	6,051	5,576	5,627	5,431	5,447	4,624
W	0,243	0,208	0,226	0,226	0,170	0,188	0,149	0,167	0,152
Cs	0,421	0,247	0,371	0,341	0,057	0,311	0,249	0,297	0,058
Rb	25,053	24,527	24,915	22,920	13,631	16,670	13,487	14,068	8,999
Ba	569,415	540,810	498,136	656,380	465,344	342,252	339,283	339,262	283,386
Th	3,874	3,169	3,212	3,530	3,090	1,869	1,712	1,760	1,723
U	1,051	0,766	0,807	0,938	0,730	0,624	0,558	0,580	0,430
Ta	1,119	0,984	0,904	1,063	0,859	1,064	0,980	1,007	0,872
K	1,602	1,476	1,564	1,483	1,156	1,125	1,034	0,872	0,801
Pb	7,302	6,474	6,335	6,618	5,563	4,511	4,272	4,488	3,227
Sr	616,222	545,947	534,891	580,210	580,747	471,085	474,196	470,594	565,467
P	0,510	0,498	0,437	0,479	0,429	0,596	0,553	0,543	0,377
Zr	317,688	291,978	279,338	297,538	260,319	281,034	272,120	288,972	217,113
Ti	1,477	1,571	1,475	1,390	1,414	1,649	1,559	1,589	1,618
Y	32,805	32,068	29,950	32,150	34,486	32,884	31,627	32,566	28,377

Nota: Estos análisis fueron realizados por medio ICP-MS en laboratorios de Juriquilla, Querétaro

Tabla 4.4. (Continuación) Concentración en ppm (partes por millón) de elementos traza de las rocas del área de estudio

<i>Muestra Tipo de roca</i>	<i>TTC-24 Basalto</i>	<i>TTC-26 Basalto</i>	<i>TTC-33 Basalto</i>	<i>TTC-18 Riolita</i>	<i>TTC-19 Riolita</i>	<i>TTC-31 Riolita</i>	<i>TTC-37 Dacita</i>	<i>TTC-28 Dacita</i>	<i>TTC-25 Riolita</i>
ppm									
Li	11,579	9,573	9,445	13,613	19,122	16,375	16,689	17,072	13,062
Be	1,889	1,671	1,645	1,615	1,744	1,785	1,523	1,747	1,703
B	4,132	3,861	3,501	10,798	15,947	9,133	8,249	16,601	14,459
P	0,718	0,611	0,601	0,016	0,091	0,295	0,087	0,058	0,059
Sc	22,503	22,854	22,681	7,457	6,727	12,687	9,060	6,575	3,137
Ti	1,675	1,617	1,598	0,440	0,405	0,936	0,449	0,416	0,232
V	168,209	172,987	167,786	27,856	41,992	97,877	59,229	50,758	14,275
Cr	352,531	372,567	423,050	70,852	134,073	168,679	90,371	136,796	113,580
Co	35,435	35,067	35,641	6,793	8,402	16,454	9,855	6,180	0,832
Ni	160,481	141,820	168,767	8,558	15,000	40,852	16,264	10,422	2,354
Cu	42,296	36,258	42,546	21,207	18,751	60,466	26,278	12,769	8,058
Zn	100,067	93,282	92,674	35,123	31,321	79,787	40,987	39,320	20,716
Mo	1,765	2,007	1,979	1,381	1,662	2,182	2,014	2,899	4,442
Sn	1,274	1,243	1,243	1,023	0,654	1,218	0,908	0,805	0,916
Sb	0,053	0,055	0,055	0,244	0,259	0,154	0,174	0,378	0,320
Hf	6,523	5,848	5,768	3,747	1,928	4,876	2,796	2,532	2,840
W	0,170	0,160	0,161	0,538	0,395	0,319	0,391	0,635	0,822
Cs	0.317	0.305	0.311	1.227	1.351	0.708	0.730	3.671	3.067
Rb	16.889	15.923	16.210	78.376	82.395	49.359	57.674	89.873	95.365
Ba	398.610	382.830	354.531	582.267	386.053	551.581	470.915	370.672	707.502
Th	2.037	1.878	1.807	10.498	10.881	6.948	7.958	11.392	12.603
U	0.693	0.629	0.604	2.861	2.863	1.937	2.212	3.297	0.059
Nb	23.498	20.240	20.176	11.367	10.469	15.929	8.894	11.433	26.645
Ta	1.226	1.073	1.070	0.932	0.974	1.012	0.726	0.997	9.074
K	1.209	1.163	1.103	3.193	2.952	2.983	2.575	3.213	4.107
Pb	5.147	4.740	4.697	7.297	4.509	7.459	5.714	5.377	3.403
Sr	492.363	479.492	474.502	206.645	577.486	471.222	455.256	448.085	13.693
P	0.718	0.611	0.601	0.016	0.091	0.295	0.087	0.058	0.232
Zr	337.021	299.655	287.928	144.544	59.950	218.162	99.798	86.492	10.761
Ti	1.675	1.617	1.598	0.440	0.405	0.936	0.449	0.416	185.081
Y	36.157	33.863	32.932	17.855	15.161	23.620	16.983	15.381	100.383

Nota: Estos análisis fueron realizados por medio ICP-MS en laboratorios de Juriquilla, Querétaro

Tierras Raras

Los elementos de las Tierras Raras (REE, Rare Earth Elements) se encuentran entre los elementos traza más útiles para los estudios petrogenéticos de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Los elementos que constituyen los REE son: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. El Y tiene un comportamiento análogo, por lo que se considera junto con las Tierras Raras. Los REE se dividen según su número atómico en:

- LREE (light Rare Earth Elements): elementos de las tierras raras ligeras, aquellos elementos con número atómico bajo (La, Ce, Pr, Nd, Pm).
- MREE (Middle Rare Earth Elements): elementos de tierras raras medias, aquellos con número atómico intermedio (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy).
- HREE (Heavy Rare Earth Elements): elementos de tierras raras pesadas, aquellos elementos con número atómico alto (Ho, Er, Tm, Yb, Lu)

Las REE tienen entre sí propiedades químicas y físicas similares. Esto viene del hecho de que ellas forman iones estables con carga $3+$, con radio iónico de tamaño similar. Las pequeñas pero significativas diferencias existentes en el comportamiento geoquímico de estos elementos, son debidas a la disminución constante de radio iónico a medida que aumenta el número atómico. Esto permite identificar algunos de los procesos petrogenéticos que le han ocurrido a las rocas ígneas, mediante el fraccionamiento de REE. Esto último, es el fenómeno usado en geoquímica para estudiar la génesis de fuentes de rocas (magmas) y descifrar los procesos petrológicos (Rollinson, 1993).

El comportamiento de las REE es presentado en diagramas de concentración vs. Número atómico, donde la concentración es normalizada con respecto a un estándar en una escala semi-logarítmica de base 10. Al unir los puntos de las concentraciones normalizadas mediante líneas rectas, se obtiene el patrón de REE para una muestra. En este trabajo se utilizó la normalización de la condrita de Nakamura (1974). Este tipo de normalización ha sido posible al seleccionar meteoritos que se piensan no han sufrido procesos de fraccionamiento desde la formación del sistema solar y entonces permite comparar con respecto a un manto que no ha tenido procesos de fusión parcial y fraccionamiento. La normalización evita, como en el caso de la normalización para los

demás elementos traza, el efecto de zig-zag, pero permite además identificar la fuente del magma y los procesos petrogenéticos que hayan ocurrido al magma.

Resultado de REE para las unidades volcánicas del área de estudio

Las concentraciones de Tierras Raras, determinadas por medio de ICP-MS en los laboratorios del Centro de Geociencias de la UNAM, se presentan en la Tabla 4.5. Asimismo, en las Figuras 4.9 y 4.10 se presenta el comportamiento de los elementos de tierras raras para las rocas de la Unidad Volcánica Inferior y Unidad Volcánica Superior, respectivamente, normalizadas con respecto a los datos de condrita de Nakamura (1974).

Se puede observar para los domos e ignimbritas dacítico- riolíticas (Figura 4.9) un fuerte enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras con respecto a las pesadas, así como un comportamiento casi horizontal para estas últimas, cuyos valores de la relación La_n/Yb_n varía de 9 a 13 y la ΣREE va de 101 a 120 ppm; además de presentar pequeñas anomalías negativas de Eu y Ce. La Ignimbrita Las Pailas muestra, de igual manera que las rocas anteriores, un alto enriquecimiento en Tierras Raras ligeras con respecto a las pesadas y pequeñas anomalías de Eu y Ce, así como un comportamiento horizontal en las tierras raras pesadas. La relación de Lan/Ybn se encuentra entre 7 y 8 y la ΣREE varía de 88 a 133 ppm. Así mismo, la ignimbrita Tetlapayac muestra el mismo comportamiento que las rocas félsicas antes descritas, solo que con una marcada anomalía negativa de Ce. Su relación Lan/Ybn es de 12 y su concentración total de tierras raras en ppm es de 102.

Las ligeras anomalías negativas de europio pueden deberse a que las condiciones de fugacidad de oxígeno dentro de la cámara magmática eran bajas, lo cual permitió que el Eu^{3+} se redujera a una valencia de $2+$. Bajo estas condiciones en la cámara magmática, el Eu^{2+} pudo formar parte de la red cristalina de las plagioclasas al sustituir al Ca^{2+} . Si al mismo tiempo ocurrieron fenómenos de cristalización fraccionada de plagioclasa, el magma residual se empobrecería en este elemento, observándose dicha anomalía negativa.

Las rocas de la Unidad Volcánica Superior muestran patrones muy parecidos entre ellos (Figura 4.10): ligero enriquecimiento de Tierras Raras ligeras con respecto a las pesadas, mostrando las últimas una relación casi horizontal. Las relaciones Lan/Ybn

para los basaltos va de 7 a 8, mientras que en las andesitas-basálticas y traquiandesitas-basálticas varían de 5 a 6 y su concentración de REE en ppm son de 138 a 175 y de 122 a 182, respectivamente. Como se puede constatar, las muestras de basaltos se encuentran ligeramente más enriquecidas en Tierras Raras que las andesitas-basálticas y traquiandesitas-basálticas, lo que sugiere la existencia de fuentes magmáticas ligeramente distintas.

Comúnmente, las rocas más evolucionadas (riolitas-dacitas), producidas por procesos de cristalización fraccionada a partir de un magma derivado de una misma fuente, deben presentar fuertes concentraciones de Tierras Raras. Sin embargo, como se puede observar de los datos anteriores, las rocas silíceas de la zona de estudio presentan menores concentraciones totales de tierras raras que las rocas máficas. Por lo tanto, los patrones observados de tierras raras para las rocas de las dos unidades volcánicas no pueden ser explicados por procesos de cristalización fraccionada común. Más bien, estas diferencias sugieren, que las rocas silíceas se originaron a partir de una fuente magmática diferente a la que produjo los basaltos, andesitas-basálticas y traquiandesitas-basálticas.

En todos los casos, el enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras con respecto a las pesadas, éstas últimas mostrando patrones casi horizontales (Figuras 4.9 y 4.10), se ha asociado con magmas relacionados con procesos de subducción. La mayoría de las rocas volcánicas existentes en la Faja Volcánica Trans-Mexicana presentan patrones similares (Gómez-Tuena et al., 2005).

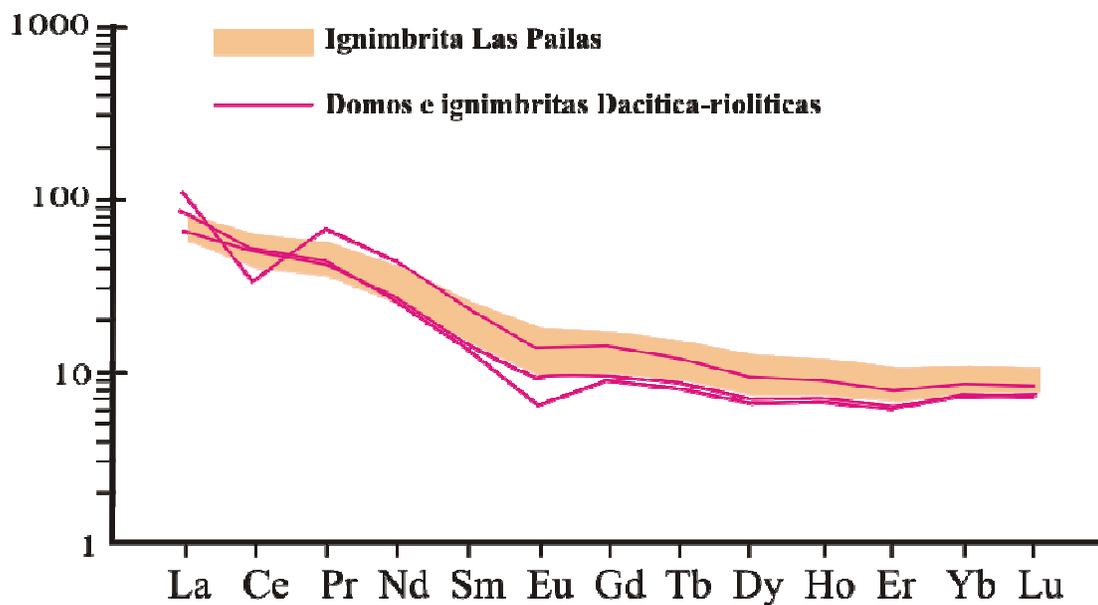


Figura 4.9. Patrones de elementos de Tierras Raras para la Unidad Volcánica Inferior del CVST-SCT. Concentraciones normalizadas con respecto a valores de condrita de Nakamura (1974).

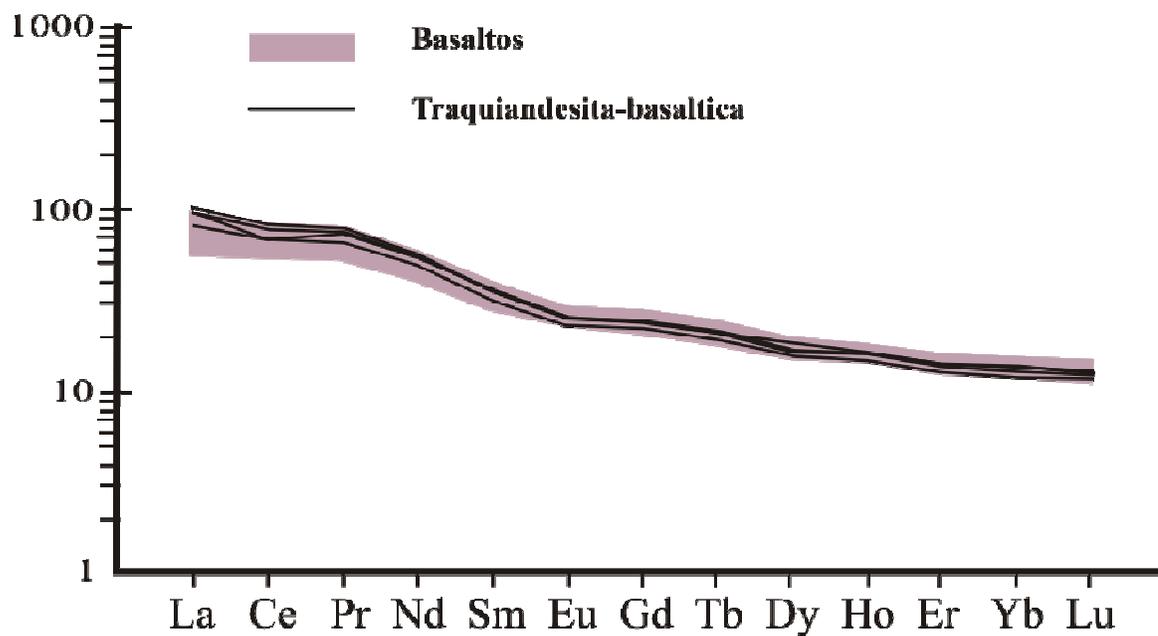


Figura 4.10. Patrones de elementos de Tierras Raras para la Unidad Volcánica Superior del CVST-SCT. Concentraciones normalizadas con respecto a valores de condrita de Nakamura (1974).

Tabla 4.5. Concentraciones (ppm) de Tierras Raras (REE) de las rocas volcánicas del el área de estudio.

<i>Muestra</i> <i>Tipo de</i> <i>roca</i>	<i>TTC-01</i> <i>Andesita</i> <i>basáltica</i>	<i>TTC-02</i> <i>Traqui-</i> <i>andesita</i> <i>basáltica</i>	<i>TTC-13</i> <i>Traqui-</i> <i>andesita</i> <i>basáltica</i>	<i>TTC-14</i> <i>Traqui-</i> <i>andesita</i> <i>basáltica</i>	<i>TTC-35</i> <i>Traqui-</i> <i>andesita</i> <i>basáltica</i>	<i>TTC-4b</i> <i>Basalto</i>	<i>TTC-09</i> <i>Basalto</i>	<i>TTC-11</i> <i>Basalto</i>	<i>TTC-22</i> <i>Basalto</i>	<i>TTC-24</i> <i>Basalto</i>	<i>TTC-26</i> <i>Basalto</i>	<i>TTC-33B</i> <i>Basalto</i>	<i>TTC-18b</i> <i>Riolita</i>	<i>TTC-19</i> <i>Dacita</i>	<i>TTC-28</i> <i>Dacita</i>	<i>TTC-31</i> <i>Riolita</i>	<i>TTC-37</i> <i>Dacita</i>	<i>TTC-25</i> <i>Riolita</i>	
	<i>Unidad Volcán Superior</i>												<i>Unidad Volcánica Inferior</i>						
ppm																			
La	34.17	30.16	27.76	33.21	32.93	25.49	24.46	24.9	19.93	31.32	27.46	26.62	37.31	22.46	20.33	26.35	19.36	19.36	
Ce	72.72	63.9	59.83	68.23	60.08	58.06	55.28	55.74	45.44	70.72	61.81	60.52	29.96	43.28	36.71	53.78	35.05	35.05	
Pr	9.21	8.41	7.73	8.83	8.63	7.7	7.34	7.41	5.98	9.17	8.17	7.92	8.03	4.9	4.24	6.49	4.22	4.22	
Nd	36.12	33.9	31.11	34.96	34.64	31.83	30.37	30.68	25.09	37.45	33.6	32.61	27.37	17.17	14.99	24.91	15.49	15.49	
Sm	7.51	7.17	6.64	7.22	7.27	7.05	6.73	6.82	5.69	8.04	7.38	7.13	4.83	3.07	2.89	5.07	3.02	3.02	
Eu	1.98	1.95	1.83	1.93	1.92	2.04	1.96	1.98	1.71	2.27	2.13	2.06	1.06	0.73	0.71	1.33	0.76	0.76	
Gd	6.82	6.67	6.15	6.61	6.88	6.72	6.44	6.56	5.61	7.57	7.07	6.84	3.86	2.69	2.66	4.63	2.9	2.9	
Tb	1.03	1	0.92	0.98	1.02	1.02	0.98	0.99	0.86	1.14	1.06	1.03	0.58	0.42	0.42	0.71	0.46	0.46	
Dy	5.97	5.8	5.36	5.71	5.96	6.01	5.78	5.83	5.11	6.61	6.22	6.02	3.25	2.45	2.48	4.2	2.74	2.74	
Ho	1.17	1.14	1.05	1.13	1.19	1.19	1.14	1.15	1.02	1.3	1.23	1.19	0.64	0.51	0.51	0.84	0.57	0.57	
Er	3.23	3.14	2.9	3.12	3.26	3.25	3.1	3.14	2.77	3.57	3.35	3.27	1.78	1.46	1.48	2.32	1.64	1.64	
Yb	3	2.89	2.68	2.88	3.01	3	2.87	2.9	2.56	3.28	3.1	3.01	1.9	1.64	1.61	2.29	1.77	1.77	
Lu	0.45	0.43	0.4	0.43	0.45	0.44	0.43	0.43	0.38	0.49	0.46	0.44	0.28	0.25	0.25	0.35	0.27	0.27	
ΣREE	138.38	166.56	154.38	175.23	167.25	153.81	146.88	148.55	122.1	182.93	163.03	158.64	120.84	101.03	89.29	133.27	88.24	102.52	
La/Yb	8	7	7	8	7	6	6	6	5	6	6	6	13	9	8	8	7	12	

Nota: Estos análisis fueron realizados por medio ICP-MS en laboratorios de Juriquilla, Querétaro

4.3 Isotopía de Sr y Nd

Los isótopos son átomos (núclidos) de un mismo elemento que presentan diferente número de neutrones y por tanto de la masa (suma de protones y neutrones). Los isótopos se dividen en estables y radioactivos dependiendo de la estabilidad de su núcleo. Los isótopos estables son aquellos cuya abundancia en la naturaleza no cambia a través del tiempo y no produce ningún isótopo nuevo. En los radioactivos, el átomo es inestable (debido a los enlaces entre protones y neutrones) y emite energía cuando cambian a una forma más estable (decaimiento radioactivo), produciendo un nuevo núclido.

A lo largo del tiempo, la abundancia de los isótopos inestables disminuye paulatinamente debido al decaimiento. La energía puede ser liberada por distintos mecanismos de decaimiento que se mencionan enseguida. **Decaimiento beta negativo (β^-)** es la emisión de un electrón durante la transformación de un neutrón en protón. En este mecanismo, el número de masa no cambia, mientras que el número atómico se incrementa. En el **Decaimiento beta positivo (β^+)** que es explicado como la emisión de un positrón durante la transformación de un protón en neutrón. El número de masa no cambia, mientras que el número atómico disminuye. En el **Decaimiento alfa (α)** ocurre la emisión de un núcleo de He (2 neutrones y 2 protones). El número de masa disminuye de 4, mientras que el número atómico disminuye de 2. En el decaimiento por **Captura de electrones**, un protón es capaz de capturar a uno de los electrones de las capas más cercanas al núcleo, por lo que un protón más un electrón formarán un neutrón y se emitirá un neutrino. El núclido resultante es un número atómico menor pero conserva el mismo número de masa. En el Decaimiento por **Fisión**, el núcleo de un átomo se divide en dos o más átomos de elementos distintos, algunos de los cuales pueden ser inestables y decaer a su vez (solo ocurre en los átomos más pesados).

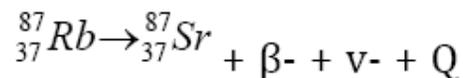
El decaimiento radioactivo no es instantáneo, ocurre en un cierto tiempo, el cual depende de la estabilidad relativa de cada isótopo. Cada núclido radioactivo presenta una tasa de decaimiento específica.

Los isótopos radiogénicos (isótopos hijos) son aquellos producidos por el decaimiento a partir de isótopos inestables (isótopos padres) y su abundancia puede aumentar a través del tiempo. Estos han sido utilizados en geoquímica para dos objetivos principales: el

primer uso fue en la determinación de edades de rocas y minerales (geocronología); y el segundo más reciente, ha sido empleado en el campo de la petrogénesis para identificar procesos geológicos y origen de las rocas.

El uso de isótopos radiogénicos como trazadores de procesos petrogenéticos ha permitido a los geoquímicos caracterizar rocas de grandes profundidades de la Tierra, anteriormente solo del dominio geofísico. Estos estudios isotópicos han servido para identificar la fuente de procedencia de los magmas (naturaleza de la corteza continental, oceánica y el manto), así como para identificar procesos magmáticos como asimilación o contaminación cortical. Los resultados isotópicos combinados con las investigaciones geofísicas de dichos dominios, son de gran utilidad para proponer modelos físico-químicos de las profundidades de la Tierra.

El estroncio (Sr) tiene cuatro isótopos naturales (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr , ^{84}Sr), tres de ellos estables y el ^{87}Sr es radiogénico, y se pueden encontrar de manera natural en casi cualquier tipo de roca. Las abundancias relativas son 82.59%, 6.991%, 9,861% y 0.557%, respectivamente (Faure, 1986). Estas abundancias son variables debido a la formación de ^{87}Sr radiogénico por el decaimiento natural de ^{87}Rb , debido a la emisión de una partícula Beta negativa:

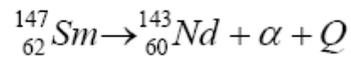


Por esta razón, la composición isotópica precisa de estroncio en una roca o mineral que contiene rubidio depende de la edad y de la relación de Rb/Sr de la roca o mineral. Esto es aprovechado en geología, ya que mediante el decaimiento de Rb a Sr se puede fechar rocas y minerales (Faure, 1986).

Durante la cristalización fraccionada de un magma, el estroncio tiende a concentrarse principalmente en la plagioclasa y en otros minerales que contengan calcio como el apatito. Mientras que el rubidio, cuyo radio iónico es más grande que el estroncio, se mantiene en la fase líquida (elemento incompatible), pero se concentrará en minerales que presenten potasio, ya que tiene un radio iónico similar, por lo que también participará en fenómenos de cristalización fraccionada. Consecuentemente, la relación Rb/Sr del magma residual (magmas en la corteza) se incrementará gradualmente en el

curso progresivo de la cristalización (Fig. 4.11a). Mientras que el manto tendrá bajas concentraciones de Rb (Faure, 1986).

El neodimio (Nd) pertenece al grupo de las tierras raras, tiene 7 isótopos naturales (^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd , ^{150}Nd y ^{142}Nd). Debido a que el radio iónico para el Nd^{3+} es de 1.08 Å y para Sm^{3+} es de 1.04 Å, éstos elementos tienden a concentrarse en minerales como piroxenos, anfíboles y granates. En general, el Nd se encuentra relativamente más concentrado que el Sm en los minerales durante el curso de la cristalización fraccionada de un magma, y como consecuencia, las rocas de la corteza tienen una relación menor de Sm/Nd que las rocas derivadas del manto superior. (Figura. 4.11b)



El Sm decae a Nd como muestra la siguiente ecuación:

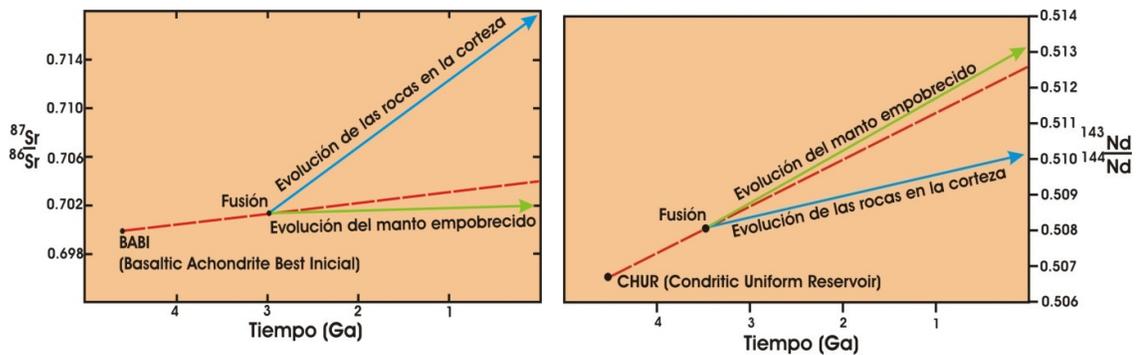


Figura 4.11. a) Diagramas de evolución de las relaciones isotópicas de Sr y b) diagrama de evolución del $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con respecto al tiempo geológico (modificado de Faure, 1986).

CHUR y ϵNd

La evolución isotópica del sistema Sm/Nd en la Tierra se describe en términos del modelo llamado Reservorio Condritico Uniforme (CHUR) propuesto por DePaolo y Wasserburg (1976). Este modelo asume que el Nd terrestre ha evolucionado en un reservorio uniforme cuya relación Sm/Nd es igual que las condritas (Figura 4.11b). El valor de la proporción $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para el CHUR actual es de 0.512638. La notación para representar estos datos isotópicos es ϵNd , en donde el parámetro ϵ es una medida

de la diferencia entre la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de una muestra o serie de muestras y un valor de referencia, que en este caso es el valor de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las condritas (CHUR = reservorio condrítico), multiplicado por 10^4 . Esto se define por las siguientes ecuaciones:

$$\epsilon\text{Nd}_{\text{hoy}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (HOY)}}}{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR(HOY)}}} - 1 \right) \times 10^4$$

$$\epsilon\text{Nd}_{t^*} = \left(\frac{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (t)}}}{^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (t)}}} - 1 \right) \times 10^4$$

$t^* =$ tiempo en el pasado (Ma)

Donde:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (t)}} = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (HOY)}} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{MUESTRA (HOY)}} * (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (t)}} = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (HOY)}} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (HOY)}} * (e^{\lambda t} - 1)$$

En donde los valores para el CHUR son: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (HOY)}} = 0.512638$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR (HOY)}} = 0.1967$.

Es por esta razón que se puede conocer la cantidad de la proporción inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, si se conoce la edad de los diferentes conjuntos de rocas, con respecto del CHUR. Un valor positivo de ϵNd para las rocas ígneas indica que el magma que las formó provino de una fuente con una relación Sm/Nd más grande que el CHUR, por ejemplo el manto empobrecido, mientras que un valor negativo implica una fuente con una relación Sm/Nd más baja que el CHUR, por ejemplo el manto enriquecido o la corteza. Si el valor es cero, entonces la composición isotópica del Nd en las rocas es indistinguible con respecto del CHUR y se puede concluir que las rocas son generadas directamente de este reservorio condrítico (Faure, 1986).

Además de poder determinar edades de diferentes eventos geológicos por medio de la utilización de los métodos isotópicos de Rb – Sr y Sm – Nd, las relaciones isotópicas de

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pueden ser utilizadas como indicadores de procesos genéticos. Por ejemplo, las relaciones isotópicas de Sr y Nd de un magma son características de la región de la cual fue extraído el magma. Se ha demostrado que dichas relaciones isotópicas se mantienen sin cambios cuando el magma sufre fraccionamiento. Esto se debe a que la diferencia relativa de masas entre cada par de isótopos arriba mencionado es tan baja que no pueden ser fraccionados por procesos controlados por el equilibrio entre líquido y cristal. Por lo tanto, durante la fusión parcial, un magma va a tener el mismo carácter isotópico que la región que lo generó. La utilidad de los isótopos en los estudios petrogenéticos de rocas ígneas es: a) detectar las diferentes regiones que puedan alimentar un magma y que pueden ser reconocidas por su firma isotópica característica, b) reconocer la mezcla de los magmas gracias a que su firma isotópica se sale de los parámetros establecidos, y c) inferir la contaminación de los magmas por asimilación de corteza continental (Faure, 1986).

Resultados isotópicos de las rocas del CVST-SCT

Se realizó el análisis isotópico de Sr y Nd para 11 muestras de rocas pertenecientes a las unidades volcánicas Inferior y Superior. Para estos análisis, se seleccionaron las muestras que presentaban menor efecto de alteración por intemperismo u otro fenómeno. Los resultados isotópicos medidos se presentan en la Tabla 4.6. Como se mencionó en el Capítulo II, los análisis se realizaron con un espectrómetro de masas, con fuente iónica térmica, marca FINNIGAN MAT 262 del LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. En la Tabla 4.7 se presentan las relaciones isotópicas iniciales recalculadas para las mismas rocas. Las relaciones isotópicas de Sr y Nd iniciales fueron recalculadas considerando que la Unidad Volcánica Inferior presenta edades de ca. 12 Ma, mientras que la Unidad volcánica Superior tiene edades de ~2 Ma. Estos cálculos se hicieron tomando como base las edades publicadas en trabajos de García-Palomo et al. (2002) y de López-Hernández (2009), en ausencia de datos geocronológicos nuevos.

Se eligieron dos muestras de la Unidad Volcánica Inferior que corresponden a la Ignimbrita Riolítica Las Pailas (TTC-18) y a los Domos e ignimbritas dacítico-riolítico (TTC-19). Estas rocas tienen relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.703527 y 0.703342, respectivamente, las cuales son muy bajas para rocas de esta naturaleza petrográfica. Los valores de ϵNd para estas mismas rocas van de 3.85 y 4.29, respectivamente. Estas

muestras caen dentro del arreglo del manto en la Figura 4.12, y de hecho se acercan a los valores de estroncio que presentan rocas tipo MORB.

Los valores isotópicos iniciales recalculados para las rocas de la Unidad Volcánica Superior caen en su totalidad dentro del arreglo del manto. Las traquiandesita basáltica- y andesita-basáltica caen muy cerca de la composición de la Tierra Total (Figura 4.12), ya que sus relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varían de 0.704374 a 0.704843 y valores de ϵNd de 0.91 A 1.97, mostrando cierta similitud en comportamiento como las rocas del complejo volcánico Telapón (García-Tovar, 2009). Por su parte, los basaltos de la zona de estudio presentan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ poco variables que varían de 0.704015 a 0.704233 y valores de ϵNd de 1.97 a 3.29, dejando ver que estas rocas son menos radiogénicas que las traquiandesítica-basáltica y andesita-basáltica, y mostrando valores que caen muy cercanos a los del estratovolcán Nevado de Toluca (Figura 4.12). Los valores antes mencionados, indican que los magmas que generaron a las rocas de la Unidad Volcánica Superior, tuvieron una contribución variable de componentes de la corteza continental durante su ascenso a la superficie, ya que a pesar de presentar una composición relativamente máfica, estas rocas tienen los valores más radiogénicos del área de estudio (caso de las andesitas-basálticas y traquiandesitas-basálticas). Las rocas basálticas son las menos afectadas.

Finalmente, se puede observar, que las relaciones isotópicas iniciales para todas las rocas analizadas del área de estudio presentan una variación moderada en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd (valores de 0.703342 a 0.704843 y de 0.91 a 4.29, respectivamente), lo que indicaría que las fuentes magmáticas son ligeramente distintas y que los magmas sufrieron diferentes grados de interacción con rocas de la corteza continental al ascender hacia la superficie (Tabla 4.7).

Tabla 4.6. Relaciones isotópicas de Sr y Nd de las rocas volcánicas del CVST-SCT. Datos medidos en el espectrómetro de masas Finnigan MAT-262.

<i>Muestra</i>	<i>Roca</i>	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	<i>1 sd*</i>	<i>n</i>	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	<i>1 sd*</i>	<i>n</i>	ϵNd	<i>Is</i>
TTC-01	Traquiandesita	0.704842	35	55	0.512709	19	52	1.38	0.37
TTC-02	Traquiandesita	0.704543	34	56	0.512684	19	55	0.90	0.37
TTC-04b	Basalto	0.704018	38	55	0.512802	22	56	3.20	0.43
TTC-08	Basalto	0.704234	37	51	0.512763	43	10	2.44	0.84
TTC-09	Basalto	0.704079	39	51	0.512799	35	15	3.14	0.68
TTC-11	Basalto	0.704105	38	53	0.512799	21	54	3.28	0.41
TTC-13	Traquiandesita	0.704378	36	53	0.512806	15	55	1.52	0.29
TTC-14	Traquiandesita	0.704673	37	52	0.512738	20	57	1.95	0.39
TTC-18	Riolita	0.703713	34	57	0.512828	20	34	3.71	0.39
TTC-19	Dacita	0.703413	38	59	0.512851	23	54	4.15	0.45

Se analizaron 60 relaciones isotópicas de Sr y Nd para cada muestra. *=error analítico de 1 desviación estándar ($\pm\sigma$) y se refiere a los dos últimos dígitos de cada relación isotópica. Valores del LUGIS para estándar NBS 987 de estroncio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}= 0.710240\pm 25$ ($\pm 1 \sigma_{\text{abs}}$, n= 418), para el estándar La Jolla de neodimio: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511867\pm 27$ (n=209). Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Los blancos analíticos durante los análisis de las muestras de este trabajo resultaron ser de = 0.08 ng para Sr y 0.19 ng para Nd (blancos totales).

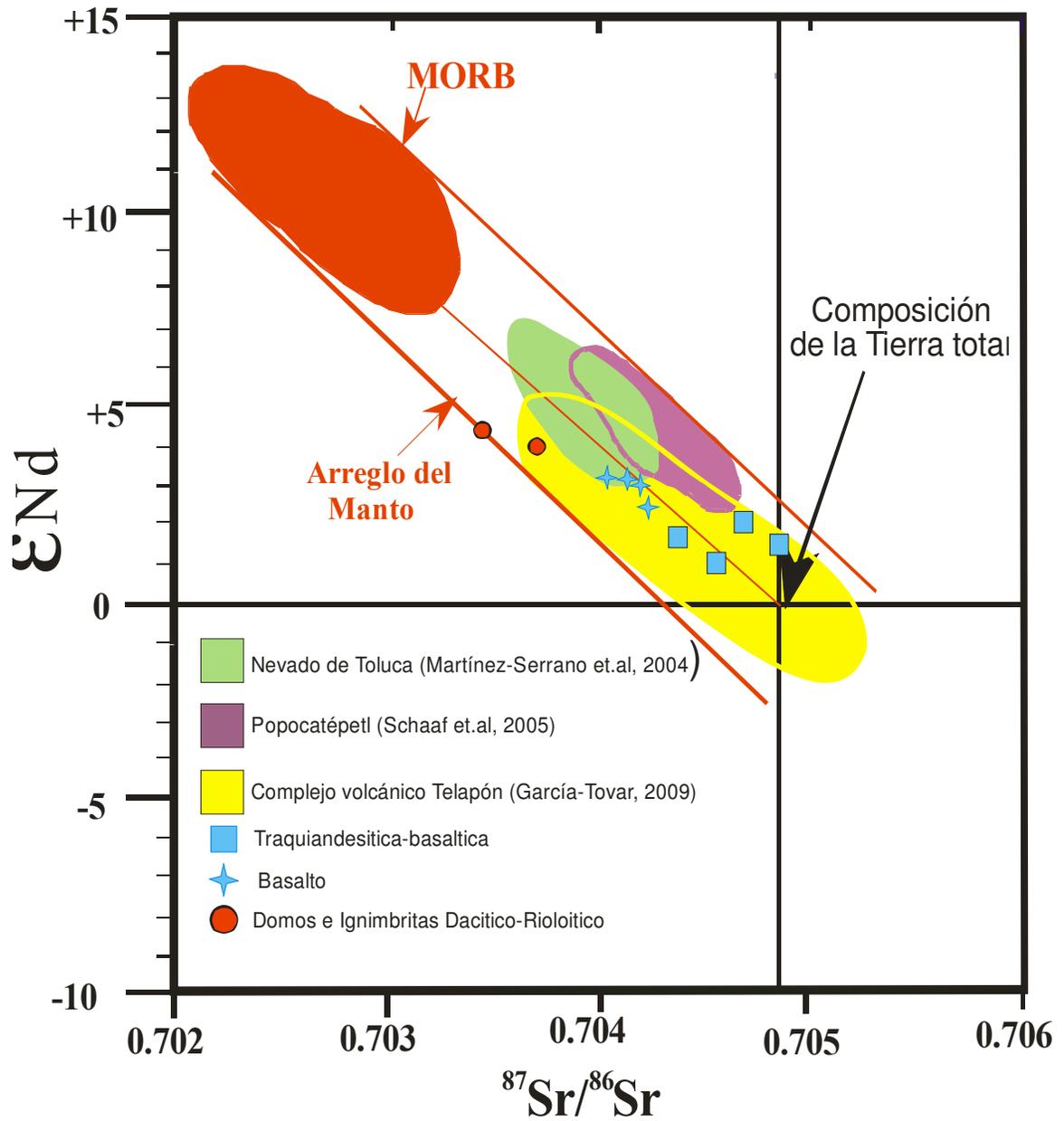


Figura 4.12. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd iniciales de rocas de la corteza y el manto para las muestras del CVST-SCT, en el que se observa una afinidad general en todas las muestras con el arreglo del manto. Se puede ver que las rocas de la unidad Volcánica Superior (basaltos, andesitas-basálticas) son los más radiogénicos indicando una mayor influencia cortical, en comparación con las rocas félsicas de la Unidad Superior. Las muestras del CVST-SCT se comparan con datos del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano, 2004), Popocatepetl (Schaaf et. Al., 2005) y del Complejo Volcánico Telapón (García-Tovar, 2009).

Tabla 4.7. Relaciones isotópicas iniciales de Sr y Nd de las rocas del Campo Volcánico Santiago-Tetlapayac-San Cruz-El Tepozán.

Muestras	Tipo de Roca	Concentraciones (ppm*)									
		Rb	Sr	Sm	Nd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{m})$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{m})$	$\epsilon\text{Nd}(\text{m})$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{in})$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{in})$	$\epsilon\text{Nd}(\text{in})$
Unidad Volcánica Superior											
TTC-1	Andesita-basáltica	25.1	616	7.5	36.1	0.704846	0.512709	1.38	0.704843	0.512707	1.40
TTC-2	Traquiandesita basáltica	24.5	546	7.2	33.9	0.704543	0.512684	0.90	0.704539	0.512682	0.91
TTC-13	Traquiandesita basáltica	25.0	535	6.63	31.1	0.704378	0.512716	1.52	0.704374	0.512714	1.54
TTC-14	Traquiandesita basáltica	23.0	580	7.22	35.0	0.704673	0.512738	1.95	0.704670	0.512736	1.97
TTC-4	Basalto	17.0	471	7.05	31.8	0.704018	0.512802	3.20	0.704015	0.512800	3.22
TTC-8	Basalto	5.0	501			0.704234	0.512763	2.44	0.704233	0.512761	2.45
TTC-9	Basalto	13.4	474	6.73	30.7	0.704079	0.512799	3.14	0.704077	0.512797	3.16
TTC-11	Basalto	14.1	471	6.82	30.7	0.704105	0.512806	3.28	0.704103	0.512804	3.29
Unidad Volcánica Inferior											
TTC-18	Riolita	78.0	207	4.80	27.4	0.703713	0.512828	3.71	0.703527	0.512820	3.85
TTC-19	Dacita	82.4	578	3.07	17.2	0.703413	0.512851	4.15	0.703342	0.512843	4.29

*Las concentraciones de los elementos se obtuvieron por medio de ICP-MS. Los valores isotópicos (in) de Sr y Nd fueron calculados en 12 Ma para las rocas de la Unidad Volcánica Inferior y 2 Ma para las rocas de la Unidad Volcánica Superior, se consideraron las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (CHUR) = 0.512638.

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1 Discusión

A pesar de que no se cuenta con información geocronológica de la mayoría de las rocas descritas en el área de estudio, se ha podido establecer la historia geológica aproximada del CVST-SCT a partir de datos geológicos, estratigráficos y escasas edades aportadas por trabajos de López-Hernández (2009) y García-Palomo et al. (2002). El primer autor señala, en su estudio geológico regional, que existió una importante actividad volcánica en el sector Pachuca-Apan-Cerro Grande (parte oriental de la FVTM). Dicho autor propone que la actividad volcánica inició en las localidades de Real del Monte y Pachuca, y después ésta migró del NW al SE, dentro de la FVTM (Figura 5.1). Así, en los alrededores de la Ciudad de Apan se emplazaron lavas andesíticas con espesores que van de los 800 a los 900 m, y este magmatismo continuó con dirección al SE, hasta el poblado de Santiago Tetlapayac, donde se emplazaron domos riolíticos acompañados de extensos depósitos de ignimbritas. Estos depósitos tienen una edad ^{38}Ar - ^{40}Ar de 12.6 ± 0.4 Ma (López-Hernández, 2009).

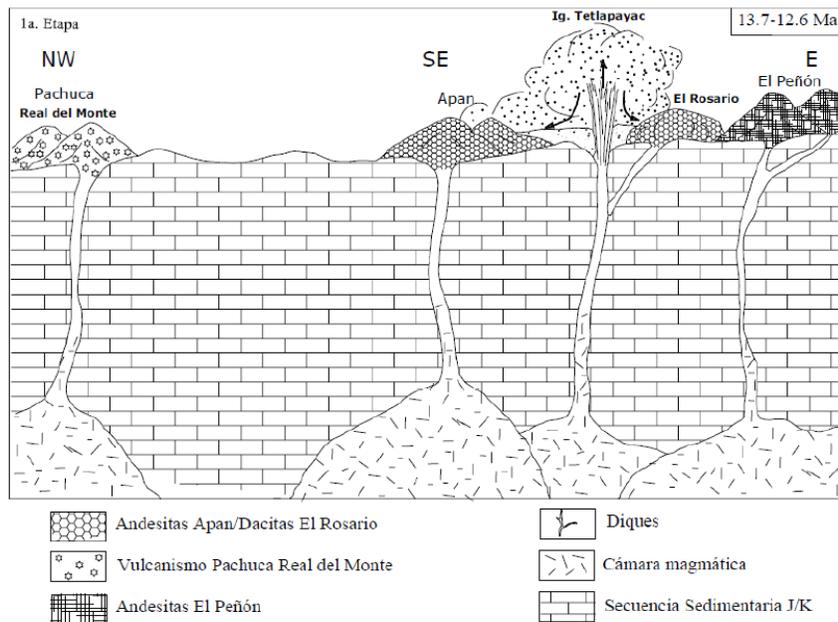


Figura 5.1. Esquema del vulcanismo Pachuca-Apan-El Peñón (Tomado de López-Hernández, 2009).

Con anterioridad, García-Palomo et al. (2002) propusieron que, dentro del área de estudio se produjeron dos episodios magmáticos principales: el primero de edad Mioceno (~13.4 a 5.3 Ma) y el segundo durante el Plioceno-Pleistoceno (~2.1 a 1.5 Ma). Las edades de estos eventos fueron propuestas a partir de fechamientos realizados por estos autores y por trabajos previos como los de Ledezma-Guerrero (1987) realizados en la región de Apan-Calpulalpan. A partir de las edades de estos dos eventos se puede remarcar, que en esta porción de la FVTM existió un “hiatus” magmático cercano a los cinco millones de años.

En la presente tesis se pudieron identificar lavas y depósitos piroclásticos pertenecientes a los dos episodios magmáticos, los que fueron agrupados en dos eventos magmáticos principales: Unidad Volcánica Inferior y Unidad Volcánica Superior.

Tomando como base las descripciones geológicas, estratigráficas y petrográficas realizadas en campo y en laboratorio, y de acuerdo a datos previos de los autores antes mencionados, se puede deducir que las rocas que formaron a la Unidad Volcánica Inferior se emplazaron de la siguiente manera:

Los primeros flujos piroclásticos en emplazarse en el área fueron los depósitos de la Ignimbrita Tetlapayac con una edad de 12.6 Ma (López-Hernández, 2009). Le siguieron flujos piroclásticos que formaron la Ignimbrita Las Pailas, y una serie de domos, coladas de lava y espinas volcánicas de composición dacítica-riolítica que formaron los cerros de Los Órganos, La Defensa, Blanco y Terrerillos. Por último, se emplazó un extenso depósito de ignimbritas con alto contenido de pómez blanca que se denominó Ignimbrita No-diferenciada. Posterior a esta serie de emplazamientos volcánicos de composición dacítica a riolítica (>66% de sílice), se tiene un período de inactividad volcánica e intensa erosión sobre la región durante aproximadamente 5 Ma.

En la Figura 5.2 se muestra un posible modelo de emplazamiento de las rocas antes mencionadas. Los afloramientos de estas rocas en el área de estudio no muestran ninguna distribución regular como los localizados en la región de Apan, Hidalgo, donde la mayoría de los afloramientos presentan una distribución NE-SW asociados con fallas normales de la misma dirección. Lo que sí se puede establecer es que estos depósitos piroclásticos y rocas dacítico-riolíticas son

relativamente más antiguas ya que se encuentran erosionadas, cortadas por algunas fallas NW-SE o bien sepultadas parcialmente por eventos volcánicos recientes. Es necesario efectuar más trabajos geológicos en esta porción de la Faja Volcánica Trans-Mexicana para tratar de identificar las posibles estructuras volcánicas de las cuales fueron expulsados muchos de los depósitos piroclásticos riolíticos. No obstante, se puede asegurar que estos eventos volcánicos explosivos debieron ser producidos a partir de estructuras volcánicas de grandes dimensiones que se encuentran en la región (por ejemplo, la Caldera de Acoculco, la región de Chignahuapan).

En cuanto a los eventos de la Unidad Volcánica Superior se puede resumir lo siguiente: En el área de estudio se identificaron al menos 12 aparatos volcánicos monogenéticos, que consisten de pequeños volcanes tipo escudo, conos cineríticos o de escoria y coladas de lava de composición basáltica, traquiandesita-basáltica y andesita-basáltica. En la Figura 5.3 se presenta un dibujo esquemático de los fenómenos volcánicos que debieron ocurrir en la zona de estudio y que produjeron las estructuras volcánicas de esta segunda unidad.

Como se puede observar en el mapa geológico de la Figura 3.4, las estructuras volcánicas de la Unidad Superior presentan una distribución preferencial con dirección NE-SW, muy similar a las direcciones de emplazamiento de las rocas volcánicas de la región de Apan, las que según Ledezma-Guerrero (1987) y García-Palomo et al. (2002) se encuentran asociadas con el sistema de fallas Apan-Tlálloc. La distribución de los volcanes monogenéticos en el área de estudio sugiere la existencia de un sistema de fallas “oculto” en esta dirección, que facilitaron el ascenso del magma. Se denominó sistema de fallas “oculto” debido a que en superficie no se ven rasgos estructurales que permitan identificarlas plenamente; sino que la orientación que presentan los conos volcánicos permiten suponer su existencia en el subsuelo. Es importante remarcar que la actividad tectónica del sistema de fallas Apan-Tlálloc se ha mantenido por grandes períodos de tiempo, ya que García-Palomo et al. (2002) informan de la actividad ocurrida a lo largo de éste. Al parecer, este sistema de fallas sigue activo, ya que se han seguido registrando sismos en la zona de acuerdo a lo considerado por López-Hernández (2009).

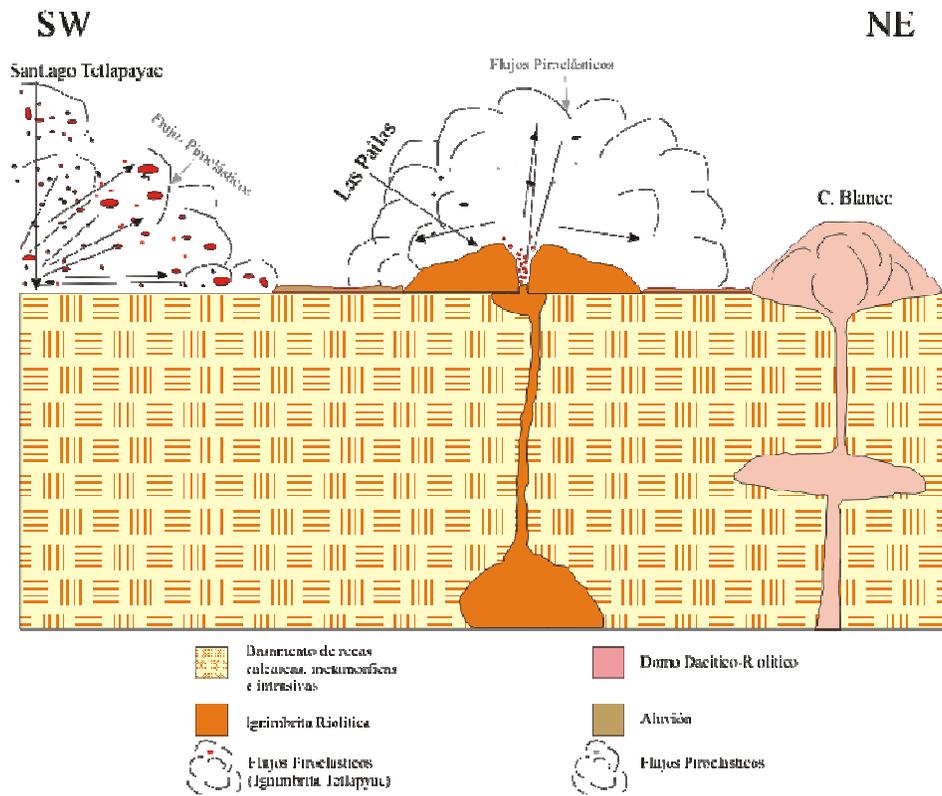


Figura 5.2. Modelo esquemático del emplazamiento del episodio magmático del Mioceno (~13.4 – 5.3 Ma) que produjo la Unidad Volcánica Inferior.

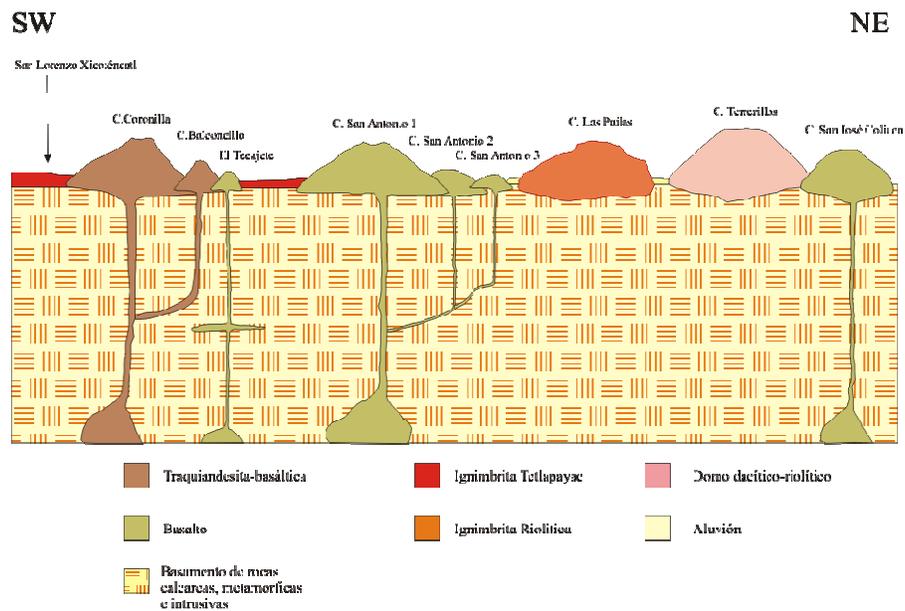


Figura 5.3 Modelo esquemático del episodio magmático del Plioceno-Pleistoceno (~2.1 – ~1.5 Ma) que produjo la Unidad Volcánica Superior.

En lo que concierne a las características petrográficas que presentan las rocas del área de estudio se pueden inferir algunos de los procesos magmáticos grabados en las texturas y mineralogía observada. Como ejemplos de estas características texturales se tiene estructura de tamiz, golfos de corrosión, bordes de reacción, zoneamiento y formación de pseudomorfos de anfíbol con minerales de óxidos de Fe y Ti. Los fenocristales de plagioclasa, cuarzo y ferromagnesianos, existentes en las rocas de la Unidad Inferior, presentan características como las señaladas anteriormente y que podrían indicar cambios físicos y químicos en las condiciones de cristalización de estos minerales. Dichos cambios pudieron ser producidos por procesos de cristalización fraccionada, por el ascenso en etapas del magma y/o por la existencia de cambios en la composición del magma debidos a procesos de mezcla de magmas o asimilación cortical. Estos cambios podrían ser identificados más claramente por medio de estudios detallados de microanálisis de minerales y matriz o mediante la propuesta de modelos petrogenéticos.

En lo que concierne a las rocas de la Unidad Volcánica Superior, estas presentan características mineralógicas y petrográficas más homogéneas que indican que fueron producidas por magmas básicos poco evolucionados. No obstante, se puede afirmar, que las características mineralógicas y petrográficas presentes en las rocas de ambas unidades son similares a las observadas en rocas volcánicas de áreas vecinas dentro de la FVTM.

Por otra parte, los patrones de comportamiento de los elementos mayores y traza de las rocas analizadas son parecidos a los que se presentan en la mayoría de lavas de la FVTM (Gómez-tuena et al., 2005 y referencias citadas). Así, todas las muestras analizadas del área de estudio caen dentro del campo de las series calcoalcalina, aunque las rocas de la Unidad Volcánica Superior caen en los límites de las series calcoalcalinas y calcoalcalinas ricas en K_2O , según el diagrama de Peccerillo y Taylor (1978). Análisis químicos efectuados por García-Palomo et al. (2002) y por Núñez-Castillo (2010), en rocas de localidades vecinas de la zona de estudio, muestran comportamientos similares a los ya descritos. Núñez-Castillo (2010) efectuó una caracterización geológica y geoquímica de rocas volcánicas pertenecientes a la falla Apan-Tláloc y de igual manera sus rocas se caracterizan por tener comportamiento químico perteneciente a las series calcoalcalina.

Los diagramas tipo Harker muestran relaciones y variaciones de los datos que pueden ser explicadas por procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa, óxidos de hierro y titanio, piroxenos y apatito, ocurridos en los magmas a altas temperaturas y que empobrecieron al fundido residual. Aun en lavas poco evolucionadas como las del cerro Coronillas, que tienen una composición de traquiandesita-basáltica, se puede inferir un cierto proceso de cristalización fraccionada como lo indica la Figura 5.4. Aquí, las muestras TTC-01, TTC-12 y TTC-14, pertenecientes a diferentes frentes de lavas del cerro Coronillas, muestran una clara disminución en su contenido de Fe_2O_3 . También, en los diagramas de la Figura 4.6 se puede inferir estos procesos de cristalización fraccionada tanto para las rocas de la Unidad Inferior como de la Superior.

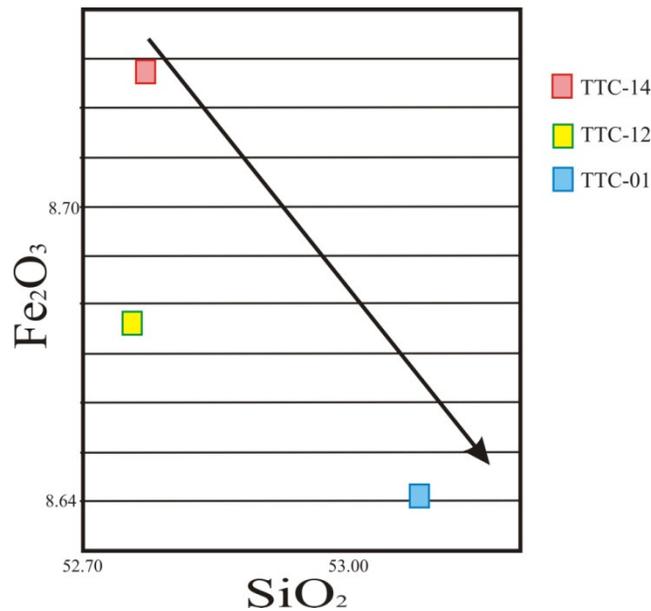


Figura 5.4. Ejemplo del comportamiento de la concentración del Fe_2O_3 , con respecto al SiO_2 de diferentes frentes de lava del cerro Coronilla, donde se observa la disminución de Fe_2O_3 que tuvo a lo largo de su historia eruptiva y que pudo ser producida por procesos de cristalización fraccionada.

En cuanto a las variaciones de concentración de los elementos traza, se puede ver, de manera general, un clásico enriquecimiento de elementos tipo LILE, del Pb y Th con respecto a los elementos HFS (se observan anomalías negativas de Nb y Ta); lo cual indicaría que las rocas del

CVST-SCT estarían asociadas a procesos magmáticos de subducción. Sin embargo, las rocas pertenecientes a las dos unidades no se pueden asociar con una sola fuente magmática. Esto se puede demostrar en los diagramas multi-elementales presentados en las figuras 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10, donde el comportamiento y las concentraciones totales de elementos traza, observados para las rocas de las diferentes unidades, no se pueden explicar como producidas a partir de una misma fuente magmática.

Si se observan los patrones de elementos traza, para las rocas de la Unidad Volcánica Superior (en particular los diagramas de Tierras Raras), se pueden considerar que tienen un comportamiento muy homogéneo. Esto indicaría que los magmas provienen probablemente de una fuente magmática común o similar. Dicha fuente magmática podría ubicarse en un manto enriquecido, ya que las rocas máficas no presentan las típicas anomalías negativas de Nb y Ta en los diagramas multielementales (Figuras 4.7 y 4.8). Sin embargo, estas rocas sí se tienen un ligero enriquecimiento en elementos solubles y móviles como el Pb y Ba. Por otra parte, los patrones de elementos traza para las rocas de la Unidad Volcánica Inferior son un poco más variables y presentan fuertes anomalías negativas de los elementos HFSE con respecto a los LILE, lo que indicarían una fuente magmática ubicada en un manto empobrecido asociada a un sistema de subducción. Estas evidencias en el comportamiento de los elementos traza permiten confirmar que las fuentes magmáticas que produjeron las rocas de las dos unidades son ligeramente distintas.

Las relaciones isotópicas iniciales para las rocas del CVST-SCT son ligeramente más radiogénicas y variables que las obtenidas para estructuras volcánicas mayores pertenecientes a la FVTM, como el Nevado de Toluca, el complejo volcánico Telapón o el Popocatepetl (ver Figura 4.10). Al analizar los datos isotópicos obtenidos para las rocas del área de estudio se puede observar una marcada variación entre las distintas unidades. De esta manera se puede confirmar que las rocas de la Unidad Volcánica Superior fueron generadas a partir de una fuente distinta a las rocas de la Unidad Volcánica Inferior. Así se puede ver que las dos muestras de riolitas y dacitas fueron producidas por una fuente relativamente poco radiogénica y mucho más cercana a las que presentarían los basaltos de cordilleras Meso-oceánicas (MORB) y con una escasa interacción con rocas de la corteza continental. Este comportamiento es relativamente poco

común para rocas tan silíceas, ya que normalmente, por ser rocas muy evolucionadas, deberían presentar valores isotópicos más radiogénicos indicando un cierto grado de interacción con rocas de la corteza continental. Este es el comportamiento más común observado en las dacitas y riolitas presentes en el volcán Telapón, Sierra Nevada (García-Tovar, 2009).

Por otra parte, las rocas máficas de la Unidad Volcánica Inferior presentan mayores variaciones en las relaciones isotópicas de Sr y un poco menores en Nd (Figura 4.10), indicando una fuente similar al arreglo del manto pero variablemente afectada por procesos de asimilación cortical. En el diagrama de la Figura 5.5 se graficó el contenido de SiO₂ contra las relaciones iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de las 10 muestras analizadas. Es posible observar cierta correlación lineal entre las muestras de la Unidad Volcánica Superior con una tendencia positiva, con lo cual se puede corroborar que las muestras de esta unidad sufrieron una ligera asimilación cortical. Así, un magma basáltico parece haber asimilado a rocas de la corteza continental, más radiogénicas, lo que produjo las lavas de andesita-basáltica y traquiandesita-basáltica. Las rocas de la Unidad Volcánica Inferior muestran menores relaciones isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, lo que indica una menor interacción de la corteza continental del magma que originó estas rocas y una fuente distinta a la que generó a las rocas máficas jóvenes.

Finalmente, con base en los resultados de los análisis geoquímicos e isotópicos, alcanzados en el presente trabajo, se pueden proponer las siguientes hipótesis:

El magma que originó las rocas de la Unidad Volcánica Superior se produjo probablemente en una fuente del manto ligeramente enriquecida (muy similar a la que produciría los basaltos intra-placa), pero adicionada con elementos derivados del proceso de subducción. Este magma ascendió relativamente rápido en la corteza continental, pero sufrió una moderada asimilación y un ligero proceso de cristalización fraccionada. Finalmente, la presencia de fallas normales NE-SW, existentes en el área de estudio, facilitaron el ascenso de los magmas máficos hasta la superficie.

En el caso de los magmas que generaron las rocas de la Unidad Volcánica Inferior, con edades de ≈12.6 Ma. (López-Hernández, 2009), se puede proponer la siguiente hipótesis para su origen:

Los magmas se generaron a partir de la fusión parcial de una corteza oceánica subducida (joven y menos densa lo que facilita su fusión). Dicha fusión parcial generaría directamente magmas andesítico-dacíticos, los cuales al ascender rápidamente y producirse fenómenos de cristalización fraccionada, con una escasa interacción con rocas de la corteza continental producirían las riolitas y dacitas encontradas en el área de estudio.

Una evidencia de esta hipótesis se puede ver en la Figura 4.10, donde los valores isotópicos de Sr y Nd para estas rocas están muy cercanos a los valores de rocas tipo MORB, que son los componentes de la placa en subducción. Mori (2007) reporta rocas volcánicas, ubicadas al norte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Sucesión Volcánica de Queretaro), muy cerca del área de estudio, cuyas edades y composiciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas son similares a las rocas de la Unidad Volcánica Inferior descrita en esta tesis.

Este autor propone que los magmas que generaron esas rocas se produjeron a partir de la fusión parcial de la placa oceánica en subducción. Este tipo de rocas se les ha denominado como adakitas, por lo que se puede proponer que las rocas riolíticas-dacíticas del área de estudio se produjeron por procesos similares. Es necesario realizar más estudios geológicos, geoquímicos e isotópicos de rocas antiguas de áreas cercanas para confirmar estas hipótesis.

En la Figura 5.6 se presenta una clasificación con fines de origen tectónico, basado en concentraciones de elementos traza de Th, Ta e Yb. Aquí se puede confirmar que las rocas de la Unidad Inferior presentan afinidad con un ambiente de basaltos tipo MORB, mientras que las rocas de la Unidad Superior presentan características afines con ambientes de intraplaca.

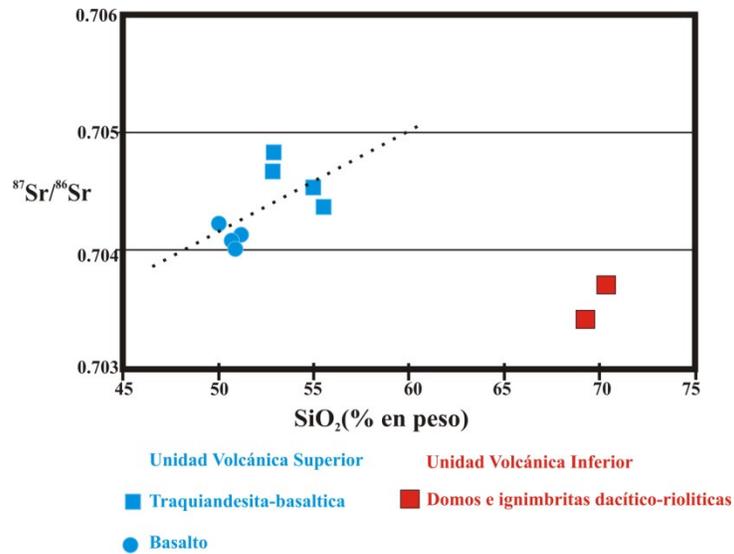


Figura 5.5. Diagrama de SiO_2 vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, donde se observa una tendencia positiva en las rocas basálticas y traquiandesita-basáltica, lo cual sugiere que existió una asimilación cortical de los magmas basálticos que originaron cambios en la composición isotópica. Las rocas de la Unidad Volcánica Inferior se apartan fuertemente de las rocas de la unidad inferior indicando una fuente magmática distinta.

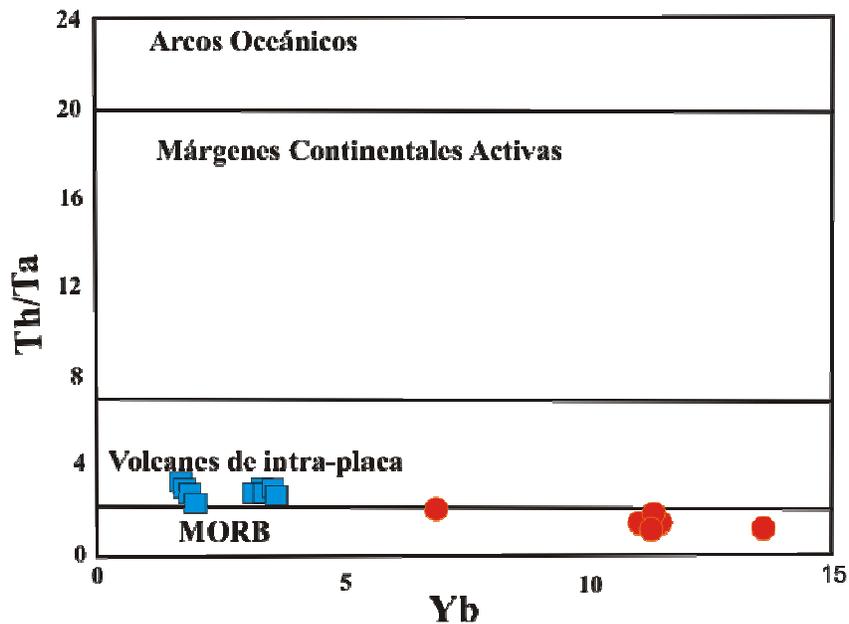


Figura 5.6. Diagramas de variación Th/Ta vs. Yb (modificado de Gorton y Schandl, 2000). Se observa que las rocas de las Unidad Volcánica Superior (en azul) caen en el campo de los magmas de intraplaca, mientras que la Unidad Volcánica Inferior (en rojos) se relacionan con magmas similares al MORB (Modificado de Gorton y Schandl, 2000).

5.2 Conclusiones

- Se realizó un mapa geológico del CVST-SCT que cubre un área aproximada de 180 km². En dicho mapa se manifiestan composiciones contrastantes en las rocas (basaltos a riolitas). Estas rocas se encuentran distribuidas en conos de escoria, volcanes de escudo, coladas de lava, domos de composición ácida y depósitos de flujos piroclásticos.
- Las unidades cartografiadas fueron agrupadas, con base en su disposición estratigráfica en campo, con datos geocronológicos publicados por diferentes autores y de acuerdo al grado de alteración por intemperismo, en dos unidades. Unidad Volcánica Inferior compuesta por: la Ignimbrita Tetlapayac, Ignimbrita Las Pailas, Domos e ignimbritas Dacítico-Riolítica, Riolita Tellez-Peña-Los Órganos e ignimbrita no diferenciada. Unidad Volcánica Superior compuesta por: basaltos, andesitas-basálticas y traquiandesitas-basálticas.
- La petrografía indica que el magma que originó las rocas de las dos unidades sufrió cambios físicos y químicos durante su ascenso y emplazamiento, lo que se ve reflejado en las texturas de tamiz, golfos de corrosión, bordes de reacción y zoneamiento que presentan una gran parte de los fenocristales de plagioclasa y en algunos de ferromagnesianos y óxidos de Fe y Ti.
- Las relaciones observadas en los elementos mayores de las rocas volcánicas del área indican proceso de cristalización fraccionada de plagioclasa, óxidos de fierro-titanio, piroxeno y apatito ocurridos en magmas de alta temperatura y que empobrecieron al fundido residual. Además, las rocas de la Unidad Volcánica Inferior se ubican en los límites de las series calcoalcalina y calcoalcalina rica en K, mientras que las rocas de la Unidad Volcánica Superior se clasifican dentro de las series calcoalcalina con K medio.

Estas series magmáticas se han asociado comúnmente con ambientes tectónicos de subducción.

- Los patrones de elementos traza que presentan las rocas de las dos unidades (enriquecimiento de elementos LILE con respecto a HFS y enriquecimiento de las tierras raras con respecto a las pesadas), permiten asociar sus fuentes magmáticas con ambientes de subducción, lo cual aporta más evidencias sobre el origen de la FVTM en su conjunto. Sin embargo, las fuentes magmáticas que produjeron a las dos unidades volcánicas fueron distintas.
- Las relaciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas para las rocas de la Unidad Volcánica Inferior indican una fuente magmática muy próxima a los basaltos de tipo MORB, con una baja interacción con rocas de la corteza continental. En cuanto a las rocas máficas de la Unidad Volcánica Superior; presentan una fuente magmática afín al arreglo del manto, pero con una interacción más importante con rocas corticales más radiogénicas.
- Finalmente, a través de este estudio se cuenta con información básica, sobre esta porción de la FVTM (Estado de Hidalgo), que puede ser utilizada con diferentes enfoques económicos o de ingeniería, por ejemplo: en la exploración de sistemas geotérmicos recientes o antiguos (posibles yacimientos minerales), en el desarrollo de proyectos geotécnicos al proponer una caracterización litológica regional para el desarrollo de infraestructura carretera o civil en general y para identificar posibles fuentes de materiales de construcción. Así mismo, la información puede ser aplicada en la caracterización de acuíferos, determinando las posibles fuentes de recarga y los materiales que forman los reservorios. Los datos geológicos, geoquímicos e isotópicos obtenidos en la presente tesis podrían ser incluidos en la base de datos del Servicio Geológico Mexicano para la caracterización geológica del país.

Recomendaciones

- Como se vio, el área de estudio presenta rasgos muy importantes e interesantes, por lo que se recomienda realizar fechamientos de rocas de las unidades volcánicas Inferior y Superior, con el fin de establecer una columna estratigráfica detallada y completa. Los métodos de fechamiento que se podrían utilizar serían K-Ar, ^{39}Ar - ^{40}Ar y posiblemente U-Pb en zircones.
- Efectuar más estudios geológico-vulcanológicos en áreas aledañas o vecinas con el fin de determinar con más certeza las fuentes de emisión de las ignimbritas encontradas en el campo Volcánico Santiago-Tetlapayac-Santa Cruz-El Tepozán.
- También será necesario determinar las variaciones geoquímicas de los minerales por medio de microsonda electrónica, y así inferir la temperatura, presión y composición de los magmas que formaron las rocas emplazadas en el CVST-SCT.
- Un estudio vulcanológico mas detallado para determinar con más certeza las fuentes de emisión de las ignimbritas encontradas.
- Se recomienda realizar más análisis geoquímicos e isotópicos de Sr y Nd de rocas con características similares, de áreas vecinas, para confirmar las hipótesis propuestas en el presente trabajo.

Referencias Bibliográficas.

- Alaniz-Álvarez, S.A.; Nieto-Samaniego, A.F., and Ferrari, L., 1999, Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. *Geology*, Vol. 26, pp. 591-594.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo-Morales, L. y Xu, S., 2002. El Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 55, pp. 12-29.
- 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*, Vol. 97, pp. 473-485.
- Alva-Valdivia, L., Gogutchichvili, A., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Ferrari, L. and Zamorano, J., 2000. Paleomagnetic data from the trans-Mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth, Planets and Space*, Vol. 52, pp. 467-478
- Campillo, M., Singh, S.K., Shapiro, N., Pacheco, J. and Herrmann, R., 1996. Crustal structure south of the Mexican Volcanic Belt, based on group velocity dispersion. *Geofísica Internacional*, Vol. 35 (4), pp. 361-370.
- Campos-Enríquez, J.O. Alatríste-Vilchis, D.R, Guisar-Álvarez, R., Marines-Campos, R. and Alatorre, M. A., 2003. Subsurface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics. *Geofísica Internacional*, Vol. 42, Núm. 1, pp.3-24.
- Cantagrel, J. and Robin, C., 1979. K-Ar dating on Eastern Mexican Volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 5, pp. 99-114.
- Carrasco-Núñez, G., 2000. Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, en: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M.ç, (eds.), *Cenozoic volcanism and tectonics of México*. Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper, Vol. 334, pp. 247-262.
- Carrasco-Núñez, G., Milán, M. and Verma, S.P, 1989. Geología del volcán El Zamorano, estado de Querétaro: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, Vol. 8, pp. 194-201.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano, V.L., 1997. Geologic Map of Cerro Grande volcano and Surrounding Área, Central México. *Geol. Am. Map and Chart series MCH081*. Geological Society of America, Boulder, CO. 1 sheet, pp.1-10.
- Contreras, J. and Gómez-Tuena, A., 1999. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, Vol. 27, pp. 571-572.

- De Cserna, Z., Fuente De La Dutch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1988. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 104, pp. 71.
- De la Cruz, M.V. y Castillo-Hernández, D. 1986. Estudio geológico de la zona geotérmica de la caldera de Acoculco, Puebla. CFE-GPG reporte interno 36/86, pp. 23.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J. 1976. Interferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Geophysical Research Letters, Vol. 12, pp. 743-746.
- Faure, G. 1986. Principles of Isotope Geology. John. Wiley, pp. 589.
- Ferrari, L. 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, v. 32 (1), pp. 77-80.
- Ferrari, L. and Rosas-Elguera, J. 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, en Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, Vol. 334, pp. 42-64.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J. and Hernández-Bernal, M.S. 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin. *GEOS*, v. 23 (2), Union Geofísica Mexicana, Resúmenes y programas, pp. 120.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G. and Norato-Cortez, T. 2005. Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: Digital Geosciences, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://satori.geociencias.unam.mx/digital_geosciences>, 1 mapa, 2 p. texto.
- Frey, H., Lange, R., Hall, C. and Delgado-Granados, H. 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 116, pp. 259-276.
- García-Palomo, A. 2002. Vulcanismo y geología estructural de la región de Apan, Edos. de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Doctorado, pp. 181.
- García-Palomo, A., Macías, J.L. and Garduño, V.H. 2000. Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, Central México. *Tectonophysics*, Vol. 318, pp. 281-302.
- García-Palomo A., Macías J.L., Tolson G., Valdez G. and Mora J.C. 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan región, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol. 41, Num. 2, pp. 133-150.
- García-Tovar, G.P. 2009. Caracterización geológica, geoquímica e isotópica de las lavas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, pp.118.

- Geolimes Working Group. 1994. Reflections of the subducting plate? First results of a Mexican geotraverse en Miller, H., Rosenfeld, U., Weber Diefenbach, K. (eds.), 13. Symposium on Latin-America Geosciences: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1. Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, Vol. 1-2, pp. 541-553.
- Gilbert, C., Mahood, G. and Carmichael, I. 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol. 24, pp. 169-191.
- Gómez-Tuena, A. and Carrasco-Núñez, G. 2000. Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the Early Transmexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, Vol. 318, pp. 249-280.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F. and Carrasco-Núñez, G. 2003. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8), doi:10.1029/2003GC000524, 1-33. Disponible en línea.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., y Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, núm. 3, pp. 227-285.
- Gorton, M.P. and Schandl, E. S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks: *Canadian Mineralogist* Vol. 38, pp. 1065–1073.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Carta topográfica Apan (E14B22), escala 1:50,000, Segunda edición. INEGI, 1997. Instituto Nacional de
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Carta topográfica Chignahuapan (E14B13), escala 1:50,000, Segunda edición. INEGI, 1997.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Carta topográfica Fray Servando de Sahún (E14B12), escala 1:50,000, Segunda edición. INEGI, 1997.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Carta topográfica Tlaxco (E14B23), escala 1:50,000, Segunda edición. INEGI, 1997.
- 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*, Vol. 8, pp. 523-548.
- Kerr, P.F. 1977. *Optical Mineralogy*. McGraw-Hill Book Company, New York, pp. 492.
- Ledezma-Guerrero, O., 1987. Hoja Calpulalpan 14 Q-H (3). Resumen de la geología de la Hoja Calpulalpan, Estados de México, Tlaxcala e Hidalgo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta geológica de México, Serie 1:100,000.

- López-Hernández, A. and Castillo-Hernández, D., 1997. Exploratory drilling at Acoculco, Puebla, México: A hydrothermal system with only nonthermal manifestations. *Geothermal Resources Council Transactions* 21, pp. 429-433.
- López-Hernández, A., 2009. Evolución Volcánica del Complejo Tulancingo-Acoculco y su Sistema Hidrotermal, Estados de Hidalgo y Puebla, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Doctorado, pp. 157.
- López-Infanzón, M. 1991. Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico. New Orleans, Tulane University, Tesis de maestría, pp. 139.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, Vol. 27(3), pp. 745-750.
- LUGIS, 2000. Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Márquez, A., De Ignacio, C., 2002, Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt: *Lithos*, 62, pp. 35-62.
- Marquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M. and Verma, S. 1999. Alkalic (OIB type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, Vol 27, pp. 51-54.
- Martín-Del Pozzo, A. 1982. Monogenetic volcanism in the Sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 45, pp. 9-24.
- Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M. S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J. J. and Macías, J.L. 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary volcanism of Nevado de Toluca and Tenango Volcanic Field, Mexico: a source of recent adakitic magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 138, pp. 77-110.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. and Renne, P. 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 106, pp. 383-394.
- Mooser, F. 1969. The Mexican Volcanic Belt-structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating. *International Upper Mantle Symposia*. México D. F., 2, pp. 15-22.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt-Structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, Vol.12, pp. 55-70.
- Mooser, F. y Ramírez, M.T. 1987. Faja Volcánica Transmexicana: Morfoestructura, Tectónica y Vulcanotectónica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana XLVIII*, pp. 75-80.

- 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, pp. 130
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 38, pp. 757-775.
- Nelson, S.A. and Lighthart, A., 1997. Field excursion to the Sierra Las Navajas, Hidalgo, México-a Pleistocene peralkaline rhyolite complex with a large debris avalanche deposit. IICTI de la UAEH e IG de la UNAM. II Convención sobre La Evolución Geológica de México y Recursos Asociados. Pachuca, Hgo., Mexico, libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 4, 89-96.
- Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L. and Damon, P. 1981. Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas, en XIV Convención Nacional, Memoria Técnica: México, Asociación Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México, pp. 327-361.
- Núñez-Castillo, E.Y. 2010. Variaciones Petrográficas, Geoquímicas e Isotópicas de Sr y Nd de las Rocas Volcánicas Asociadas a la Falla Apan-Tlálóc, Estado de Hidalgo, Universidad Autónoma de Guerrero- Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, pp. 123.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. and Centeno-García, E. 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, Vol. 23 (12), pp. 1127-1130.
- Pardo, M. and Suárez, G. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* Vol. 100, pp. 12357–12373.
- 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 Michoacán. Boulder, CO. Geological society of America, Map and Chart series MCH072, 1 mapa con texto, pp. 22.
- Peccerillo R. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamanu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 58, pp. 63-81.
- Pérez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F. W. and Solorio Munguía, J. G. 1996. Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 13 (2), pp. 174-183.
- Righter, K. and Rosas-Elguera, J. 2001. Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican volcanic belt: geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields. *Journal of Petrology*, Vol. 42 (12), pp. 2333-2361.
- Righter, K., Carmichael, I., Becker, T. and Renne, R., 1995. Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 107, pp. 612-626.

- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex, Longman Scientific & Technical, pp. 315.
- Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera, M. A. and Archibald, D. 2003. Counterclockwise rotation of the Michoacán block: implications for the tectonics of western Mexico. *International Geology Review*, Vol. 45, pp. 814-826.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López-Martínez, M. and Urrutia-Fucugauchi, J. 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and the triple junction area, western Mexico. *International Geology Review*, Vol. 39, pp. 125-140.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M. and Rosas-Elguera, J. 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 19, pp. 1-15.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. and Macías, J. 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, Vol. 46(6), pp. 1243-1282.
- 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, Vol. 278, pp. 153.
- Sheth, H., Torres-Alvarado, I., Verma, S.P., 2000. Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic-Belt. *Inter. Geol. Rev.* 42, 1116-1132.
- Siebe, C., Quintero-Legorreta, O., García-Palomo, A. and Macías, J. 1999. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, Vol. 27, pp. 572-573.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P. and Abrams, M. 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 2712, pp. 1-30.
- Siebert, L. and Carrasco-Núñez, G. 2002. Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 115, pp. 179-205.
- Suter, M., 1999. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, Vol. 27, pp. 571.
- Streikeisen, A.L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of the chemical composition: A provitional attempt. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte*, H., pp. 1-15.
- 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 Classics, Vol. 42 pp. 313-345.

- Urrutia-Fucugauchi, J. and Flores-Ruiz, J.H, Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central México. *International Geology Review*, Vol 38, pp. 4,531-4,544.
- Valdez-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M. 1998. El Volcán La Joya, Edos. de Querétaro y Guanajuato. Un estratovolcán antiguo del cinturón volcánico mexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 15 (2), pp. 181-197.
- Verma, S.P. 2000. Geochemistry of the subducting Cocos Plate and the origin of subduction-unrelated volcanism ath the volcanic front of the Central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J., eds., *Cenozoic tectonics and volcanism of México: Boulder Co., Geol. Soc. Am. Special*, Vol. 334, pp. 195-222.
- Verma, S.P., López, M.M. and Terrel, D. J. 1985. Geochemistry of Tertiary Igneous rocks from Arandas-Atotonilco area, northern Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional, Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 1* (Ed. S.P. Verma), Vol. 24, pp. 31-45.
- Verma, S. and Carrasco-Núñez, G., 2003. Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces. *International Geology Review*, Vol. 45, pp. 724-752.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M. and Tarney, J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and surrounding ocean floor. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 70, pp. 319-339.
- Yáñez-García, C., 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. CFE-GPG reporte interno, pp. 10-80.