

03060



Universidad Nacional Autónoma de México

Instituto de Geología

Posgrado en Ciencias de la Tierra

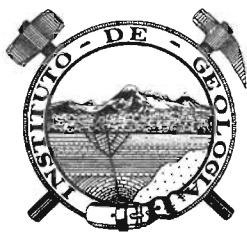
***“El vulcanismo monogenético de la región de Xalapa,
Veracruz. Geomorfología, petrología y génesis”***

TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS
P R E S E N T A:

Graciela Esmeralda González Mercado

Director:

Dr. Sergio Raúl Rodríguez Elizarrarás



Ciudad Universitaria, México, D.F., Septiembre, 2005

m. 347153



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.

A Humberto
por la vida compartida

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

NOMBRE: Esmeralda González
Mercado

FECHA: 24 Agosto 2005

FIRMA: Esmeralda González

Agradezco.....

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al Instituto de Geología por el orgullo y placer que representó haber realizado el posgrado en esta increíble institución.

Al Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás, por haber sido parte esencial de esta tesis al dirigirla. A los investigadores que formaron parte del jurado, Drs.: Juan Carlos Mora, José Luis Arce, Lorenzo Vázquez Selem y Gerardo de Jesús Aguirre, gracias por sus excelentes y asertivas revisiones.

Al Dr. Juan Carlos Mora, mi agradecimiento y reconocimiento especial, por su total disposición a comentar, sugerir, resolver dudas y apoyar este proyecto; así como por el financiamiento de los análisis químicos de roca realizados en Canadá. Por todo su entusiasmo y por su amistad; "fue un gusto trabajar contigo Juan Carlos".

A Peter Schaaf, por la beca otorgada a través del proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN-109202, "*viele dank Peter*". Al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) y a Paty Girón, por la realización de los análisis químicos de las muestras. A Alain Demant por su orientación y observaciones. A Michel López por las facilidades otorgadas para el uso de microscopios petrográficos en la U. de Montpellier. Al Dr. Armando García, por su asesoría en la interpretación fotogeológica. A Teodoro Hernández por su apoyo en el proceso de preparación de las muestras para análisis químicos. A todos los que fueron mis profesores.

A mis muy queridos amigos y en algún momento compañeros de trabajo de la empresa Gymsa, Estudios, SA.: Paco Meneses y David Jiménez, por todo lo que les aprendí en estos años. Por sus valiosos comentarios y revisiones a este escrito; a Isaac Marino y Juvencio Sánchez; a todos ellos gracias por su amistad invaluable, por todas las facilidades y enorme apoyo para terminar esta tesis y además por la impresión de planos y figuras a color.

A la familia que me tocó y de la cual me siento muy orgullosa, Fernando, Graciela, Perla, Coral, Fer y el pequeño Emiliano: nuestra nueva motivación. Gracias por su siempre apoyo incondicional, por quererme, por existir, por ser imprescindibles.....

A la gente increíble que conocí en este lugar y que hizo de mi paso por el Instituto de Geología, una de las etapas más maravillosas: A mis amigos Lizeth y Juan, por su amistad, por todo lo que juntos vivimos, por los momentos buenos y los aún mejores, las interminables pláticas, las críticas sin miramientos de Juan, el sarcasmo inteligente de Liz, por su apoyo y por su ánimo. A Elsa, José Luis SZ, Rosalva "Ros", Margarita, Wendy, Hernando, Yarrn René, Rafa, Teo, Juanito, Edgar A., y Luis G.

A Edgar Ruíz y Wendy, por su amistad y compañía en el campo; David Gómez y José Luis Murrieta, del Centro de Ciencias de la Tierra de la Universidad Veracruzana (CCTUV) por su tiempo y compañía en el campo. A Sergio, Ingrid y David, por compartir conmigo su espacio durante mi estancia en Xalapa.

A Humberto Alzaga, (mpydcrrpc-b) mi mayor agradecimiento; por su amor, su total y absoluto apoyo emocional, económico y técnico, sus sugerencias y comentarios, sus revisiones hechas a este escrito, sus inagotables cuestionamientos sobre cada hoja que escribía, su ya agotada paciencia y por todo lo que me falta mencionar.....gracias infinito.

A la atmósfera mediterránea, la guinness y la música, que hicieron de las muchas horas delante de la computadora un tiempo bastante agradable.

Esmeralda

CONTENIDO

RESUMEN

CAPÍTULO 1

Aspectos Generales	1
1.1 Introducción	1
1.2. Trabajos previos	2
1.3. Importancia del estudio en la Región de Xalapa	3
1.4. Objetivos	4
1.5. Localización	4
1.6. Método de trabajo	6

CAPÍTULO 2

Geología de la Región de Xalapa	7
2.1. El Sector Oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana	7
2.2. Estratigrafía	10
2.3. Marco Tectónico General.....	20
2.4. Lineamientos de volcanes	22

CAPÍTULO 3

Vulcanismo en la Región de Xalapa	27
3.1. Antecedentes del vulcanismo monogenético	27
3.1.1. Elementos de vulcanismo monogenético	27
3.1.2. Campos volcánicos monogenéticos en México	33
3.1.3. Campos volcánicos monogenéticos en otros países	38
3.2. Campo Volcánico de Xalapa	39
3.2.1. Morfometría de los volcanes	40
3.2.2. Descripción de los centros emisores	41
3.2.3. Volumen emitido	68
3.2.4. Edad	68

CAPÍTULO 4

Petrografía y Geoquímica	73
4.1. Introducción	73
4.2. Metodología	75
4.3. Clasificación Química	76
4.4. Petrografía	82
4.5. Química de Roca Total	90
4.5.1. Elementos Mayores	90
4.5.2. Elementos Traza	94
4.5.3. Tierras Raras	99
4.6. Síntesis e interpretación.....	100

CAPÍTULO 5

Campo Volcánico de Xalapa: Discusión y modelo	105
5.1. Discusión	105
5.2. Modelo de evolución	111

CAPÍTULO 6

Conclusiones	119
REFERENCIAS	123
ANEXOS	133

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABLAS

RESUMEN

Se estudió el vulcanismo de la región de Xalapa en el estado de Veracruz; el área está comprendida entre las coordenadas geográficas 19°22' y 19°36' de latitud norte y 96°40' y 97°00' de longitud oeste, abarcando una superficie de 905 Km², aproximadamente. Dentro de esta zona, se identificaron al menos 20 volcanes monogenéticos, que de acuerdo con el análisis morfométrico, fueron clasificados en tres grupos correspondientes a eventos eruptivos diferentes.

El primer grupo incluye a 14 volcanes con formas poco preservadas que presentan valores de $A/\Sigma b$ entre 0.04 y 0.10 y pendientes menores a 30°, a los que se estimó una edad >40,000; el segundo evento eruptivo generó 4 volcanes, caracterizados por presentar formas bien preservadas, relaciones de $A/\Sigma b$ entre 0.12.5 y 0.13, pendientes mayores a 30°, a los que fue estimada una edad entre 10,000 y 25,000 años y en el tercer grupo se incluyen 2 volcanes, caracterizados por sus formas muy bien preservadas, pendientes de 40° o más y valores de $A/\Sigma b$ mayores a 0.20 correspondiendo a una edad menor a 10,000 años. En conjunto los volcanes son de edad Pleistoceno-Holoceno.

Los volcanes del área de estudio presentan un único flujo de lava, con composición química que varían entre basaltos, andesitas basálticas y andesitas, predominando los primeros. Dentro del contexto petrográfico, las lavas se clasificaron en tres grupos: basaltos, andesitas basálticas y andesitas. Presentan texturas porfídicas constituidas por fenocristales de olivino, piroxenos y plagioclasas y una matriz conformada por microlitos de las mismas fases minerales además de vidrio y óxidos de hierro intersticial.

Las características geoquímicas de las rocas colectadas en 16 de los 20 volcanes, muestran dos tipos de magma; el primer tipo presenta enriquecimientos en elementos LILE y en LREE con relación a elementos HFSE y HREE, así como anomalías negativas de Nb y Ti, denotando una afinidad calci-alkalina. El segundo tipo de magma, presenta empobrecimiento en elementos LILE, valores de MgO entre 8.85 y 11.3% p, concentraciones de Cr de 380 y 448 ppm, Ni de 217 y 226 ppm, valores de Mg# de 68 y 66, es decir, características de magmas primarios.

La coexistencia de magmas calci-alkalinos y primarios en el Campo Volcánico de Xalapa, se explica a través de un proceso de metasomatismo parcial de la cuña del manto, dentro del ambiente tectónico de subducción que involucró a las Placas de Cocos y Norteamérica. En este escenario, los magmas calci-alkalinos se generaron como producto de la mezcla entre fluidos liberados por la placa subducida ricos en LILE y LREE y los líquidos de la fusión parcial de la cuña del manto. A partir de este tipo de magma padre evolucionaron la mayoría de los volcanes del CVX.

Las condiciones estructurales de la cobertura mesozoica y terciaria, representados por fallas y fracturas orientadas NE-SW, permitieron el ascenso de este tipo de magma de forma lo suficientemente rápida que inhibió en la mayoría de los casos su estancamiento, pero permitiendo la cristalización fraccionada durante su ascenso a la superficie, formando así volcanes con lavas de composición basáltica y basáltica-andesítica de naturaleza calci-alkalina.

Contemporáneamente a la generación de magmas calci-alcalinos, magmas primarios, se produjeron dentro del mismo ambiente tectónico de subducción, pero en sectores donde la interacción de los fluidos aportados por la placa que subdujo con el líquido de la fusión parcial, fue mínima o incluso nula, por lo cual, el magma conservó sus características químicas originales. El ascenso de estos magmas, fue facilitado por las fallas y fracturas de las rocas mesozoicas y terciarias, permitiéndole su ascenso rápido a superficie e inhibiendo su fraccionación, formando así volcanes con magmas basálticos de composición primaria.

Ambos tipos de magmas se presentaron durante los dos eventos del Pleistoceno; en el primer evento se formaron los volcanes El Estropajo, Cerro Grande, Las Lomas, Las Margaritas, Araña, Malinche, Cerro Chato, Cerro Gordo 2, Pinoltepec, Pitaya, Las Cruces, Tlalnehuayocan, Macuiltépetl y Cerro Colorado 1, éste último de composición primaria. En el segundo evento eruptivo del Pleistoceno, se formaron los volcanes Culebras, Cerro Colorado 2, Zimpizahua y Cerro Gordo 1, el único de composición primaria. Finalmente, durante el periodo eruptivo del Holoceno, se formaron los volcanes San Marcos y Mocho, conformando de esta manera, lo que aquí se ha denominado como Campo Volcánico de Xalapa.

Capítulo 1

ASPECTOS GENERALES

CAPITULO 1

Aspectos Generales

1.1 Introducción

Uno de los rasgos más importantes de la geología de México es la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), provincia volcánica que cruza irregular y zigzagueantemente la parte central de México, con una tendencia general Este-Oeste desde Puerto Vallarta en el Océano Pacífico, hasta Veracruz en el Golfo de México (Figura 1.1); tiene una amplitud mínima de 50 Km y máxima de 150 Km, mientras que su longitud es de aproximadamente 1,000 Km (Verma, 1987).

La edad de la actividad volcánica de esta provincia es Plio-Cuaternaria y las rocas que la conforman generalmente son de afinidad calci-alkalina (Demant, 1978), lo que ha llevado a establecer la hipótesis convencional de que el origen del vulcanismo en la FVTM se debe a la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana (Nixon *et al.*, 1987; Suárez y Singh, 1986; Verma 1985; Demant, 1978; Mooser, 1972). Estudios posteriores (Ferrari *et al.*, 1990, Shubert y Cebull, 1984) sugieren que la actividad volcánica de la FVTM se origina a partir de la presencia de una cizalla a nivel regional. Planteamientos recientes (Velasco y Verma, 2001; Verma, 1999; Márquez, 1998) proponen la hipótesis de apertura de un rift con ascenso de plumas mantélicas para explicar su origen.

La FVTM cuenta con una amplia variedad de expresiones volcánicas, por ejemplo, Robin (1982) menciona la existencia de aproximadamente 8,000 aparatos volcánicos, dentro de los cuales se encuentran domos, calderas, estratovolcanes y volcanes monogenéticos. En determinados sectores es tal la concentración de volcanes, que llegan a constituir verdaderos campos y complejos volcánicos.

Diversos autores han estudiado con anterioridad los principales campos volcánicos monogenéticos tales como el de Michoacán-Guanajuato (Hasenaka, 1994; Hasenaka *et al.*, 1994; Hasenaka y Carmichael, 1985a; 1985b; 1987 y Connor, 1987) y Sierra Chichinautzin (Siebe *et al.*, 2004; Velasco, 2001; Verma, 1999; Márquez *et al.*, 1999; Márquez, 1998; Delgado *et al.*, 1998; Martín *et al.*, 1997; Martín, 1989; 1982; 1980; Bloomfield, 1975 y Negendank, 1973).

El primero de estos campos volcánicos, está caracterizado por la presencia de más de 1,000 aparatos, de los cuales 900 corresponden a conos de escoria y el resto a domos y conos de lava, enmarcados en un área de aproximadamente 15,000 Km² y una densidad media de 2.5 por cada 100 Km². La composición geoquímica de las rocas de estos aparatos monogenéticos varía entre basáltica y andesita basáltica.

El campo volcánico de la Sierra Chichinautzin, contiene 221 centros monogenéticos, en donde los conos de escoria, los estratovolcanes y las coladas de lava sin centros de emisión, representan los principales tipos morfológicos. Las rocas son generalmente basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas, andesitas y dacitas, que se distribuyen en un área de 2,400 Km², lo que representa una densidad media de 15 aparatos volcánicos por cada 100 Km².

Aún cuando la FVTM está ampliamente estudiada, en su extremo oriental existen sectores de los que se conoce poco dentro del contexto geológico, tal es el caso de la región de Xalapa, en la que se encuentran varios conos de escoria y lava; algunos de los principales conos son El Cerro Macuiltepetl, Cerro Las Culebras y Cerro San Marcos, los cuales tienen asociados derrames de lava generalmente de composición basáltica, sobre los que se han asentado las poblaciones de Xalapa, Coatepec y San Marcos de León, respectivamente.

1.2. Trabajos previos

Los estudios realizados en el sector oriental de la FVTM comúnmente tienen como límite la cadena de estratovolcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CP-PO), localizada en los límites de Puebla y Veracruz, la cual incluye al Cofre de Perote, La Gloria (Siebe *et al.*, 1993; Rodríguez *et al.*, 1994; Höskuldsson, 1992 y Negendank *et al.*, 1985), Las Cumbres (Rodríguez, 1998; Rodríguez *et al.*, 2002; Rodríguez, en prensa) y Pico de Orizaba (Carrasco, 1993; 1997; Carrasco y Rose, 1995 y Siebe *et al.*, 1993); los trabajos realizados por estos autores se han enfocado básicamente en las características petrológicas y geoquímicas, así como en la evolución geológica de estos estratovolcanes; así mismo, la región de los Humeros localizada al noroeste de esta cadena, también ha sido ampliamente estudiada (Yáñez y García, 1982; Ferriz y Mahood, 1984, 1987), mientras que las manifestaciones volcánicas presentes al este de dicho complejo volcánico, particularmente en la región de Xalapa, han recibido poca o nula atención.

Los primeros trabajos realizados en la región oriental de México, se deben principalmente a Robin (1976; 1982) quien realizó estudios a nivel regional. Como parte esencial de sus trabajos, reportó la presencia simultánea de vulcanismo con características petrológicamente opuestas, esto es rocas alcalinas y calci-alcalinas. Con base en este hecho, Robin (1976) propuso que las rocas calci-alcalinas se encuentran relacionadas con los procesos de subducción de la Trinchera Pacífica, por lo que forman parte de la FVTM, mientras que las rocas alcalinas ajenas a este ambiente, las asoció a la presencia de tectónica extensional relacionada con la apertura del Golfo de México, lo cual dio paso al vulcanismo alcalino que se extendió desde la Sierra de San Carlos, Tamps. hasta el Campo Volcánico Los Tuxtlas, dando origen a lo que denominó La Provincia Alcalina Oriental.

Negendank *et al.* (1985), realizaron un estudio regional de carácter geológico-geoquímico, dentro del área comprendida entre Xalapa, Chiconquiaco y Palma Sola; a partir de su estudio, los

autores reportaron que el vulcanismo de la FVTM en el sector oriental es de tipo alcalino-calci-alcalino, proponiendo como límite de la FVTM las costas del Golfo y no en el altiplano como había sido reportado por Demant (1978) y Robin (1982), así mismo, mencionaron que el vulcanismo en este sector ha sido causado por procesos de subducción. Estudios realizados por Besch *et al.* (1988) siguiendo la misma temática propuesta por Negendank *et al.* (1985), reportaron la presencia de rocas alcalinas y calci-alcalinas que asociaron a los procesos de subducción que dieron origen a la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

De los estudios realizados recientemente y que abarcan de manera parcial la región de Xalapa, se encuentra el realizado por Siebert y Carrasco (2002), quienes estudiaron 3 diferentes generaciones de lavas procedentes de una serie de volcanes localizados en el sector noroeste de la región de Xalapa. La más antigua de estas lavas es de 42,000 años y corresponde con basaltos de olivino provenientes del Cerro La Joya, los cuales se extendieron 14 Km a partir de su fuente alcanzando la parte norte de la Ciudad de Xalapa; la segunda generación corresponde a las lavas del Cerro Colorado de aproximadamente 2,980 años A.P., mientras que la última erupción data de 870 años A.P. y proviene de El Volcancillo, el cual produjo dos tipos de lavas, una alcalina y otra subalcalina; esta última viajó 50 Km a partir de su fuente y se encuentra aflorando en la parte norte de la región de Xalapa y hasta Chicoasén en el extremo este del área objeto de este estudio. Adicionalmente, los autores mencionan que esta zona puede presentar en un futuro erupciones de magnitudes similares a las descritas en su estudio, llegando a afectar zonas densamente pobladas como Xalapa y aquellas que fueron cubiertas por flujos de lava anteriores y que actualmente son empleadas como áreas de cultivo.

Los estudios cartográficos del área se restringen a los elaborados por el Consejo de Recursos Minerales (2000) e INEGI (1987), que elaboraron de forma independiente la carta geológica Veracruz, escala 1: 250,000, en la cual se encuentra incluida la región de Xalapa.

1.3. Importancia del estudio en la región de Xalapa

Resulta evidente la carencia de estudios detallados dentro de la región de Xalapa, ya que los hasta ahora realizados corresponden con trabajos regionales que abarcan de forma parcial la zona estudiada. Otros trabajos se enfocan a la cartografía de la región, misma que presenta poco detalle debido a la escala a la que fue elaborada y además no diferencian en ella los distintos depósitos de rocas piroclásticas, tales como flujos piroclásticos, depósitos de lahar e incluso avalanchas, los cuales están presentes dentro del área de estudio.

Tomando en cuenta lo anterior, se considera importante realizar estudios dentro de la región de Xalapa que contribuyan en primera instancia, a conocer la naturaleza geológica de los depósitos de rocas y los procesos volcánicos que los generaron, contribuyendo de esta forma a incrementar el conocimiento de la parte oriental de la FVTM.

Esta información es importante, no sólo por el valor científico que representa, sino también por el hecho de que actualmente el conocimiento del entorno geológico de una zona determinada, contribuye de manera sustancial a resolver problemas de carácter social, tales como las condicionantes geohidrológicas, búsqueda de sitios para deposición final de residuos peligrosos y no peligrosos y riesgos geológicos.

1.4. Objetivos

El objetivo general de la presente tesis es el estudio del vulcanismo monogenético en la región de Xalapa, para lo cual se plantearon los siguientes objetivos particulares:

1. Cartografiar los diferentes centros eruptivos de la región, así como delimitar sus diferentes productos volcánicos.
2. Describir morfológicamente cada uno de los centros de emisión, así como sus diferentes depósitos.
3. Estudiar petrográficamente el material emitido por los aparatos volcánicos.
4. Clasificar geoquímicamente los diferentes productos volcánicos de los centros de emisión.
5. Generar un modelo evolutivo que explique el vulcanismo monogenético de la Región de Xalapa

1.5. Localización

El área de estudio se localiza en la porción central del estado de Veracruz; está limitada por las coordenadas 19°22' y 19°36' de latitud norte y 96°40' y 97°00' de longitud oeste, que abarcan una superficie de 905 Km² aproximadamente (Figura 1.1).

Dentro del contexto de provincias geológicas, la zona de estudio se encuentra en el extremo oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Ortega *et al.*, 1992).

La principal vía de acceso al área de estudio es a través de la Carretera Federal No. 140 que parte del entronque en Acatzingo, sobre la Autopista México-Puebla No. 150; se encuentra a 303 Km aproximadamente de la Ciudad de México. Dentro del área existen numerosas carreteras estatales y caminos vecinales que comunican a las diferentes poblaciones y rancherías.

Las poblaciones más importantes dentro del área de estudio son las ciudades de Xalapa y Coatepec, siendo la primera, la de mayor importancia, ubicada en el extremo noroeste del área; otras poblaciones menores son San Marcos de León, Estanzuela y Tuzamapan, ubicadas en la zona oeste; Chiltoyac y El Castillo en la porción norte y El Lencero, Bella Esperanza y Miradores del Mar en la parte centro sur del área; estas poblaciones están comunicadas entre sí por carreteras federales y estatales (Figura 1.1).

El área estudiada cubre la porción sur de la carta topográfica Xalapa (E14-B27) y la porción norte de la carta topográfica Coatepec (E14-B37), ambas a escala 1:50,000 editadas por el INEGI (2000; 2003, respectivamente).

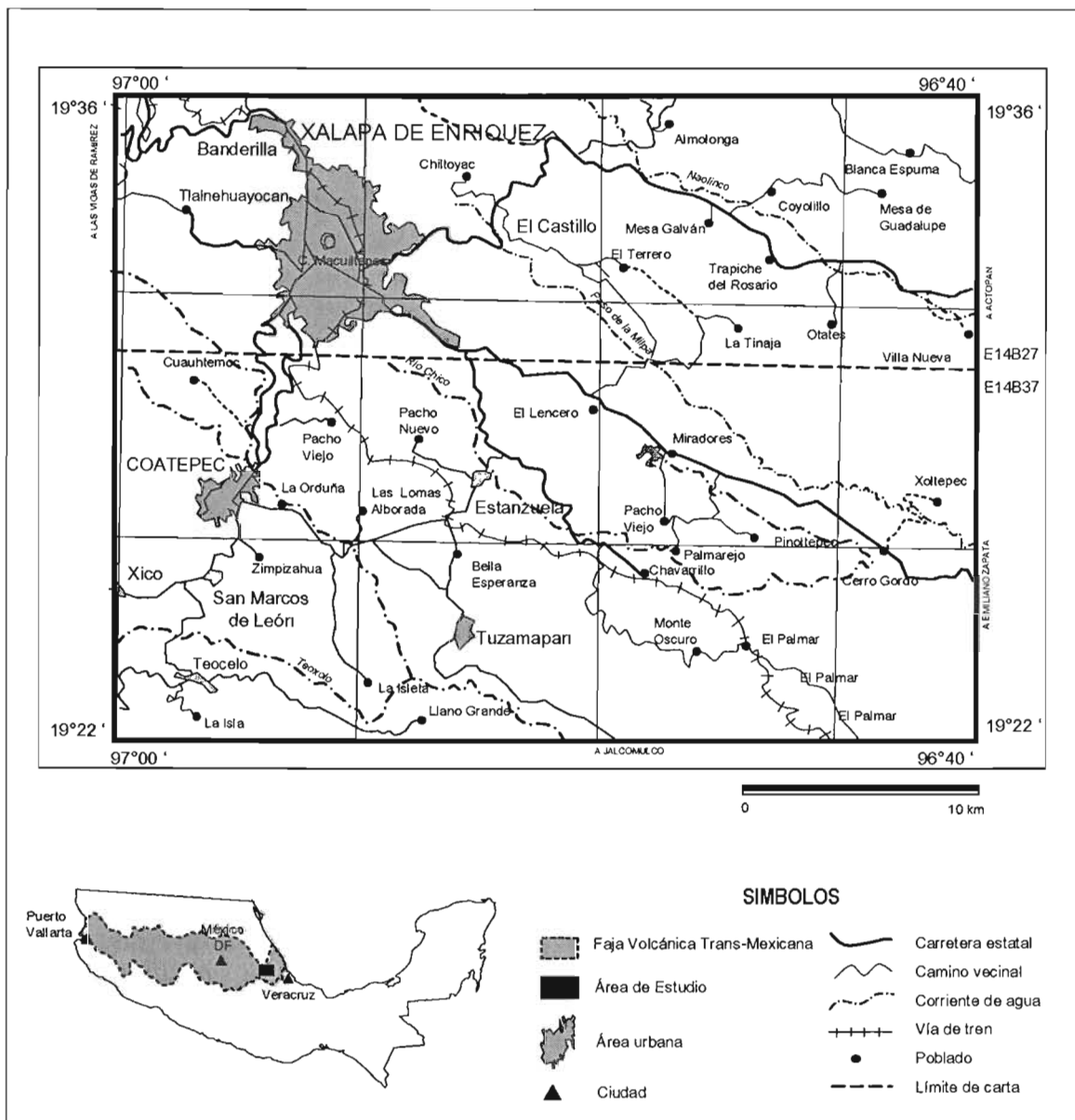


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio dentro del contexto geográfico

La región de Xalapa tiene un clima templado-húmedo, con lluvias distribuidas a lo largo de todo el año; su precipitación pluvial media anual es de 1,509.1 mm y la temperatura media varía entre 18° y 22°C. Presenta una cubierta de vegetación muy densa constituida por encino, liquidambar, eucalipto, ciprés, higuerrilla, araucaria y jacaranda, así como por plantas de durazno, naranja, limón, guayaba, platano, chayote, mango y plantas de ornato, además de las numerosas áreas dedicadas a la plantación de café.

1.6. Método de trabajo

Para llevar a cabo los objetivos planteados en la presente tesis, se siguió la siguiente metodología:

A. Gabinete

- Recopilación y revisión de la información relacionada con la naturaleza del estudio y trabajos realizados dentro de los límites y zonas aledañas al área de estudio.
- Adquisición y análisis de bases de datos cartográficos
- Elaboración de un mapa geológico preliminar escala 1:50,000 basado en la interpretación de fotografías aéreas en blanco y negro escala 1:75,000

B. Campo

- Se realizaron 3 etapas de campo durante las cuales se recorrió el área de estudio, lo cual permitió verificar y corregir el mapa foto-geológico preliminar, mediante la observación directa de las rocas y sus características que por razones de escala no se aprecian en las fotografías aéreas.
- Se colectaron muestras de los diferentes flujos de lava cartografiados, de acuerdo a su distribución horizontal con respecto a su centro de emisión y su posición estratigráfica.

C. Laboratorio

- Se elaboraron y estudiaron petrográficamente un total de 29 láminas delgadas de muestras de lava pertenecientes a los diferentes aparatos volcánicos identificados.
- Se recolectaron 29 muestras con fines geoquímicos, de las cuales, 23 fueron analizadas por el método de fluorescencia de rayos X para elementos mayores y elementos traza, en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM; las muestras restantes se analizaron en Activation Laboratories, Ancaster, Canada; los elementos mayores por el método de fluorescencia de rayos X, mientras que los elementos traza se analizaron por los métodos de espectrometría de masas (ICP-MS) y activación neutrónica (INAA).

D. Integración

- Con los resultados obtenidos de las actividades anteriores, fue posible integrar la información y con ello conocer las características del vulcanismo monogenético de la región de Xalapa; con esta información se procedió a definir un modelo vulcanológico de la región de estudio, el cual pretende servir como punto de partida para estudios más detallados en el futuro.

Capítulo 2

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE XALAPA

CAPITULO 2

Geología de la Región de Xalapa

2.1. El Sector Oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana

El sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), se distingue por presentar un vulcanismo de carácter bimodal: alcalino y calci-alcalino; esta característica llevó a proponer como el límite oriental de la FVTM a la cadena de estratovolcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba (Demant, 1978). Esta idea fue retomada por Pasquaré *et al.* (1987) quien con base en características geológicas, geomorfológicas y estructurales dividió en tres sectores a la FVTM. De acuerdo con este autor, el sector oriental quedó comprendido entre la zona de falla de Querétaro y el lineamiento N-S formado por la cadena Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CP-PO); de esta forma, el vulcanismo alcalino presente en la planicie costera fue asociado a la Provincia Alcalina que se extiende desde la Sierra de San Carlos, Tamps., hasta el Campo Volcánico de Los Tuxtlas, al sur de Veracruz (Robin, 1976; Cantagrel y Robin, 1979), cuyo origen se encuentra relacionado con un sistema de fallas orientadas NW-SE en la costa del Golfo de México.

Otros estudios realizados en el sector oriental de la FVTM en áreas como Palma Sola, la región de Xalapa y el Campo Volcánico de Los Tuxtlas, considerados como parte de la Provincia Alcalina, así como los realizados por Negendank *et al.* (1985), López (1991), Nelson y González (1992) y Nelson *et al.* (1995), reportan que, si bien las rocas de estas zonas presentan carácter alcalino, también muestran rasgos geoquímicos y tectónicos característicos de zonas de subducción, lo que sugiere que el magmatismo se asocia al origen de la FVTM, por lo que su límite oriental puede extenderse hasta las costas del Golfo de México.

Las estructuras volcánicas más importantes del sector oriental de la FVTM se originaron durante el Plioceno, dentro de las cuales puede mencionarse a la cadena montañosa de estratovolcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CP-PO, Figura 2.1), (Rodríguez en prensa; Rodríguez *et al.*, 2002; Rodríguez, 1998; Carrasco, 1997; 1993; Carrasco y Rose, 1995; Rodríguez *et al.*, 1994; Siebe *et al.*, 1993; Höskuldsson, 1992 y Negendank *et al.*, 1985), siendo el rasgo geomorfológico más sobresaliente en donde el Pico de Orizaba, es la montaña más alta de la República Mexicana con 5,675 msnm. Esta cordillera volcánica presenta una orientación NE-SW y comprende estructuras tales como el estratovolcán extinto Cofre de Perote en el extremo norte,

Complejo Volcánico de la Gloria (Höskuldsson, 1992), Complejo Volcánico de las Cumbres (Rodríguez, en prensa; 1998) y en el extremo sur el estratovolcán activo Pico de Orizaba (Carrasco, 1997; 1993; Carrasco y Rose, 1995 y Siebe *et al.*, 1993). Este conjunto de volcanes presenta una historia compleja en la que se conjugan eventos piroclásticos, derrames de lava, formación de calderas, conos monogenéticos y domos, conformando una serie de rocas esencialmente de composición andesítica-dacítica. Dataciones obtenidas en una muestra de lava de la base del Cofre de Perote, sugieren una edad de 1.6 Ma para el comienzo de la actividad volcánica en esta cadena (Cantagrel y Robin, 1979).

Al oeste de la cadena Cofre de Perote-Pico de Orizaba, se encuentra la cuenca lacustre de Serdán-Oriental; en la parte norte de dicha cuenca sobresale la caldera de Los Humeros, -CLH- (Yáñez y García, 1982; Ferriz y Mahood, 1984; 1987), cuyos productos piroclásticos representados por la Ignimbrita Xaltipan de 0.46 Ma. de edad, se encuentran distribuidos en el sector oeste de la zona de estudio. Otros rasgos volcánicos sobresalientes dentro de la cuenca Serdán-Oriental son los domos riolíticos Las Derrumbadas (Siebe y Verma, 1988), Cerro Pinto y Cerro Pizarro (Riggs y Carrasco, 2004).

Al norte de la Ciudad de Xalapa y al NE de la cadena de estratovolcanes CP-PO, se localiza el Macizo Volcánico de Palma Sola (MVPS), el cual forma parte de las estructuras volcánicas de la porción oriental de la FVTM (Figura 2.1). Este es un complejo volcánico caracterizado por la presencia de basaltos tipo "plateau"; donde las lavas más antiguas tienen edades entre 14 y 10 Ma y presentan una composición calci-alkalina misma que evolucionó a basaltos alcalinos hacia fines del Mioceno (López, 1991).

El Campo Volcánico de los Tuxtlas -CVLT- (Nelson *et al.*, 1995; Nelson y González, 1992), representa un rasgo vulcanológico importante en el sector oriental (Figura 2.1), caracterizado por la presencia de un vulcanismo esencialmente alcalino; aun cuando convencionalmente no forma parte de la FVTM, ha sido considerado como producto de los mismos procesos que dieron origen a esta provincia volcánica, considerándolo así parte de ella.

Otras manifestaciones volcánicas se presentan en el sector noreste de Cofre de Perote; se trata de una serie de centros de emisión que durante el Pleistoceno-Holoceno produjeron una serie de derrames de basalto alcalino-calci-alkalino que fueron denominados por Siebert y Carrasco (2002) como "Cofre de Perote Vent Cluster" (CPVC) y Naolinco Volcanic Field (NVF).

Dentro de este contexto geológico se encuentra el área de estudio, localizada al este del Cofre de Perote, cercana a los límites con la Planicie Costera del Golfo. De forma local, el basamento del área, consiste de rocas calcáreas del Cretácico que fueron plegadas durante el Terciario inferior como resultado del evento orogénico Laramide; estas rocas corresponden a calizas arrecifales, calizas arcillosas y calizas bioclásticas parcialmente recristalizadas, perteneciendo a las Formaciones Orizaba, Agua-Nueva-San Felipe y Guzmantla respectivamente, con edades comprendidas entre el Albiano y el Santoniano, formadas en la Cuenca Mesozoica de México, (Cuenca Sierra Madre y Cuenca de Zongolica, -Gyma, 1987-). Dentro del contexto regional, la máxima expresión de estas rocas se localiza al sureste de Orizaba; dentro del área, se presentan como afloramientos aislados formando estructuras prominentes en el suroeste de la Ciudad de Xalapa y al sur de Chavarrillo, en el sureste del área.

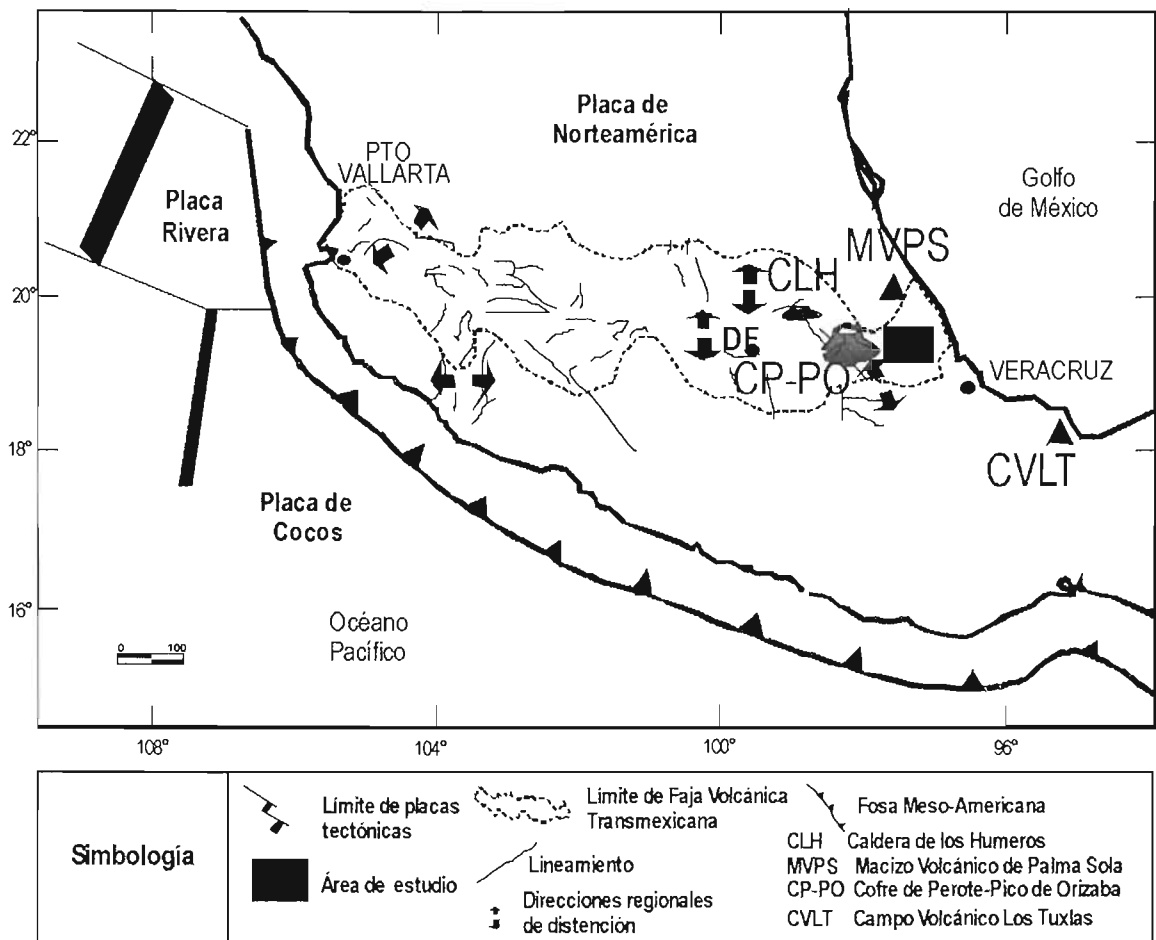


Figura 2.1. Elementos geológicos del sector oriental de la FVTM (Modificado de Verma, 1999)

Durante el Terciario, la secuencia calcárea cretácica fue cubierta por sedimentos calcáreos continentales representadas por travertino, producto de la evaporación de lagos someros; por depósitos correspondientes a una avalancha proveniente del norte y por una ignimbrita de composición riolítica, cuya fuente de emisión se desconoce, sin embargo, puede considerarse como parte de las primeras manifestaciones de la actividad de la FVTM en este sector.

Para el Pleistoceno-Cuaternario, la actividad volcánica está dada por la presencia de numerosos volcanes monogenéticos, ya sea conos de escoria o de lava, distribuidos en la región de Xalapa; tales volcanes se encuentran ubicados principalmente en el sector oeste del área de estudio, los cuales produjeron extensos derrames de lava esencialmente de carácter calci-alcalino, que fluyeron en dirección sureste influenciados por la pendiente regional de la Planicie Costera hacia el Golfo de México.

En la parte final del Cuaternario, ocurrieron eventos laháricos que produjeron depósitos de materiales volcanoclásticos, provenientes de la cadena Cofre de Perote-Pico de Orizaba, los cuales se distribuyen principalmente en la porción centro y sur del área.

2.2. Estratigrafía

Dentro del área de estudio se diferenciaron once unidades litológicas, una de las cuales corresponde a una secuencia de origen sedimentario marino de edad cretácica, que conforma el basamento sedimentario de la región de estudio y sobre la cual se desarrolló toda una secuencia volcánica que comenzó en el Mioceno y continuo hasta el Holoceno. De las once unidades, 8 se asocian a procesos volcánicos que incluyen depósitos de avalancha, flujos piroclásticos y derrames de lava. Las dos unidades litológicas restantes (travertino, aluvión) se derivan de procesos sedimentarios de ambiente continental. La figura 2.2 muestra la columna estratigráfica compuesta que integra las unidades presentes dentro del área de estudio.

Cabe mencionar que la mayoría de las unidades aquí descritas no tienen una definición estratigráfica formal. En este trabajo se asigna un nombre relacionado con la población más cercana al sitio de afloramiento y al tipo de depósito de que se trata. La distribución de estas unidades se muestra en el mapa geológico incluido en este capítulo (Figura 2.3).

Cretácico

Unidad Cretácica Sedimentaria *K (cz-lu)*

Las rocas de esta unidad son las más antiguas dentro del área, sus exposiciones se restringen a los afloramientos de la Sierra Chavarrillo en el sector sureste del área de estudio y los expuestos al suroeste de Xalapa (mapa geológico, Figura 2.3).

Litológicamente, la unidad está compuesta por una secuencia de calizas de color beige y gris, que intemperizan en color gris oscuro, parcialmente recristalizadas, dispuestas en estratos gruesos, poco fracturados. En los afloramientos cercanos a Chavarrillo, texturalmente las rocas corresponden a mudstones con fósiles, dentro de los cuales se encuentran *Ammobaculites sp.*, *Valvulina picardi*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzazata simplex*, *Calcisphaerula innominata*, *Pitonella ovalis*, *Stomiophaera sphaerica* y *Globotruncana sp.*, (Gymsa, 1987).

Los afloramientos de esta unidad localizados al suroeste de Xalapa, están constituidos por calizas de color beige y dispuestas en estratos masivos con fracturas recristalizadas. En estas rocas se observó abundante fauna fósil, tal como *Orbitolina, sp.*, *Nummoloculina sp.*, *Dicyclina schlumbergeri* y *Nummoloculina heimi* (Gymsa, 1987) por lo que texturalmente corresponde con packstone de microfósiles.

Las calizas que afloran en el sureste del área, en la Sierra de Chavarrillo corresponden a las Formaciones Guzmantla, desarrollada en ambientes de plataforma interna durante el transcurso del Coniaciano-Santoniano y a las formaciones Agua Nueva y San Felipe, formadas en ambientes de cuenca, cuyas edades de depósito comprenden al Turoniano-Santoniano; mientras que las calizas que afloran en el suroeste de Xalapa, corresponden a la Formación Orizaba de edad Albiano-Cenomaniano (Consejo de Recursos Minerales -Coremi-, 2000), formada en ambientes de plataforma interna; sin embargo, para efectos del presente estudio, estas

formaciones fueron agrupadas dentro de la unidad K (cz-lu), misma que representa el basamento sedimentario sobre el cual se emplazó la secuencia volcánica de la Región de Xalapa.

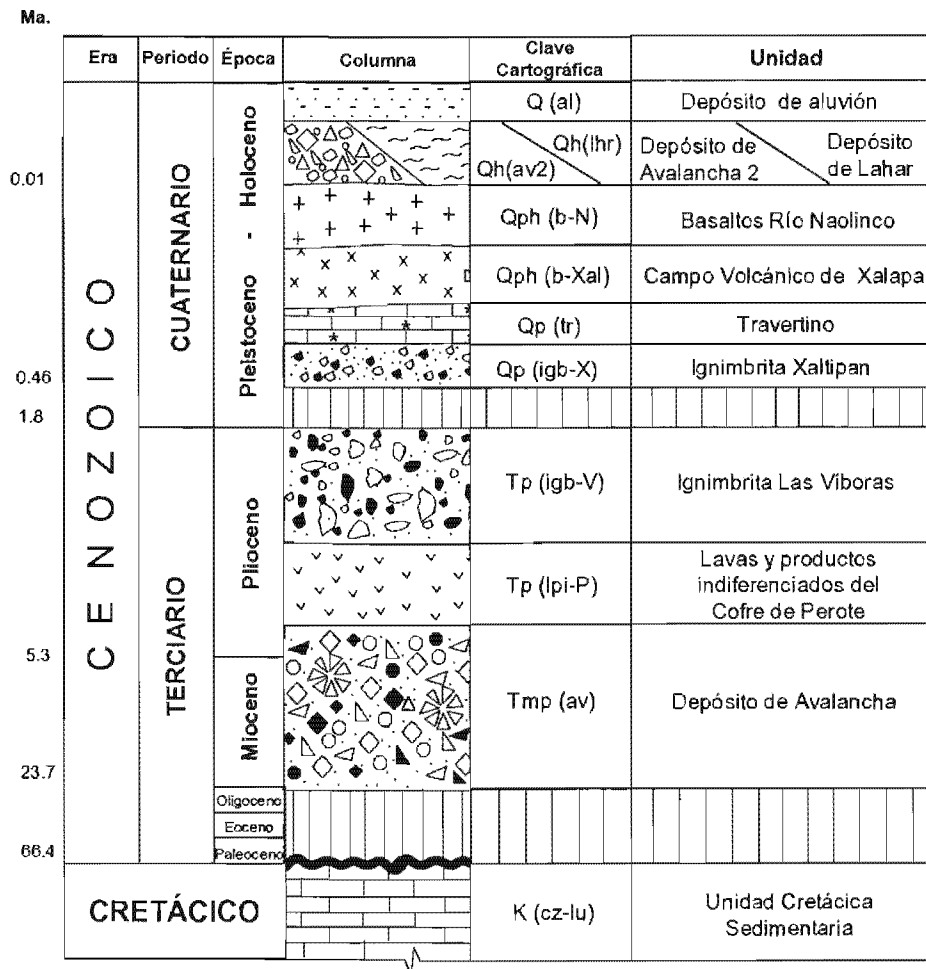


Figura 2.2. Columna estratigráfica de la región de Xalapa

Terciario

Depósito de Avalancha Tmp (av)

Esta unidad aflora en el sector noreste del área de estudio, en los alrededores de los poblados de Trapiche del Rosario y Mesa Guadalupe (Figura 2.3, mapa geológico). Consiste de un depósito masivo y caótico constituido por fragmentos heterolíticos con una ligera estratificación; la base está constituida por rocas oscuras, densas y muy fracturadas, sobre las cuales se presentan rocas fracturadas con apariencia granodiorítica e ignimbrítica con estructura de rompecabezas; los fragmentos de rocas que conforman esta unidad, presentan formas angulosas, con tamaños que varían de 2 cm a 1.5 m, los cuales se encuentran inmersos en una matriz arcillo-arenosa (Figura 2.4.).

De acuerdo a sus características texturales y estructurales, esta unidad se clasificó como un depósito de avalancha, con un espesor estimado de 20 m y cuyo origen no está definido.

Esta unidad subyace en contacto discordante y abrupto al depósito piroclástico de la unidad Tp (igb-V); su base no fue observada y de acuerdo a su posición estratigráfica, se le ha asignado una edad de Mioceno-Plioceno.



Figura 2.4. Detalle del depósito de avalancha en el poblado de Xoltepec. Fragmentos heterolíticos de formas irregulares de rocas de composición básica y riolítica inmersos en una matriz de color beige de textura areno-arcillosa.

Lavas y productos piroclásticos indiferenciados del Cofre de Perote Tp (lpi-P)

Esta unidad aflora en la parte occidental del área de estudio, desde el SW de Tlalnehuayocan, en la parte norte, hasta las inmediaciones de Coatepec y San Marcos de León en el sector suroeste del área.

Consiste de productos piroclásticos alterados y de lavas andesíticas, por lo que el Coremi (2000) considera ésta unidad como la Andesita Teziutlán. Presenta grandes variaciones petrográficas por lo que se han descrito diferentes miembros, aunque en términos generales, está formada por rocas compactas de color gris con varias tonalidades y de textura afanítica; al microscopio presentan una textura porfídica caracterizada por una matriz formada por microlitos de oligoclasa-andesina y distintas proporciones de augita, oxihornblenda u hornblenda como fenocristales.

Dentro del área no se observó la base de esta unidad, pero a nivel regional se encuentra cubriendo parcialmente a la secuencia marina formada por rocas jurásicas y cretácicas, siendo a su vez sobreyacida por un paquete de rocas volcánicas y sedimentarias de origen continental.

Por su posición estratigráfica y por fechamientos de K-Ar que proporcionaron edades de 5 ± 0.7 Ma, ésta unidad se ubica en el Plioceno Medio (Coremi, 2000).

Ignimbrita Las Víboras
Tp (igb-V)

En el presente trabajo, se le ha asignado el nombre de Ignimbrita Las Víboras a la unidad de rocas piroclásticas que afloran en gran parte del área de estudio, desde el poblado de El Castillo, al noreste de Xalapa, hasta el extremo sureste de ésta, extendiéndose también hacia el sur en las inmediaciones de Pinoltepec y bordeando a la Sierra de Chavarrillo (Figura 2.3).

Las rocas de esta unidad se encuentran muy bien expuestas a lo largo de toda el área, sin embargo, los mejores afloramientos se presentan en las inmediaciones de Pinoltepec (Figura 2.5.) y cerca de la población de Las Víboras, en la parte centro del área de estudio.

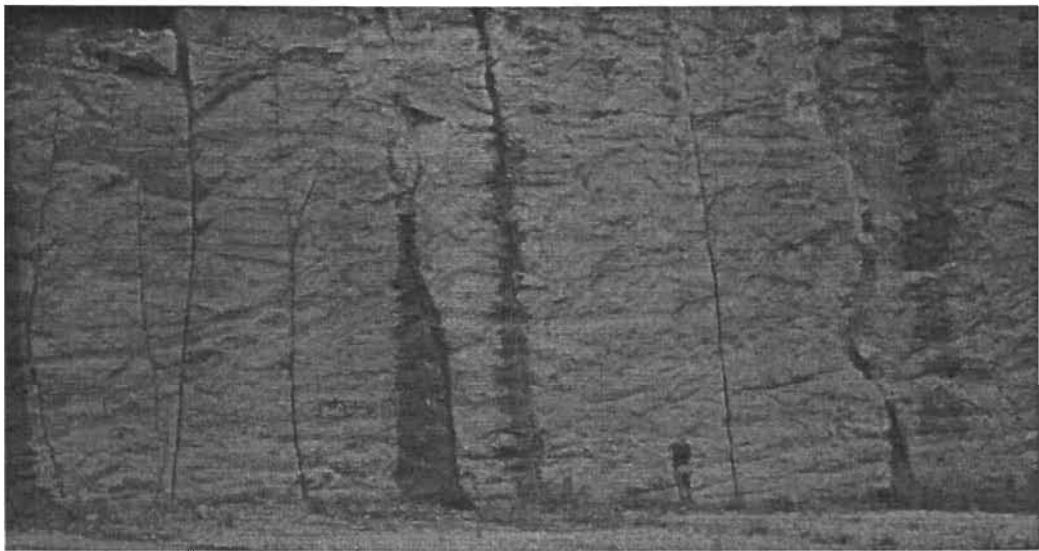


Figura 2.5. Afloramiento de la Ignimbrita Las Víboras, en las inmediaciones del poblado de Pinoltepec, en la que se observa afectada por diaclasas de enfriamiento

Esta unidad consiste de una secuencia de flujos piroclásticos de composición riolítica, consolidados en la base del flujo y no consolidados en la cima. Generalmente son de color rosa con superficies de alteración color café; presentan una matriz vítrea en la que se encuentran inmersos pómez fibrosa de tamaño que varía de 0.6 cm hasta 12 cm, de color blanco y rosado y con biotita como mineral distintivo; adicionalmente se encuentran fragmentos de roca angulares de composición basáltica con tamaños de hasta 8 cm, los cuales presentan bordes de alteración de color amarillo y blanco. Las rocas de esta unidad están afectadas por diaclasas de enfriamiento, las cuales tienen orientaciones preferenciales N52°W y N45°E. El espesor estimado de esta unidad es de 50 m.

El análisis petrográfico de estas rocas muestra que están constituidas por una matriz vítrea de color café y espículas irregulares de 2 mm de largo; dentro de la matriz se encuentran inmersos en un porcentaje no mayor al 10%, micro y fenocristales euhedrales de plagioclasas y sanidino moderadamente fracturados, con tamaños de hasta 1.3 mm de largo, algunas plagioclasas

muestran zoneamientos concéntricos. Aunque escasos, se presentan cristales de biotita y eventualmente cuarzo.

Esta unidad sobreyace en contacto discordante al depósito de avalancha de la unidad Tmp (av) y subyace en contacto también discordante a la secuencia de basaltos del Campo Volcánico de Xalapa. Con base en su posición estratigráfica y con apoyo de las edades reportadas por el Coremi (2000), a la ignimbrita Las Víboras se le asigna una edad de Plioceno.

Cuaternario

Ignimbrita Xáltipan Qp (igb-X)

Bajo este nombre, Ferriz y Mahood (1984) se refieren a una secuencia de derrames ignimbríticos con localidad tipo en el poblado de Xaltipan, cuya erupción dio origen a la caldera de los Humeros; este flujo piroclástico cubrió un área de 3,500 Km², extendiéndose hasta las inmediaciones de la Ciudad de Xalapa (Ferriz y Mahood, 1984; 1987). En el área de estudio, las rocas de esta unidad se encuentran distribuidas de forma aislada en el suroeste de Xalapa y al norte de Coatepec (Figura 2.3, mapa geológico).

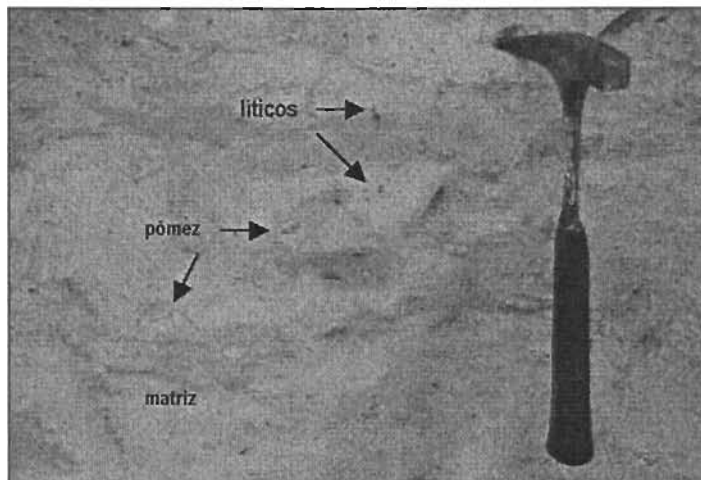


Figura 2.6. Afloramiento de la Ignimbrita Xaltipan en la que sobresalen los fragmentos líticos de color negro dentro de la matriz arenosa de color blanco

Esta unidad consiste de un depósito masivo de ignimbritas no soldadas ricas en sílice (77.2-71.5%), con alto contenido de pómez fibrosa, de color blanco, con formas alargadas y tamaños menores a los 10 cm; contiene además fragmentos líticos, angulosos, de tamaño menor a 4 cm, de color rojo y negro con textura afanítica, inmersos en una matriz arenosa de color blanco (Figura 2.6). El espesor máximo observado de esta unidad es de 15 m.

La Ignimbrita Xaltipan, se observó sobreyaciendo a las rocas antes descritas y subyace a las rocas de la unidad Qph (b-Xal) y depósitos de aluvión. Ferriz y Mahood (1984) reportan un fechamiento de 0.46 Ma. para la Ignimbrita Xaltipan, por lo que esta unidad es de edad Pleistoceno.

Campo Volcánico de Xalapa Qph (b-Xal)

Se propone el nombre de Campo Volcánico de Xalapa (CVX) para referirse a la secuencia de rocas volcánicas originadas a partir de los volcanes monogenéticos que se distribuyen al sur y este de la Ciudad de Xalapa. El concepto de *campo volcánico* se apega a lo propuesto por Fisher y Schminke (1984) y Connor y Conway (2000), que involucra a un conjunto de centros de emisión, ya sea estratovolcanes, conos de escoria, fisuras o domos, cercanos entre sí y que comparten características temporales, espaciales, estructurales y de composición (Figura 2.7).

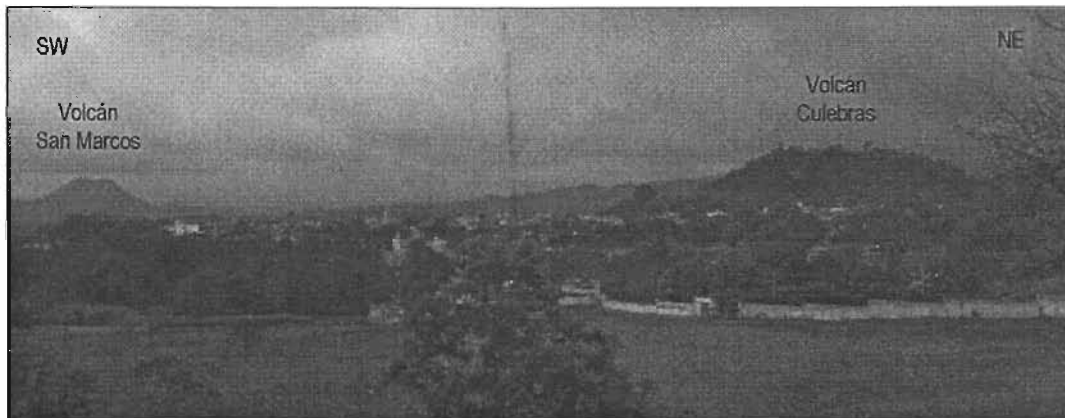


Figura 2.7. Panorámica del suroeste del área en la que sobresalen los conos de escoria San Marcos y Culebras, mostrando formas preservadas y cavidades cóncavas en la cima que corresponden a sus cráteres.

El CVX está constituido por 20 aparatos volcánicos, (plano geológico, Figura 2.3), de los cuales 12 son conos de escoria, 6 conos de lava, 1 volcán tipo escudo y 1 cono piroclástico. El producto de estos volcanes, se distribuye principalmente en el sector oeste del área de estudio, presentándose a través de extensos derrames de lava en dirección sureste y abarcando las poblaciones de Xalapa, Coatepec y San Marcos de León. Dentro del plano geológico (Figura 2.3), el producto de los volcanes en conjunto, tienen un mismo color, sin embargo, se encuentran diferenciados los límites de los flujos de cada uno de los volcanes.

Algunos de los conos como los de los volcanes San Marcos, Macuiltépetl, Mocho o Cerro Gordo 1, presentan formas bien preservadas, con pendientes mayores a los 30° y con evidentes cráteres con formas de tazón, excepto el volcán Mocho que tiene cima truncada, mientras que otros conos como Cerro Colorado 1 y 2, Cerro Grande, Cerro Gordo 2, Pitaya o Tlalneahuayocan presentan formas redondeadas y pendientes menores a los 30°.

Los productos volcánicos exhiben por lo general un avanzado estado de alteración debido al intemperismo producido por las condiciones climáticas y la alta densidad de vegetación en la región de Xalapa. Los productos de alteración son regolitas deleznales de espesores variables que sobreyacen a la roca fresca. Los materiales alterados tienen un mayor predominio en el sector noroeste del área.

En las fotografías aéreas es posible distinguir estructuras como levées en algunos de los derrames de lava, mientras que en campo se observan límites abruptos en los límites de las coladas asociadas a los volcanes Cerro Gordo 1 y San Marcos, sin embargo, en la mayoría de éstos, se ha desarrollado un suelo de espesor mayor a 1 m, por lo que estas áreas son ampliamente empleadas para el cultivo, principalmente de café y caña. Esta circunstancia dificulta por un lado la visibilidad de las rocas, así como la determinación de su espesor y la obtención de muestras frescas.

Los mejores afloramientos de esta unidad, se observan en las localidades XP4-125, XP4-110, XP03-17, que corresponden a lavas de los volcanes Macuiltepetl, San Marcos y Pinoltepec, respectivamente (Figura 2.8).



Figura 2.8. Derrames de lava de basaltos dispuestos en afloramientos masivos, fracturados, formando bloques en la cara SW del volcán Pinoltepec

Dentro del contexto litológico, las rocas que conforman el CVX son esencialmente basaltos y andesitas basálticas; se presentan en afloramientos masivos medianamente fracturados, formando bloques de hasta 2 m, son de color gris a gris oscuro, con superficies de intemperismo gris pardo y eventualmente vesiculadas; presentan texturas afaníticas, aunque es común observar fenocristales de color verde y cristales tabulares lechosos color blanco, correspondiendo a olivinos y plagioclasas respectivamente.

Bajo el microscopio, estas rocas exhiben texturas porfídicas e intergranulares, constituidas por un máximo de 12% de fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa, inmersos en una matriz microlítica de la misma fase mineral, además de óxidos de hierro o vidrio intersticial.

Los espesores de los derrames son muy variables, ya que en volcanes como El Cerro Gordo 2, se observó su base y cima, calculando su espesor en 12 m, mientras que en la localidad XP4-111 sobre derrames del Volcán San Marcos, se determinó un espesor de aproximadamente 30 m.

Esta unidad volcánica se encuentra cubriendo en contacto discordante a la Ignimbrita Las Víboras (Figura 2.9) de la unidad Tp (igb-V); en sitios como en XP03-02, el contacto está marcado por la presencia de un horizonte de oxidación de color rojizo, con apariencia brechoide y espesor de 1 m, mientras que en otros sectores se presenta claro y abrupto; a su vez las rocas del CVX están cubiertas discordantemente por depósitos de lahar de la unidad Qh (lhr) y por los depósitos aluviales (Qal).

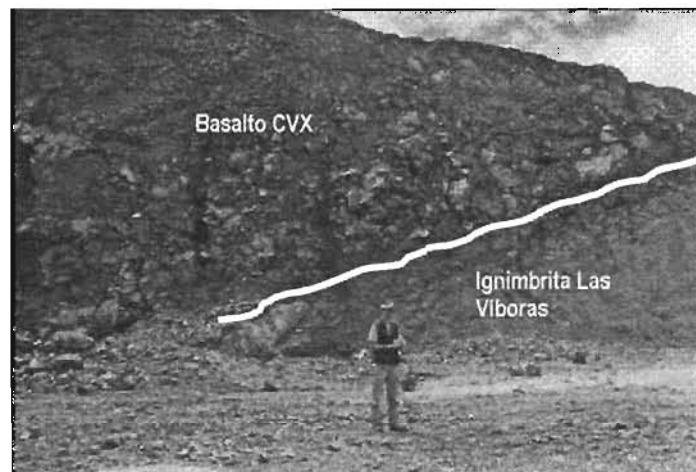


Figura 2.9. Punto XP03-02, donde se observa el contacto entre la Ignimbrita Las Víboras y las rocas basálticas del volcán Cerro Gordo 1 (CVX)

Existe poca información en cuanto a las edades de las rocas que afloran en la Región de Xalapa, Negendank *et al.* (1985) mencionan que las rocas del Campo Volcánico de Xalapa, son de edad Pleistoceno Tardío-Holoceno, mientras que Siebert y Carrasco (2002), con base en fechamientos C-14 en muestras de los volcanes cercanos a la región de Xalapa y en aspectos morfológicos, le asignaron una edad de Pleistoceno al Cerro Macuiltepetl, comprendida entre 43,350 y 40,060 años.

Basaltos Río Naolinco *Qph (b-N)*

Esta unidad incluye a las rocas basálticas que no se han considerado dentro del Campo Volcánico de Xalapa. Agrupa los tres derrames de basalto que fueron diferenciados por Siebert y Carrasco (2002) producidos por los volcanes Cerro Colorado, La Joya y Volcancillo, ubicados en el extremo noreste del Cofre de Perote. Se incluye además, a la mesa de basaltos que aflora en el límite noreste del área, aún cuando esta unidad de basalto no está relacionada con los derrames mencionados anteriormente.

Los basaltos Río Naolinco (nombre del derrame de lava de El Volcancillo) afloran desde el extremo noroeste del área de estudio hasta la parte norte de Xalapa; a partir de este punto los derrames presentan una dirección de flujo hacia el sureste, bordeando al volcán Cerro Gordo 1 y a sus derrames, llegando así hasta la localidad llamada Descabezadero en el extremo este del área en estudio.

Esta unidad se presenta en afloramientos masivos y fracturados (Figura 2.10) de basaltos y andesitas basálticas de naturaleza alcalina (Siebert y Carrasco, 2002); son de color oscuro con superficies de intemperismo de color blanco, tienen una textura afanítica aunque con escasos y esparcidos cristales color verde, pueden presentarse masivos o con oquedades de hasta 8 cm de diámetro.

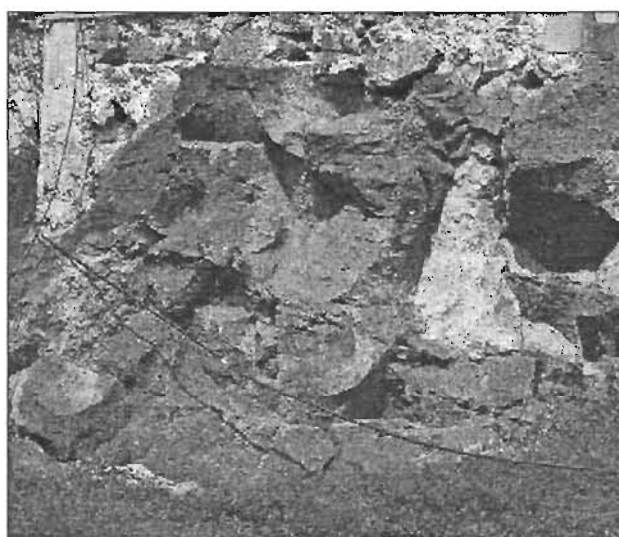


Figura 2.10. Afloramiento localizado en la porción norte de la Ciudad de Xalapa. Corresponde con un derrame masivo y fracturado de basaltos color gris derivado del volcán La Joya

Si bien esta unidad es contemporánea con la secuencia volcánica del CVX, se observó que algunos de los flujos que la componen, se encuentran bordeando a derrames de volcanes del CVX, tal es el caso del Volcán Cerro Gordo 1, en la parte norte del área. De lo anterior se deduce que estos flujos de lava son más recientes que las rocas pertenecientes al CVX. De acuerdo con dataciones de radiocarbono, así como edades relativas con base en la vegetación y grado de cultivo que presentan las lavas, Siebert y Carrasco (2002), obtuvieron edades de ~42,000 años, 2,980 y 870 años, asignando así a estas rocas una edad de Pleistoceno-Holoceno

Travertino *Qp (Tr)*

Estas rocas calcáreas de origen continental, afloran dentro del área en una amplia extensión, específicamente al sur del poblado de Cerro Gordo, en el límite sureste del área de estudio

(plano geológico, Figura 2.3). La unidad consiste de rocas de estructura masiva, recristalizadas, de composición calcárea de color café y gris, con fósiles y espesores mayores a 100 m.

Gymza (1987), con base en su posición estratigráfica asignó una edad de Pleistoceno a estas rocas. La unidad se encuentra sobreyaciendo en contacto discordante de tipo angular a la secuencia carbonatada del Cretácico (K cz-lu).

Depósito de avalancha 2 *Qh (av2)*

Los depósitos de esta unidad se encuentran aflorando en el extremo noroeste del área estudiada (Figura 2.3, plano geológico). Ha sido cartografiada por el Coremi (2000) como una brecha volcánica basáltica con extensos depósitos constituidos por bloques de roca de tamaños variables entre 20 y 30 cm, algunos son de color negro, angulosos, de textura porfídica, inmersos en una matriz de textura areno-arcillosa de color naranja.

Por sus características, esta unidad se ha clasificado como un depósito de avalancha. Se encuentra cubriendo a la Ignimbrita Las Víboras, así como al depósito piroclástico Qp (igb-X) siendo a su vez sobreyacida por los depósitos de aluvión.

El espesor observado de esta unidad se estimó en 10 m y por su posición estratigráfica se asignó una edad de Holoceno

Depósitos de Lahar *Qh (lhr)*

Dentro de esta unidad se agruparon los depósitos de lahar que se encuentran ampliamente distribuidos en la parte norte y este, así mismo, se incluyen depósitos similares que afloran en la porción suroeste del área (plano geológico, Figura 2.3).

Consisten de un material masivo de color amarillo-café, con apariencia caótica, deleznable, con una matriz de textura arcillo-limosa que contiene fragmentos líticos subredondeados de 1 mm de diámetro y fragmentos de cristales. En los afloramientos del poblado de Teocelo, el Coremi (2000) estimó espesores de hasta 350 m para estos depósitos de lahar.

Esta unidad se encuentra sobreyaciendo en contacto discordante e irregular a los basaltos del Campo Volcánico de Xalapa; por su posición estratigráfica y con base en lo reportado por el Coremi (2000), se le ha asignado una edad de Holoceno.

Depósitos de aluvión *Q (al)*

Los depósitos de aluvión están representados por material areno-arcilloso con un bajo porcentaje de cantos rodados producto de la erosión fluvial. Se encuentran básicamente distribuidos a lo

largo del cauce del Río Actopan, así como en los cauces menores formados a lo largo del área; su máxima expresión se localiza al sureste de Tuzamapan como resultado de la acumulación de material acarreado por los ríos Sordo y Paso Limón, al suroeste del área (Figura 2.3). Este material se encuentra cubriendo a la secuencia de rocas descrita previamente.

2.3. Marco Tectónico General

Dentro de un contexto regional, el área de estudio está enmarcada en una zona donde los elementos tectónicos presentes corresponden a la Sierra de Zongolica, la Planicie Costera y la Faja Volcánica Transmexicana (Prost y Aranda, 2001; Amoco-Pemex-IMP, 1995; Gymsa, 1987).

Durante el Cretácico, esta región funcionó como una margen pasiva en la cual se llevó a cabo el depósito de sedimentos en los elementos paleogeográficos de la cuenca de Zongolica y Talud Continental, separados entre sí por la plataforma carbonatada de Córdoba, los cuales a su vez se desarrollaron sobre los terrenos Oaxaca, Cuicateco y Maya (Delgado *et al.*, 1992)

Para el Cretácico Tardío, se inició la Orogenia Laramide, como producto de la subducción de la Placa Farallón a lo largo de la costa pacífica de México, en un movimiento de oeste a este (Figura 2.11). Como producto de este evento tectónico, los sedimentos de la cuenca de Zongolica, fueron plegados y subsecuentemente cabalgados sobre la Plataforma de Córdoba, llegando a conformar la Sierra de Zongolica. Este evento se manifiesta a través de extensos cinturones orientados N20-30°W, conformados por fallas inversas y pliegues de propagación con dirección de transporte tectónico hacia el ENE, correspondiendo con la dirección de máximo esfuerzo de compresión (Figura 2.11).

Con el levantamiento de esta sierra, se inicia en el Paleoceno-Eoceno Inferior, la sedimentación hacia el este de la sierra, llegando a conformar grandes espesores de sedimentos que cubrieron el límite este del cabalgamiento, por lo cual, este elemento es nombrado frente tectónico enterrado (Figura 2.11).

Para el Eoceno-Mioceno Medio, la subsidencia de la Cuenca de Veracruz promueve el depósito de una pila de sedimentos que fueron deformados durante una etapa de movimientos de tipo transpresivo, manifestándose a lo largo de dos corrimientos laterales izquierdos, el primero, conocido como Falla Novillero-Las Víboras (Figura 2.11) mismo que formó pliegues dispuestos "en echelon" sobre las franjas adyacentes a su traza; el segundo de estos corrimientos se conoce como Falla Los Tuxtles-Anegada, al cual se relaciona el origen de los Altos Anegada y Los Tuxtles (Prost y Aranda, 2001, Figura 2.11).

En el Mioceno Medio-Reciente, el vector de movimiento de las placas de Cocos y Nazca cambia hacia el noreste, por lo que la historia tectónica de la región, manifiesta eventos de deformación que involucran acortamientos en dirección NNE-SSW, movimientos que son consistentes con un sistema de fracturas y fallas laterales con componentes normales orientadas al NNE, asociadas con fallas de movimiento lateral izquierdo observadas en la parte central de la Sierra de Zongolica, tal como la Falla Nepopoalco (Gymsa, 1987), así como por la presencia de fracturas verticales abiertas orientadas al N10-30°E (Amoco-Pemex-IMP, 1995). De acuerdo con Prost y Aranda (2001), estos últimos eventos de deformación se continúan hacia el presente.

Mapa Geológico del Campo Volcánico de Xalapa

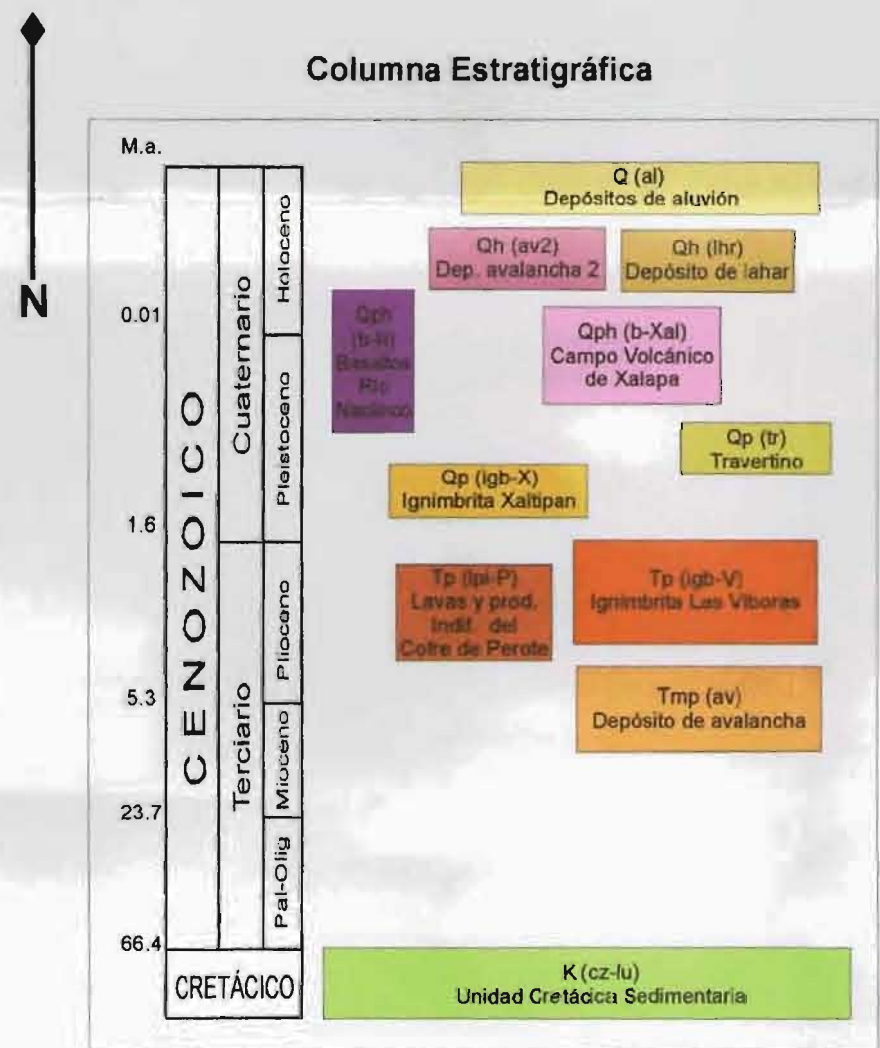
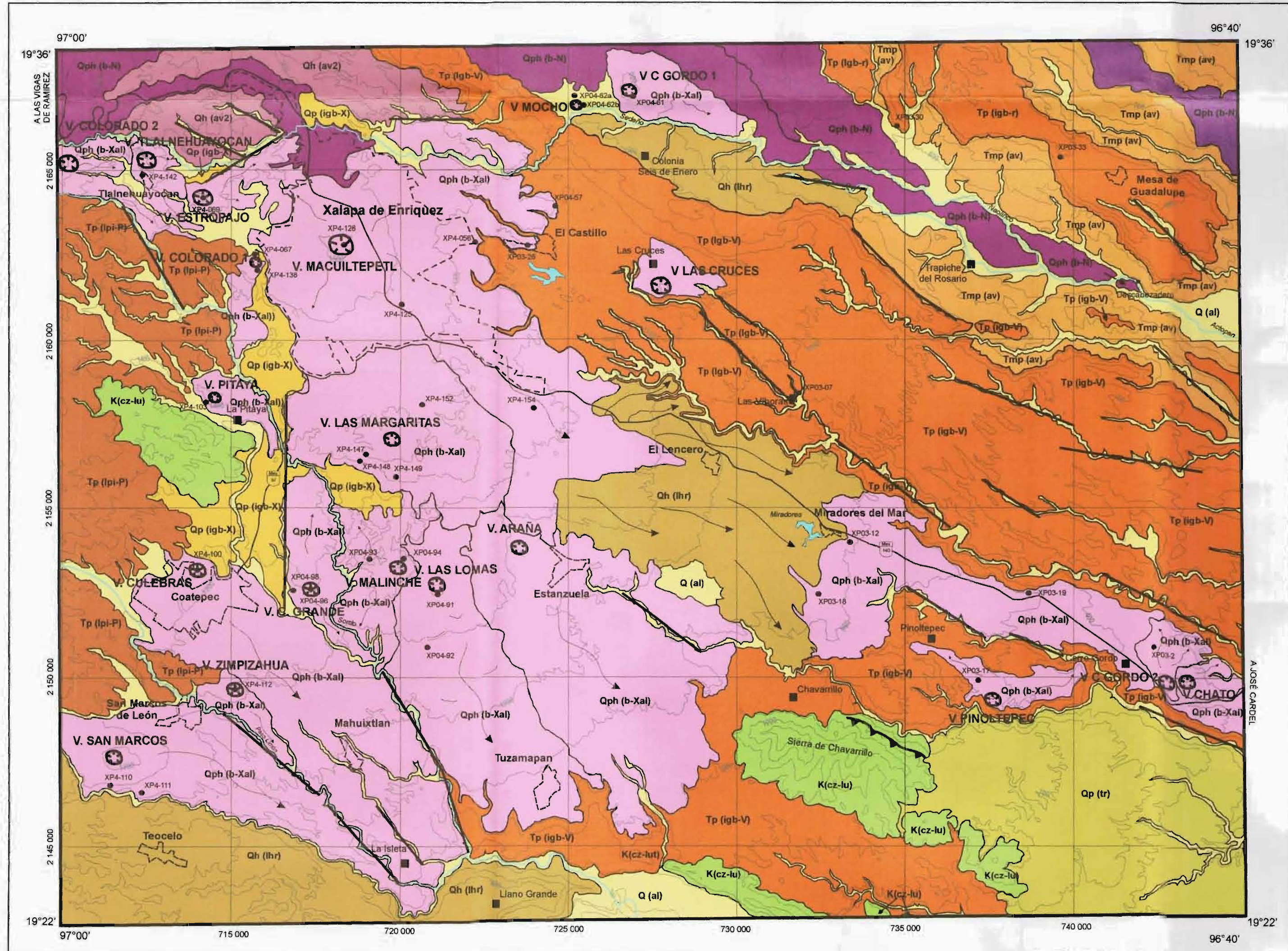


Figura 2.3. Mapa Geológico

Se asume que los eventos de deformación descritos anteriormente son similares hacia el norte, lo cual se manifiesta a través de la continuidad del frente tectónico que separa la Sierra de Zongolica de la Cuenca de Veracruz (Figura 2.11); sin embargo, las estructuras formadas como producto de la Orogenia Laramide y eventos de deformación en el Paleógeno, son cubiertas por las rocas volcánicas de la FVTM, impidiendo la observación directa de los rasgos tectónicos en la región de Xalapa. Dentro de este contexto, los únicos rasgos observables en el área de estudio, corresponden a la Sierra de Chavarrillo, localizada en el sector sureste del área, así como los afloramientos de rocas mesozoicas ubicados al suroeste de la Ciudad de Xalapa, (ver plano geológico, Figura 2.3).

Como fue apuntado por otros autores (Negendank *et al.*, 1985; Pasquaré *et al.*, 1987), el elemento tectónico de la FVTM en su sector oriental, se caracteriza por presentar escasos rasgos estructurales, no obstante, sobresale el lineamiento NE-SW, formado por la cadena de volcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba, mismo que ha sido interpretado tentativamente como una falla de basamento, actuando algunas veces como falla lateral y otras como normal (Gymza, 1987).

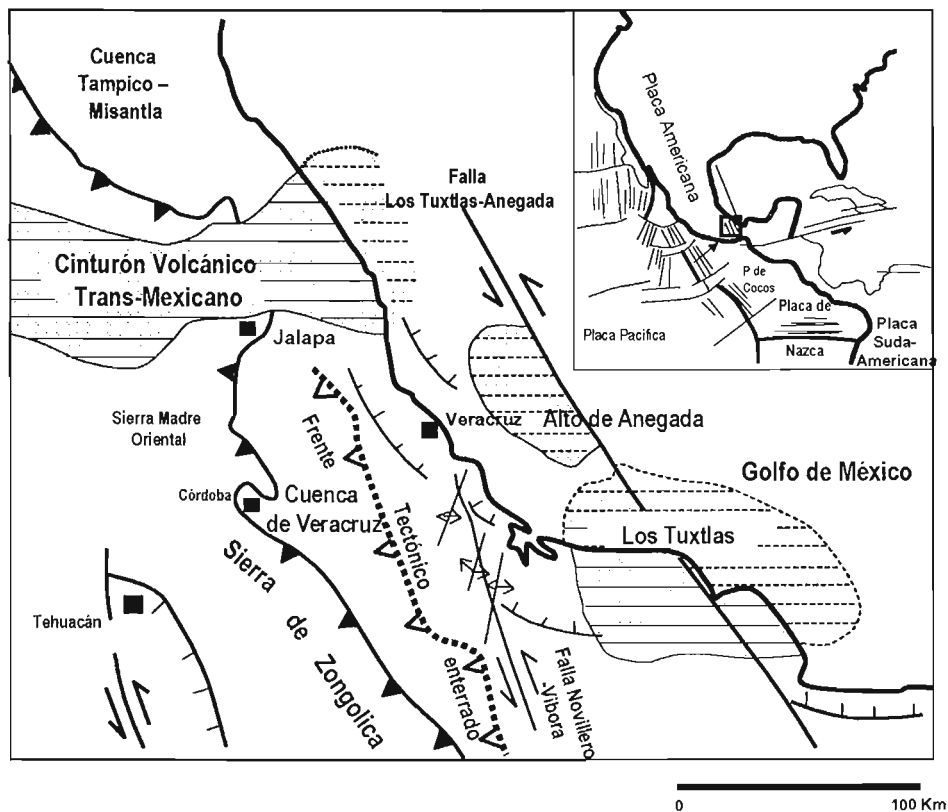


Figura 2.11. Ambiente tectónico del oriente de México
(Modificado de Prost y Aranda, 2001)

De esta manera, los materiales volcánicos se encuentran cubriendo a la secuencia mesozoica, la cual ha sido afectada por eventos tectónicos, que condujeron al desarrollo de dos principales estilos estructurales: cabalgamiento y transpresión con extensión asociada, las cuales juegan un rol importante en la presencia del vulcanismo en esta región.

2.4. Lineamientos de volcanes

Dentro del contexto tectónico en el sector oriental de la FVTM, se reporta la presencia de al menos dos sistemas de fallas uno N-S y otro NE-SW, los cuales están relacionados con la cadena de estratovolcanes Cofre de Perote-Pico de Orizaba (Pasquaré *et al.*, 1987). Negendank *et al.* (1985), con base en análisis de lineamientos sobre imágenes de satélite, determinaron 5 direcciones principales: N80°W, N20°W, N55°E, N25°E y N70°E, con rangos de longitud entre 80 y 100 Km, mencionando que los conos monogenéticos se localizan paralelos a la dirección N25°E.

La observación de rasgos estructurales a nivel local se dificulta debido a la presencia de la secuencia volcánica del CVX, así como a la densa cubierta vegetal y a la presencia de materiales de alteración. Para determinar los posibles lineamientos, se empleó un modelo de elevación digital del terreno a nivel regional (Figura 2.12). En esta figura sobresalen los lineamientos que unen a los volcanes de Cofre de Perote y Pico de Orizaba, con una dirección NE15°SW y un lineamiento orientado NW-SE que atraviesa el área de estudio. Lineamientos menores de dirección NW-SE y NE-SW se encuentran dentro del área de estudio, así como a lo largo de la región norte.

Así mismo, en la figura 2.12 destaca el curvilineamiento formado por las estructuras volcánicas Cofre de Perote-Pico de Orizaba y Macizo de Palma Sola, delimitando una depresión topográfica dentro de la cual se emplazó el CVX. Esta morfología posiblemente pueda corresponder a una zona de colapso que a su vez interrumpió las estructuras laramidicas de la Sierra Madre Oriental.

Por las dimensiones de los volcanes monogenéticos de la zona, no es posible observarlos a todos, así como tampoco a los posibles lineamientos que los unen. En la figura 2.12, únicamente sobresalen los volcanes Macuiltépetl, San Marcos, Culebras y Zimpizahua.

Los lineamientos que unen volcanes son de suma importancia si se considera que la presencia de vulcanismo se encuentra relacionada con eventos tectónicos a escala local, por lo que la distribución de aparatos volcánicos puede relacionarse a la presencia de fallas o fracturas de la corteza.

Nakamura (1977), considera que el ascenso de magmas en volcanes monogenéticos se lleva a cabo a través de fisuras o diques, por lo que la distribución de volcanes se dará en forma paralela a la dirección del máximo esfuerzo compresional (σ_1), pudiendo ser considerado como el esfuerzo tectónico regional.

Basado en los conceptos anteriores, se han realizado análisis empleando la distribución y posibles lineamientos de volcanes con el fin de determinar el campo de esfuerzos que actuó en los campos monogenéticos de Michoacán Guanajuato, -CVMG- (Connor, 1990), Sierra Chichinautzin -CVSC- (Márquez, 1998) y Apán-Tezontepec -CVAT- (García, 2002), todos ellos, campos monogenéticos localizados en la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Una de las limitantes en el empleo de lineamientos de volcanes para determinar campos de esfuerzo, es el grado de subjetividad que supone la presencia de cientos de centros eruptivos presentes en estos campos monogenéticos, por lo que podrían presentarse numerosos lineamientos de volcanes que no necesariamente presenten implicaciones estructurales.

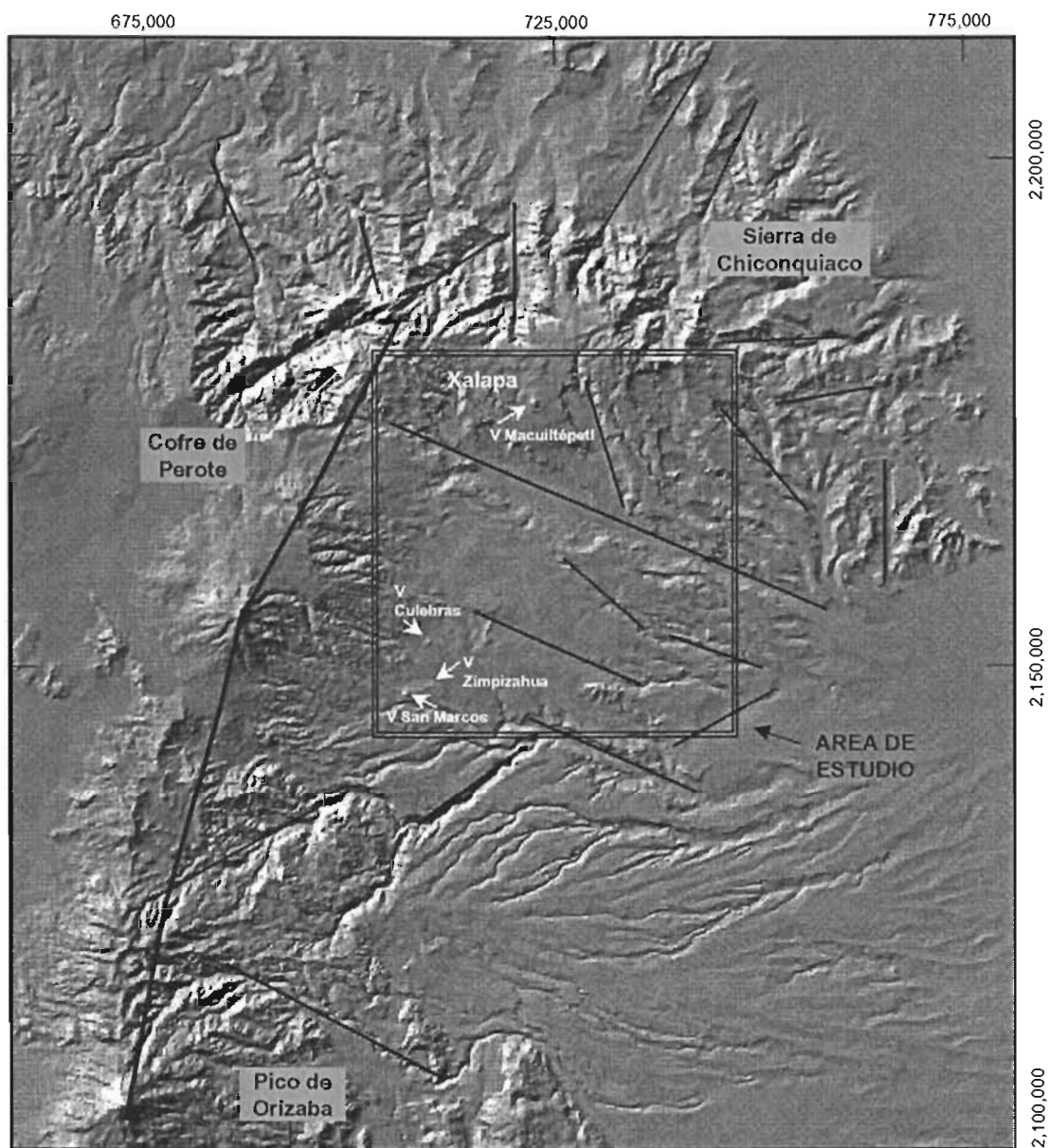


Figura 2.12. Modelo de Elevación Digital del sector oriental de la FVTM, en la que sobresale el lineamiento Cofre de Perote-Pico de Orizaba, así como algunos volcanes del CVX.

Considerando esta circunstancia, se han propuesto diversos métodos cuantitativos que permiten discernir sobre los lineamientos que presentan los volcanes en cada uno de estos campos. De esta forma, en el CVMG, Connor (1990) empleó un método basado en "Cluster Analysis", a una muestra de 1,016 conos, mediante el cual obtuvo lineamientos preferenciales con rumbo N20°-40°E y longitudes entre 20 y 50 Km, presentes básicamente en la parte sureste del CVMG.

En el CVSC, Márquez (1998) y Márquez *et al.* (1999), emplearon el método matemático propuesto por Ancochea *et al.* (1995) aplicado a una población de 187 volcanes, determinando que los alineamientos preferenciales de los volcanes son E-W, siendo éstos los más extensos y con mayor densidad de volcanes, así como también lineamientos subordinados con direcciones

N60°E, N-S y NW-SE. Para el CVAT, García (2002) empleó el método propuesto por Lutz y Gutmann (1995), llamado también Método del Azimuth de los dos puntos, mediante el cual estableció que los 237 volcanes en el CVAT, se encuentran alineados en dirección N45°E.

En el caso del CVX, el número de volcanes es muy bajo para realizar un análisis estadístico como en los campos volcánicos mencionados anteriormente, sin embargo, para determinar cuantitativamente, los lineamientos a través de los cuales están orientados los volcanes, se empleó el método propuesto por Ancochea *et al.* (1995), el cual se basa en la definición gráfica de los segmentos que conectan el mayor número de volcanes, en donde las líneas principales de correlación, representan la dirección preferencial en la cual se alinean los conos en respuesta a un control estructural.

Para determinar los azimuts de correlación entre volcanes, se generó un enrejado de 1 Km por lado sobre el área de estudio, a partir de las cartas topográficas escala 1:50,000. Posteriormente, sobre cada nodo del enrejado, se colocó un *kernel* dividido en azimuts de 10° y sobre la proyección de estas líneas en algunos casos se fueron alineando los volcanes, definiendo así el azimut que los conectaba. Considerando que el número de volcanes en el CVX es de 20, se eligieron aquellos segmentos que conectaran al menos 3 volcanes justo en el centro de su cráter o cima, considerando un rango de desviación de 300 m, esto con el fin de evitar grandes desajustes de la línea de correlación y que en un momento dado no reflejaran un verdadero lineamiento de los edificios volcánicos.

De esta forma, se obtuvieron 13 segmentos de recta, los cuales presentan una orientación preferencial de N60°E y direcciones subordinadas de N50°W y N30°E, las longitudes máximas de estos segmentos varían entre 8.7 y 10.5 Km y corresponden con los lineamientos principales.

A partir de lo anterior y de acuerdo con Nakamura (1977), en el CVX, σ_3 se orienta en dirección NW, mientras que el rumbo N60°E, representa el máximo esfuerzo principal (σ_1). La dirección principal encontrada coincide con las direcciones de máxima compresión regional debida a los esfuerzos laramídicos y a la dirección de fallas y fracturas asociadas a este evento de deformación, por lo que la disposición de los volcanes en el CVX, tiene relación directa con las estructuras presentes en la cobertura mesozoica que la subyace.

Orientaciones similares a las encontradas en el CVX, han sido reportadas para los campos volcánicos de Sierra Chichinautzin (Márquez *et al.*, 1999) y Michoacán-Guanajuato (Connor, 1990), las cuales presentan mayores tasas de extensión que facilitan el ascenso del magma a superficie.

Al respecto de esto, Alaniz *et al.* (1998) mencionan que los volcanes monogenéticos son emplazados a lo largo de fallas con mayores tasas de deformación; dentro de este contexto, reportan que el promedio de desplazamiento vertical es de ~0.45 mm/año para el Plioceno y de ~0.1 mm/año para el Cuaternario, los cuales se vieron reflejados en la expansión de vulcanismo monogenético durante este periodo a lo largo de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

La figura 2.13 presenta la distribución de los volcanes monogenéticos, así como la traza de los segmentos encontrados.

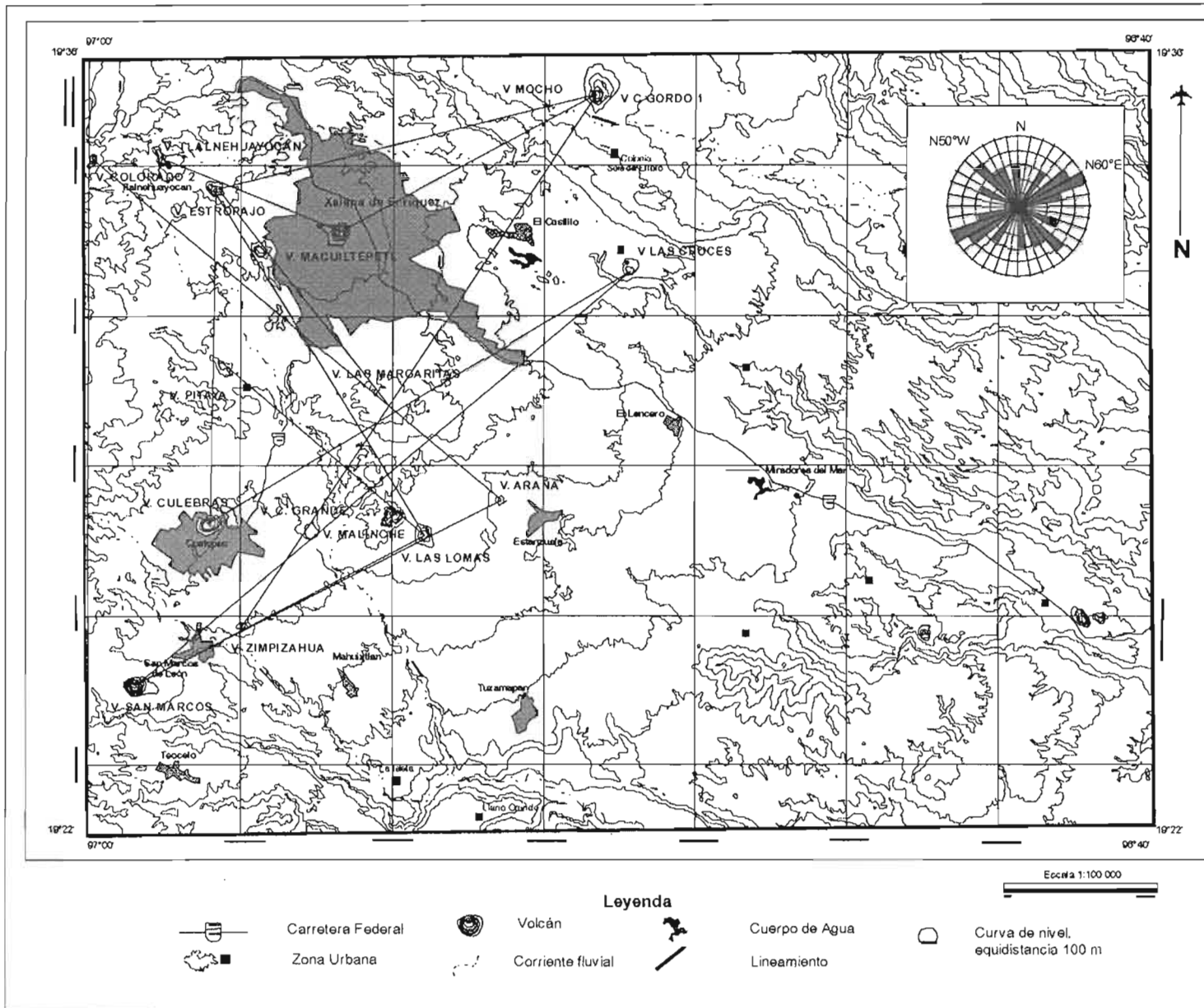


Figura 2.13. Distribución de volcanes mostrando los segmentos preferenciales de unión entre ellos. La roseta de lineamientos en la que se observa una tendencia principal N60°E y N50°W, con orientaciones subordinadas al y N30°E se presenta en el recuadro

Capítulo 3

VULCANISMO EN LA REGIÓN DE XALAPA

CAPITULO 3

Vulcanismo en la Región de Xalapa

3.1. Antecedentes del Vulcanismo Monogenético

La expresión básica de este tipo de vulcanismo son los volcanes monogenéticos, que se definen como volcanes producto de una sola fase eruptiva cuya duración puede variar entre 1 día hasta varias decenas de años, sin subsecuentes episodios eruptivos (Macdonald, 1972; Nakamura, 1977; Cas y Wright, 1987; Wohletz y Heiken, 1992 y Connor y Conway, 2000).

Este tipo de actividad puede formar numerosos (de 10 a 100 aparatos) y pequeños volcanes tales como conos de escoria, maars, pequeños volcanes escudo, conos y anillos piroclásticos, que comparten espacio, tiempo y composición química, llegando a conformar campos volcánicos monogenéticos (Fisher y Schminke, 1984; Connor y Conway, 2000).

Con el fin de tener un concepto más amplio del vulcanismo monogenético y con base en la literatura sobre campos volcánicos monogenéticos, a continuación se describen los aspectos más importantes que caracterizan este tipo de actividad volcánica.

3.1.1. Elementos del vulcanismo monogenético

Tiempo de erupción: Este es uno de los aspectos más importantes que definen al vulcanismo monogenético, se basa esencialmente en el tiempo que dura la actividad eruptiva, la cual puede durar desde 1 día (ej. Volcanes monogenéticos sobre flancos del Etna, 1972) y hasta 9 años (ej. Parícutín, México, 1943-1952).

Este concepto resulta relativo, puesto que describimos un volcán monogenético en función del tiempo humano, es decir, se ha observado el nacimiento de volcanes como por ejemplo Parícutín (1943), que tuvo un periodo eruptivo de 9 años, cesó la actividad y es ahora considerado como volcán monogenético, sin embargo, podría reactivarse en tiempo geológico. Németh y White (2003) mencionan que campos volcánicos monogenéticos pueden estar activos por millones de años, por lo que el concepto de “una sola fase eruptiva” puede resultar muy relativo.

Estructuras volcánicas: Los edificios volcánicos que se reportan dentro de los campos volcánicos monogenéticos, han sido descritos por Macdonald (1972), Wood (1980a, 1980b) y Cas y Wright (1987); de acuerdo con su morfología y materiales que lo componen se pueden clasificar en: conos de escoria, siendo éstos los más abundantes y característicos, conos de lava, anillos y conos piroclásticos. Macdonald (1972) así como Connor y Conway (2000), mencionan que pequeños volcanes tipo escudo pueden incluirse dentro de las estructuras formadas por el vulcanismo monogenético (Figura 3.1). En los siguientes párrafos se describen éstas estructuras retomando lo planteado por dichos autores.

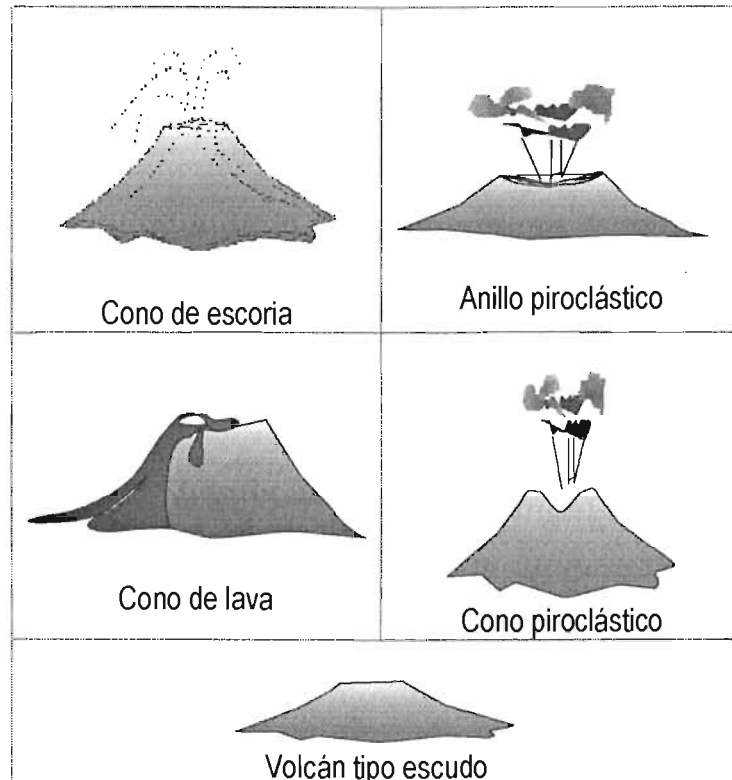


Figura 3.1. Representación esquemática de la morfología de las estructuras volcánicas monogenéticas

Los conos de escoria son estructuras volcánicas muy comunes dentro del vulcanismo monogenético; son pequeños edificios construidos típicamente durante erupciones estrombolianas de composición basáltica y basáltico-andesítica. Presentan una forma cónica resultado de la acumulación de escoria alrededor de un centro emisor más o menos circular, en donde la pendiente es mayor cercana a la fuente y menor al alejarse de ella. Las laderas son el resultado del deslizamiento y rodamiento de los fragmentos hasta que encuentran el equilibrio, generando así pendientes de 30° a 33°.

La cima de estos conos contiene un cráter, que puede tener pendientes que confluyen en un solo punto con forma cónica o bien consistir en una depresión en forma de tazón, indicando una fuente activa al final de la erupción; cuando el alcance del material eyectado disminuye al final de la actividad se produce un taponamiento del cráter y en consecuencia la formación de una

superficie cóncava en la cima del edificio. La aparente ausencia de cráter en algunos conos, también es el resultado de la erosión y transporte de material hacia la depresión, provocando su sepultamiento y destrucción.

Los conos de escoria comúnmente están acompañados por flujos de lava formados ya sea durante la construcción del edificio o bien, al final de la erupción, cuando el contenido de gases en el magma disminuye y la actividad explosiva da paso a erupciones efusivas.

El material que conforma los conos de escoria, presenta tamaños que varían de 1 a 30 cm, decreciendo hacia la cima de una misma capa. Así mismo, es común encontrar un incremento sistemático en el tamaño de la escoria hacia las capas superiores, como resultado del decremento del contenido de gas, incluso llegan a formarse “armazones” de capas soldadas muy irregulares y altamente escoriáceas. La presencia de material balístico es común en estas estructuras.

Por lo general, los conos de escoria presentan bases mas o menos circulares, aunque también pueden ser elongadas si la fuente no es un punto emisor sino una fisura; la mayoría de ellos son simétricos, aunque algunos tienen un lado más bajo que otro y generalmente ninguno rebasa los 500 m de altura, generando así una relación de aspecto (altura/diámetro basal) de 1:3 (Macdonald, 1972).

Los anillos piroclásticos o tuff rings, así como *los tuff cones o conos piroclásticos*, son también estructuras monogenéticas comunes; se forman cuando el magma en ascenso interactúa con cuerpos de agua, generando erupciones freáticas y freatomagmáticas, en niveles muy cercanos a la superficie terrestre. La diferencia entre ambas estructuras es la morfología, los anillos piroclásticos presentan bases circulares de hasta 3 Km de diámetro, su estructura es de bajo relieve, por lo que no rebasan los 40 m de altura, el cráter es amplio y puede estar ocupado por un lago, la relación de aspecto es <1:5; por su parte, los conos piroclásticos, suelen ser de mayor altura, con mayores pendientes (20°-25°) y cráteres más pequeños y profundos y una relación de aspecto de 1:3 (figura 3.1).

Los conos de lava están formados por flujos de lava sucesivos en torno a un punto emisor, llegando a adquirir una forma de volcán escudo pequeño, con diámetros de hasta 2 Km, alturas de entre 30 y 100 m y pendientes de 2° a 5°. La cima de estas estructuras puede estar ocupada por un cráter, producto de un colapso de la parte superior del conducto al final de la fase eruptiva.

Los pequeños *volcanes tipo escudo* dentro de campos monogenéticos, parecen ser una variante de los conos de lava, en donde los sucesivos derrames van incrementando el tamaño del volcán hasta adoptar una forma de escudo; están caracterizados por sus bajas pendientes y por su asimetría en la base, más o menos elipsoidal, en donde el eje mayor puede llegar a tener varios kilómetros de diámetro basal.

Estilo eruptivo: Los conos de escoria, estructuras predominantes del vulcanismo monogenético, son producto de erupciones estrombolianas, caracterizadas por un moderado grado de explosividad, con emisiones de lava viscosa que genera productos volcánicos tales como la escoria, ceniza y balísticos, elementos esenciales que constituyen estructuras cónicas. Este tipo de erupción, está asociada con derrames de lava de dimensiones y morfología variadas.

Los volcanes monogenéticos pueden modificar su tipo de erupción a lo largo de su desarrollo, de tal manera que al disminuir la cantidad de gas en el magma, la erupción decrecerá en grado de explosividad, dando lugar a una erupción más efusiva tipo hawaiano, que produce derrames de lava muy fluidos, ejemplo de lo cual son los volcanes del Campo Volcánico Waipiata de Nueva Zelanda, que presentan una fase freatomagmática explosiva, seguida de erupciones efusivas que produjeron lavas fluidas (Németh y White, 2003).

Morfometría: Un aspecto importante que describe a los volcanes monogenéticos es su tamaño, ya que morfométricamente estos volcanes son más pequeños en comparación con volcanes poligenéticos. Los conos de escoria rara vez rebasan los 500 m de altura, puesto que el material del que están constituidos presenta poca estabilidad y es susceptible de presentar colapsos. Esto limita su desarrollo vertical y favorece el horizontal, de tal forma que en promedio los diámetros de base de los conos son de 600 m y la pendiente por lo regular es alrededor de 30°, inclinación que coincide con el ángulo de reposo del material volcánico (Macdonald, 1972).

Dentro de las estructuras volcánicas monogenéticas, existen ligeras variaciones de tamaño, de tal forma que los volcanes tipo escudo y anillos piroclásticos son generalmente de menor pendiente (< 20°) y mayor diámetro de la base (~ 3 Km) en relación a los conos de escoria y de lava (Macdonald, 1972).

Composición: En términos generales la composición de los volcanes monogenéticos y de sus productos corresponde principalmente a la serie calci-alcalina y en menor grado a la alcalina. Las rocas comúnmente son basaltos de olivino, basaltos toleíticos, basaltos andesíticos y andesitas basálticas (Connor y Conway, 2000).

Origen: Si bien el vulcanismo monogenético es una manifestación común en la superficie de la tierra, poco se ha estudiado acerca de las condiciones vulcanológicas a las que se encuentra relacionado o las que condicionan su presencia.

En relación a la ocurrencia de vulcanismo monogenético, autores como Settle (1979), Connor y Conway (2000), Takada (1994) y Alanis *et al.* (1998), coinciden en que está controlado por sistemas de fracturas, donde un factor predominante será la tasa de esfuerzos locales; de esta manera el magma encuentra conjuntos de fracturas que funcionan como conductos accesibles, a través de los cuales se encauza para alcanzar la superficie y formar volcanes monogenéticos, por lo que no es sorprendente encontrarlos asociados a zonas de fallas y fracturas.

Por otra parte, Fedotov (1981) menciona que la ocurrencia de volcanes monogenéticos y poligenéticos, está gobernada por la tasa de suministro de magma, de tal forma que una baja capacidad de suministro de magma, conllevará a la formación de volcanes monogenéticos, mientras que una tasa alta de suministro de magma, mantiene el calor y flujo necesario para generar volcanes poligenéticos.

Una hipótesis más completa para explicar la presencia de vulcanismo monogenético (o poligenético), es la presentada por Takada (1994), quien propone un modelo en el que relaciona la tasa de magma inyectado (volumen/tiempo/área) y la velocidad de esfuerzos diferenciales (mm/año).

Este modelo plantea la hipótesis de que el tipo de volcán resultante, dependerá del grado de interacción de las fracturas, del suministro de magma para rellenarlas y de los esfuerzos extensionales presentes en una región; de esta manera, en regiones con esfuerzos de tensión menores a 5 mm/año, se facilita la coalescencia de fracturas, provocando una tasa alta de inyección de magma ($10^1\text{-}10^3 \text{ Km}^3/10^4\text{años}/10^3 \text{ Km}^2$) haciendo interactuar las fracturas. Cuando ésta inyección llega a ser tan grande, se generan esfuerzos de compresión generados por la acumulación del magma, que los esfuerzos tensionales a escala regional no alcanzan a liberar, inhibiendo así el ascenso del magma a la superficie y generando una cámara magmática lo suficientemente grande para sustentar volcanes poligenéticos (Figura 3.2, caso 1 y 2)

Dentro del diagrama de Takada (1994), los campos volcánicos monogenéticos se ubican en zonas con bajas tasas de suministro de magma ($\leq 1 \text{ Km}^3/10^4 \text{ años}/10^3 \text{ Km}^2$) y generalmente en ambientes tectónicos extensionales, con altos (aunque pueden también ser bajos) coeficientes de esfuerzo diferencial, los cuales inhiben la coalescencia de fracturas, que funcionan como conductos accesibles que transportan magma primario, generando así volcanes monogenéticos (Figura 3.2, caso 3).

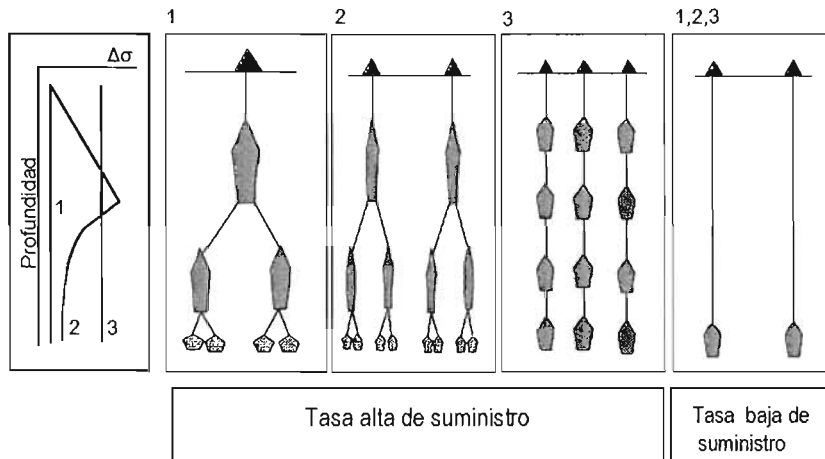


Figura 3.2. Representación esquemática del modelo de gestación de volcanes (Tomada de Takada, 1994). A la izquierda, variaciones del esfuerzo diferencial regional ($\Delta\sigma$); caso 1: pequeño esfuerzo diferencial; caso 2: $\Delta\sigma$ varía con la profundidad; caso 3: gran esfuerzo diferencial

Connor y Conway (2000), señalan que la formación de los campos volcánicos monogenéticos, está relacionada con los procesos de fusión parcial en bajas tasas de producción, con un subsecuente ascenso de magma a la superficie a través de rutas de baja energía; en este escenario, el vulcanismo es una consecuencia natural de este proceso de generación, en donde los conductos no se mantienen entre un episodio eruptivo y otro, por lo que los nuevos pulsos de magma buscan nuevas rutas de ascenso y sin oportunidad de acumulación y formación de cámaras magmáticas. De esta forma, se genera una distribución de volcanes que llega a conformar campos volcánicos monogenéticos.

Por otra parte, Cañón y Walker (2004), proponen una hipótesis en la que interactúa el ambiente tectónico con el sistema volcánico, lo que permite establecer las circunstancias que predisponen

la presencia o no de un vulcanismo tipo monogenético. La figura 3.3 presenta un esquema de la evolución de un sistema volcánico que conllevará a la formación de un volcán monogenético.

En una primera etapa existe una región magmática (Figura 3.3a), que cuenta con la presión necesaria para comenzar el bombeo del magma a través de un sistema de fracturas en la roca suprayacente; en este primer estado, el esfuerzo mínimo es horizontal (σ_3) y con la iniciación del fracturamiento, se tendrán las condiciones necesarias para que exista una manifestación volcánica en superficie que emitirá magma directamente de la fuente (Figura 3.3b).

Esta erupción continuará hasta que la presión en la entrada del conducto decaiga como consecuencia de la extinción de magma cercano a este conducto, sin embargo, el magma disponible seguirá existiendo a escala regional (Figura 3.3b), por lo que existe la posibilidad de que se lleve a cabo un proceso de fracturamiento hidráulico en un lugar diferente pero cercano al anterior y en un periodo de tiempo relativamente corto, ya sea meses o cientos de años, resultando en la formación de un volcán independiente en la superficie (Figura 3.3c).

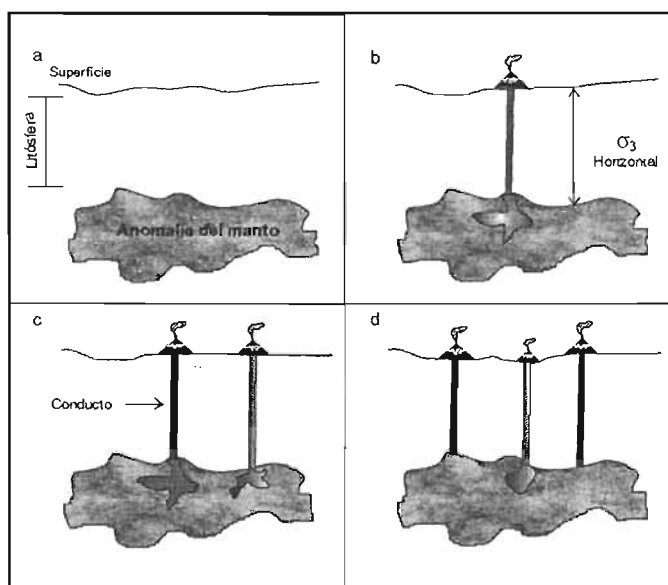


Figura 3.3. Escenario de gestación de volcanes monogenéticos. Los conductos negros corresponden a los más antiguos en donde el magma ya solidificó, los grises son los recientes o activos. (Modificado de Cañón y Walker, 2004)

Este proceso continuo de fusión y flujo lateral de magma, recargará las zonas de la fuente magmática que fueron vaciadas por erupciones previas y en tal caso nuevos conductos serán suministrados con el nuevo magma, generando nuevos volcanes paralelos a los anteriores (Figura 3.3d).

De esta forma, este proceso continuará en la medida que halla magma disponible en la fuente, generando vulcanismo de composición similar mas no uniforme, característico de los campos volcánicos monogenéticos.

Esta hipótesis señala la importancia de la presencia de una red de fracturamiento que permita el ascenso del magma a la superficie; sin embargo, no será suficiente si no existe la presión necesaria en la fuente, tal que permita el bombeo del magma y pueda iniciarse un fracturamiento hidráulico, por lo que bajo esta perspectiva las condiciones y características del sistema volcánico, serán un factor muy importante que determinará la presencia de vulcanismo monogenético.

3.1.2. Campos Volcánicos Monogenéticos en México

Las manifestaciones más recientes del vulcanismo en México están asociadas con el vulcanismo monogenético y con la formación de campos de este tipo. A continuación se mencionan aquellos que han sido objeto de estudio por diferentes autores: El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, Campo Volcánico Sierra Chichinautzin, Apan-Tezontepec, Valle de Bravo y Jilotepec, desarrollados en la FVTM, así como el Campo Volcánico Pinacate, localizado en el noroeste de Sonora, (Figura 3.4).

En los siguientes párrafos se hace una descripción sobre las características generales de cada uno de ellos.

1. Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG)

Este campo volcánico monogenético ha sido estudiado por Hasenaka y Carmichael (1985a; 1985b; 1987), Hasenaka (1994) y Hasenaka *et al.* (1994); sus estudios se han enfocado a la descripción morfológica de los edificios volcánicos, tasas de emisión, volumen y petrología de los productos que lo componen.

El CVMG, se encuentra localizado entre las coordenadas 101° y 103° de longitud oeste y 19° y 21° de latitud norte, abarcando la parte norte del Estado de Michoacán y la parte sur del Estado de Guanajuato. La extensión del campo es de 15,000 Km², en los cuales se distribuyen aproximadamente 1,040 centros volcánicos, de los cuales 901 son conos cineríticos, 43 domos de lava, 22 maars, 13 volcanes escudo y 61 flujos de lava sin centro emisor.

La densidad de conos en este campo es de 2.5 conos/100 Km² y se encuentran alineados en dirección NE, aunque localmente resaltan lineamientos E-W asociados a fallas normales. De los estudios morfológicos en los conos cineríticos se desprende que la altura media es de 90 m, con 800 m de diámetro en la base, 230 m de diámetro de cráter, volumen de 0.021 Km³, y separación entre ellos de 2 Km; por su parte, los flujos de lava presentan longitudes medias de 3 Km, espesores de 30 m y relaciones de aspecto en un rango de 20 a 100.

La actividad de los volcanes monogenéticos en el CVMG produjo lavas calci-alcálicas, transicionales y alcalinas, las cuales presentan fenocristales de olivino (con inclusiones de espinela), plagioclasa, augita y en menor proporción hornblenda. Una característica de las rocas de este campo es que tienen altos contenidos de MgO, Cr y Ni, y bajos contenidos de K₂O, P₂O₅ y Zr.

El volumen total estimado para este campo dentro de un área de 15,000 Km² es de 31 Km³, con una tasa de emisión de magma de 0.8 Km³/1,000 años, de acuerdo con los autores, es pequeña comparada con los volcanes compuestos de la FVTM.

La edad de las rocas y aparatos volcánicos que componen el CVMG fue obtenida a partir de los parámetros morfométricos tal como la densidad de grietas y la morfología de las superficies de lava y calibrada con datos de C¹⁴ en 7 conos de escoria, resultando una edad media de 40,000 años A.P., aunque 78 de los más de 1,000 aparatos son más jóvenes a esta edad. Así mismo, encontraron que las rocas más alcalinas están asociadas a los conos más antiguos, mientras que las rocas calci-alcalinas están asociadas a conos más jóvenes.

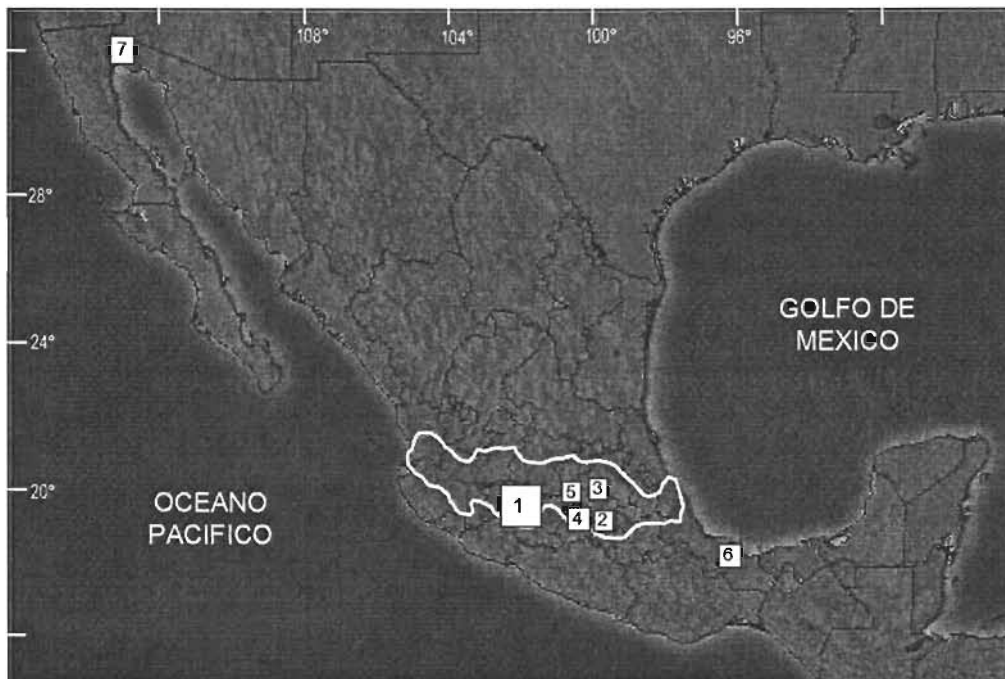


Figura 3.4. Localización de Campos Volcánicos Monogenéticos en México.
1 = CV Michoacán-Guanajuato, 2 = CV Sierra Chichinautzin, 3 = CV Apan -Tezontepec,
4 = CV Valle de Bravo, 5=CV Jilotepec, 6= CV Los Tuxtlas, 7= CV Pinacate

En cuanto al origen del vulcanismo en este campo y con base en los lineamientos que configuran los volcanes, así como la mineralogía y geoquímica de las rocas, los autores mencionan que está relacionado a fuentes magmáticas provenientes del manto, las cuales generaron pequeños reservorios de magmas no diferenciados, que fueron transportados relativamente rápido a la superficie a través de fallas y fracturas de la corteza, por lo que procesos de cristalización fraccionada, así como mezcla de magmas se dieron en porcentajes bajos (23%) en el CVMG.

Así mismo, reportan que el vulcanismo en este campo presenta un fuerte control tectónico, en donde los lineamientos de los volcanes coinciden con el vector de movimiento de la Placa de Cocos y Norteamérica.

2. Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC)

Este campo volcánico es el más estudiado al momento por diversos investigadores y desde variados puntos de vista; autores como Bloomfield (1975), Martín (1982), Delgado y Martín (1993), Márquez (1998), Delgado *et al.* (1998), Márquez *et al.* (1999), Verma, (1999), Velasco y Verma (2001), Siebe *et al.* (2004), han contribuido al conocimiento de la vulcanología de este campo, ya sea estudiándolo en su conjunto o parcialmente.

El CVSC, se encuentra localizado al sur de la Ciudad de México, abarca parte de los estados de México, Morelos y Distrito Federal; está delimitado por las coordenadas geográficas 98°40' y 99°40' de longitud oeste y 18°30' y 19°30' de latitud norte, cubriendo un área de 2,400 Km², dentro de la cual se encuentran 221 centros de emisión que representan una densidad de 15 conos/100 Km². Los volcanes monogenéticos están formados principalmente por conos de escoria y en menor proporción por volcanes tipo escudo y domos de lava.

Los análisis morfométricos de los edificios volcánicos reportan alturas medias de 104 m, diámetros basales de 644 m, diámetros de cráter de 225 m, relación entre altura del cono y diámetro de su base (H/D) de 0.004 y 0.525, relaciones de aspecto de 21.4 a 350, longitudes de lava de 1 a 21.5 Km con espesores de 0.5 a 300 m. El volumen emitido es de 500 Km³, con una tasa de emisión de 12.5 Km³/1,000 años.

Con base en datos paleomagnéticos y geocronológicos, se ha determinado que la actividad volcánica en el CVSC inició hace aproximadamente 40,000 años, por lo que su edad es Pleistoceno-Cuatemaria. Por otra parte, la disposición de los volcanes en este campo se da en dos direcciones principales, E-W y N60°E.

Las rocas que conforman este campo son de la serie calci-alkalina formada por traquibasaltos, basaltos, traquiandesitas basálticas, andesitas basálticas, andesitas y dacitas, en donde los elementos máficos presentan tendencias a la serie alcalina y poseen características geoquímicas que los asemejan a los basaltos tipo OIB (Ocean Island Basalt).

En cuanto al origen del vulcanismo monogenético en el CVSC, algunos autores (Siebe *et al.*, 2004) presentan elementos que soportan la idea tradicional, la cual relaciona el vulcanismo de la FVTM con procesos de subducción, mientras que otros (Márquez, 1998; Verma, 1999; Velasco y Verma, 2001) proponen la hipótesis de que los magmas de este campo se generaron por fusión parcial de un manto peridotítico en un ambiente tectónico extensional, que abre en forma de tijera de oeste a este.

3. Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT)

La región donde se localiza este campo volcánico ha sido estudiada por De Cserna *et al.* (1988) y García (2002), siendo éste último quien estudió el campo en su conjunto. El CVAT se localiza entre las coordenadas geográficas 98°00' - 99°00' de longitud oeste y 19°00' - 20°00' de latitud norte, cubriendo un área de 4,900 Km² que abarcan de forma parcial, los estados de Hidalgo, México, Puebla y Tlaxcala. Está integrado por 280 centros eruptivos, con una densidad de 5.7 conos/100 Km², de los cuales la mayoría corresponde con conos de escoria y en menor

proporción volcanes tipo escudo, domos y derrames de lava, los cuales produjeron andesitas basálticas y basaltos (García, 2002). Con base en dataciones radiométricas, se ha determinado una edad Pleistoceno para las rocas que conforman el CVAT.

En cuanto al origen del vulcanismo de CVAT, se menciona que está relacionado con un ambiente tectónico de tipo extensional, que facilitó el ascenso del magma. Esta actividad está estrechamente asociada con las fallas Texcoco, Apan-Tláloc y Axaxalpa identificadas en superficie, con direcciones preferenciales NE, a lo largo de las cuales, la densidad de aparatos se incrementa (García, 2002).

4. Campo Volcánico de Valle de Bravo (CVVB)

Este campo ha sido recientemente estudiado por Aguirre *et al.* (2005), Aguirre *et al.* (2003), Jaimes (2004) y Jaimes *et al.* (2003).

El CVVB, se localiza al suroeste del Nevado de Toluca, enmarcado en las coordenadas 99°50'50" – 100°29'40" de longitud oeste y 18°48'35" – 19°28'45" de latitud norte, cubriendo un área de 3,703 Km². El CVVB, incluye 122 conos cineríticos, volcanes escudo, domos de lava, flujos de lava sin aparente centro emisor y el complejo volcánico de Zitácuaro constituido por domos y conos.

En términos generales los conos tienen diámetros basales que oscilan entre 0.4 y 3.3 Km, alturas de 80 a 360 m; los volcanes escudo tienen diámetros de 5.1 Km y alturas de 1,120 m y los domos presentan diámetros variables desde 1.5 X 1.4 a 7.5 X 2.5 con alturas de 160 a 420 m.

De acuerdo con los autores citados, los aparatos volcánicos de este campo son relativamente jóvenes, puesto que aún presentan cráteres visibles, los flancos son poco erosionados, los flujos de lava presentan levées, poco desarrollo de suelo y escasa vegetación, mientras que con base en estudios morfométricos calibrados con edades isotópicas, se determinaron 4 grupos de conos en relación a su edad: 40,000 años, 40,000 a 25,000, 25,000 a 10,000 y <10,000.

La composición de los magmas asociados a la actividad de los volcanes de este campo, varía entre basaltos, andesitas-basálticas y dacitas, de afinidad calci-alkalina y de la serie de medio a alto-K. Así mismo, los autores reportan que la composición de las rocas tiende a ser más básica con el tiempo.

Se determinó que los conos se encuentran alineados en una dirección NE y los domos se están alineados en dirección NW; al respecto, se sugirió que el emplazamiento de los conos siguió el máximo esfuerzo compresional, paralelo a la dirección de convergencia de la Placa de Cocos, mientras que los domos siguen la dirección del mínimo esfuerzo horizontal.

5. Campo Volcánico Jilotepec (CVJ)

Este campo ha sido al momento únicamente estudiado por Leyva *et al.* (2004); se localiza aproximadamente 120 Km al norte de la Ciudad de México. Cubre un área de 2,669 Km², en la

cual se incluyen 135 conos cineríticos, 9 domos y un volcán escudo. Los conos cineríticos tienen diámetros de base de 3 Km, los domos de 7 Km, mientras que el volcán escudo tiene un diámetro de base de 15.5 X 18 Km.

Las lavas asociadas a los conos cineríticos varían en composición de basaltos a andesitas calci-alcalinas, los domos son andesíticos-dacíticos aunque llegan a presentar material riolítico. Fechamientos por $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ en lavas del volcán escudo reportan una edad de 2.4 Ma, lo cual hace de este campo, el más antiguo dentro de los campos monogenéticos mencionados anteriormente.

6. Campo Volcánico Los Tuxtlas, (CVT)

Los campos volcánicos monogenéticos se pueden formar en dos distintos escenarios, el primero desarrollado en plataformas volcánicas, ejemplo de los cuales son los anteriormente mencionados, mientras que el segundo está asociado a los flancos de grandes estratovolcanes (Settle, 1979), en los que durante la fase final de su actividad presentan extrusiones de lava tipo estromboliano de composición alcalina y piroclastos que forman conos cineríticos. Dentro de este tipo de campos volcánicos monogenéticos se encuentra el CVT.

Este campo se localiza en la costa del Golfo de México, en la parte sureste del estado de Veracruz; entre las coordenadas $94^{\circ}30' - 95^{\circ}30'$ de longitud oeste y $18^{\circ}10' - 18^{\circ}50'$ de latitud norte. Dentro de la porción oeste de este campo, asociado al Volcán San Martín, se encuentran aproximadamente 250 centros monogenéticos (conos de escoria y maars), que produjeron lavas de composición basáltica alcalina. La edad determinada para el emplazamiento de estos conos es de 0.8 millones de años, y se encuentran asociados a esfuerzos extensionales dentro del área con dirección $N55^{\circ}W$, misma dirección en la cual se encuentran distribuidos la mayoría de los edificios monogenéticos dentro de este campo volcánico.

Para autores como Nelson y González (1992) y Nelson *et al.* (1995), su origen se asocia a un ambiente tectónico de subducción, aunque para autores como Robin y Tournon (1978) y Cantagrel y Robin (1979) su origen está relacionado a la tectónica extensional adyacente al Golfo de México.

7. Campo Volcánico Pinacate (CVP)

El CVP se localiza en el Desierto de Sonora a escasos kilómetros al noreste del Golfo de California; comprende un área de aproximadamente $1,500 \text{ Km}^2$ e incluye 400 conos de escoria y 9 maars. La densidad de edificios volcánicos en este campo es de $27.2 \text{ conos}/100 \text{ Km}^2$.

La actividad de los volcanes en este campo produjo lavas de composición alcalina y basáltica, como producto de erupciones tipo estromboliano, aunque se han encontrado numerosas unidades piroclásticas asociadas a erupciones freáticas. La edad de las rocas de este campo volcánico es Pleistoceno, de acuerdo con lo reportado por Gutmann (2002).

Dentro del contexto tectónico, este campo, a diferencia de los antes mencionados, se localiza en la porción sureste de la Provincia de Cuencas y Pilares del Oeste de Norte América.

3.1.3. Campos Volcánicos Monogenéticos en otros países

La figura 3.5 muestra la localización de algunos campos volcánicos monogenéticos en otros países; dentro de los cuales se mencionan al *Campo Volcánico Waipiata (CVW)*, localizado en la región de Otago, en el sector sureste de Nueva Zelanda; consta de 55 centros volcánicos clasificados como conos de escoria, anillos piroclásticos, maars y flujos de lava. La actividad volcánica de este campo, se caracteriza por presentar una fase freatomagmática explosiva seguida de erupciones estilo estromboliano, que produjeron rocas alcalinas emitidas durante un periodo de al menos 3 millones de años.

El CVW es un campo remanente de edad Mioceno (Németh y White, 2003), localizado a lo largo de un margen activo convergente entre las placas del Pacífico y Australia. La distribución de los centros volcánicos en este campo, está estructuralmente controlada por las fallas de la región, a las que están asociadas gran cantidad de edificios volcánicos.

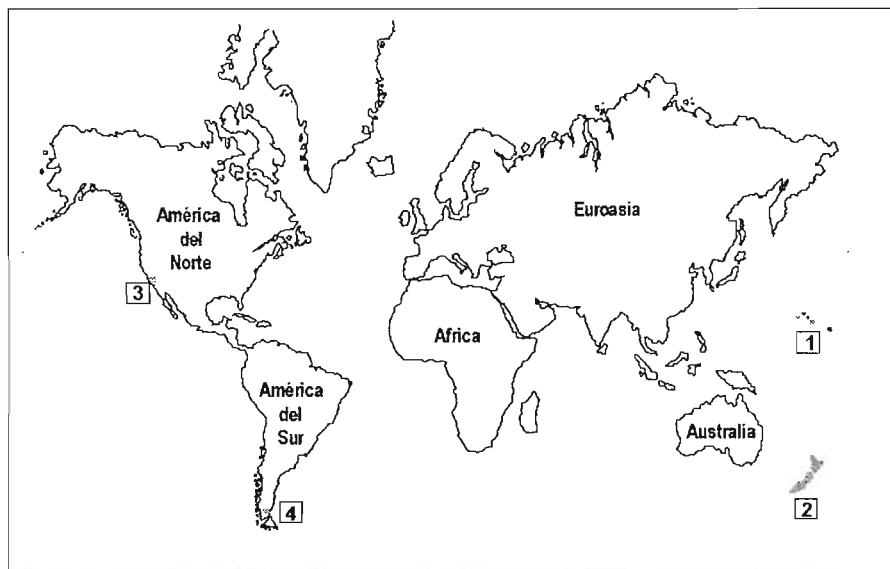


Figura 3.5. Campos volcánicos monogenéticos en el mundo
1=Mauna Kea, Hawái, 2= Waipiata, Nueva Zelanda, 3=San Francisco; EU, 4=Pali Aike, Argentina

Otro ejemplo es el *Campo Volcánico San Francisco (Estados Unidos)*; está integrado por aproximadamente 200 conos cineríticos, su actividad volcánica se llevó a cabo durante el Plioceno tardío, la cual generó flujos de lava de composición basáltica. De acuerdo con Settle, (1979), la distribución de los centros de emisión se relaciona a direcciones preferenciales de los sistemas de fallas localizadas al norte y este de San Francisco.

El *Campo Volcánico Pali Aike, Argentina*, (Mazzarini y D’Orazio, 2003; D’Orazio *et al.*, 2000), se localiza en el sureste de la Patagonia, en torno al cruce de las coordenadas 70°00’ de longitud

oeste y 52°00' de latitud sur; incluye 450 conos monogenéticos, cuya actividad monogenética produjo lavas de composición basáltica alcalina y basanítica, las que han sido fechadas entre 3.78 a 0.17 Ma, ubicando su actividad en el Plioceno-Cuaternario. Los aparatos volcánicos de este campo se orientan hacia el ENE-WSW y NW-SE, direcciones que corresponden a la convergencia de las placas Sudamericana y Antártica y por el movimiento transcurrente de la Placa Sudamérica.

Finalmente, el *Campo Volcánico Mauna Kea, Hawaii, CVMK*, (Settle, 1979; Porter, 1972), es otro ejemplo de campo volcánico asociado a grandes volcanes, en este caso al Mauna Kea. Consiste de 300 conos cineríticos, emplazados en tres direcciones principales que coinciden con zonas de fracturas en torno al volcán, esto es al oeste, noreste y sureste, separadas entre sí 120° y con longitudes de 10 a 15 Km. El CVMK, fue emplazado durante un periodo de erupción de lavas de composición basáltico alcalina hace 0.3 millones de años.

3.2. Campo Volcánico de Xalapa (CVX)

Se identificaron 20 aparatos volcánicos en el Campo Volcánico de Xalapa (Tabla 3.1), sus productos volcánicos se encuentran enmarcados en un área de 905 Km², distribuidos principalmente en la porción oeste y sur del área de estudio (Figura 3.6), mientras que sus derrames se encuentran cubriendo un área efectiva de aproximadamente 320 Km². La densidad de conos en el CVX es de 2.2 conos/100 Km².

En la Tabla 3.1 se enlistan cada uno de los volcanes que integran el CVX, su nombre, coordenadas de localización y tipo de estructura, mientras que la figura 3.6 muestra la distribución de los conos. Cabe mencionar que varios de los volcanes no se encuentran identificados bajo ningún nombre en las cartas topográficas, por lo cual les fue asignado un nombre relacionado con la población más cercana a ellos o con adjetivos que los identificaron en el momento de la visita en campo.

Tabla 3.1.
Aparatos volcánicos del Campo Volcánico de Xalapa

No.	Nombre	Latitud	Longitud	Tipo	No	Nombre	Latitud	Longitud	Tipo
1	Macuiltepetl	19°32'54"	96°55'09"	CE	11	Culebras	19°27'45"	96°57'42"	CE
2	El Estropajo	19°33'40"	96°57'31"	CE	12	San Marcos	19°24'40"	96° 59' 0"	CE
3	Colorado 1	19°32'30"	96°56'44"	CE	13	Zimpizahua	19°25'47"	96°57'05"	CE
4	Colorado 2	19°34'18"	96° 59' 0"	CE	14	C. Grande	19°27'30"	96° 55' 0"	CE
5	"Tlalnehuayocan"	19° 34' 5"	96° 58' 0"	CL	15	Malinche	19°26'50"	96° 54' 5"	CE
6	Gordo 1	19°35'15"	96° 50' 6"	CE	16	Las Lomas	19°27'30"	96° 53' 0"	CE
7	"Mocho"	19°35'09"	96°51'09"	CE	17	"La Araña"	19° 28' 0"	96° 52' 4"	CL
8	"Pitaya"	19°30'25"	96°57'30"	CL	18	Pinoltepec	19° 25' 8"	96°44'10"	CL
9	"Las Cruces"	19°32'30"	96°49'58"	AP	19	C Gordo 2	19°25'45"	96°41'10"	CL
10	Las Margaritas	19°29'55"	96°54'40"	VE	20	Cerro Chato	19°32'54"	96°40'50"	CL

* Los volcanes entre comillas carecen de nombre en las cartas topográficas, por lo que les fue asignado nombre

CE-Cono de escoria; CL-Cono de lava; VE-Volcán tipo Escudo; AP-Anillo piroclástico

Los volcanes enlistados del 1 al 10 se encuentran en la Carta Xalapa; los del 11 al 20, se encuentran en la carta Coatepec

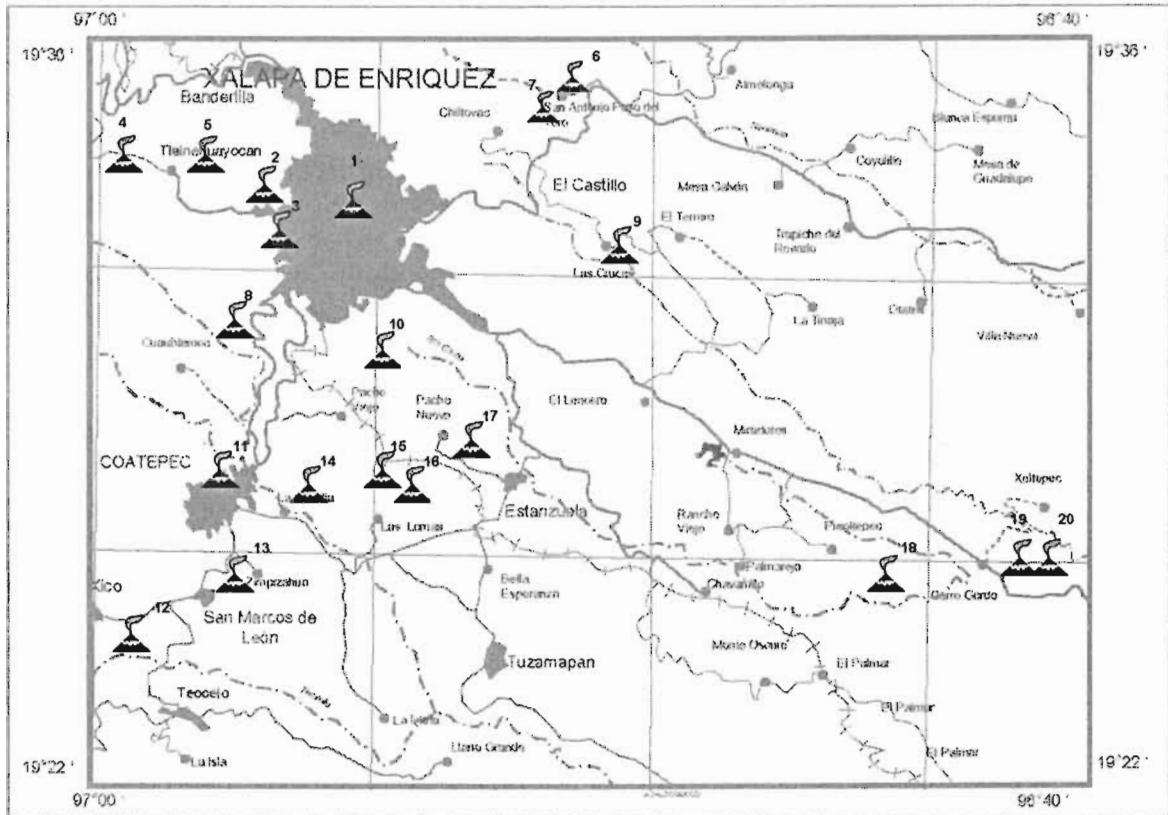


Figura 3.6. Localización de los volcanes en el área de estudio. 1=Macuiltepetl, 2= El Estropajo, 3=C Colorado 1, 4=Colorado 2, 5=Tlalnehuayocan, 6=Gordo 1, 7=Mocho, 8=Pinoltepec, 9=Las Cruces, 10=Las Margaritas, 11=Las Culebras, 12=San Marcos, 13=Zimpizahua, 14=Grande, 15=Malinche, 16=Las Lomas, 17=Araña, 18=Pinoltepec, 19= Gordo 2, 20=Chato.

3.2.1. Morfometría de los volcanes

Los parámetros morfométricos se obtuvieron a partir de las cartas topográficas 1:50,000 de INEGI, considerando los criterios propuestos por Wood (1980a; 1980b), Hasenaka y Carmichael (1985a) y Hooper (1995), mismos que se ilustran en la figura 3.7.

Para delimitar el área de influencia de los derrames asociados a cada volcán, así como sus espesores, además de las observaciones directas en campo, fueron especialmente útiles las fotografías aéreas y los mapas topográficos, ya que en muchas ocasiones y debido a la espesa cubierta vegetal en el área, limitaba la visibilidad de las rocas. Para el cálculo de las áreas se empleó el software Arc View v.3.1. Así mismo, las fotografías y mapas se emplearon para obtener las características relacionadas con la dirección de transporte del material volcánico y distancia que recorrieron.

Para calcular el diámetro de la base del cono se tomó como límite el cambio abrupto del espaciado o pérdida de circularidad de las curvas topográficas, fue común encontrar los edificios volcánicos de este campo con formas elipsoidales, por lo que para obtener el diámetro de la base, se obtuvo un promedio aritmético considerando el diámetro mínimo y máximo.

La altura se calculó a partir de la diferencia entre la elevación promedio basal y la elevación máxima determinada en la cima; para obtener el diámetro de la cima o cráter, se consideró la curva topográfica más alta en el cono, cuando fue visible el cráter en las fotografías aéreas, se consideró el diámetro medido sobre éstas. Por otro lado, a partir de un modelo de elevación digital del área de estudio generado en el software Arc View, v3.1., se obtuvo la pendiente máxima de los edificios volcánicos.

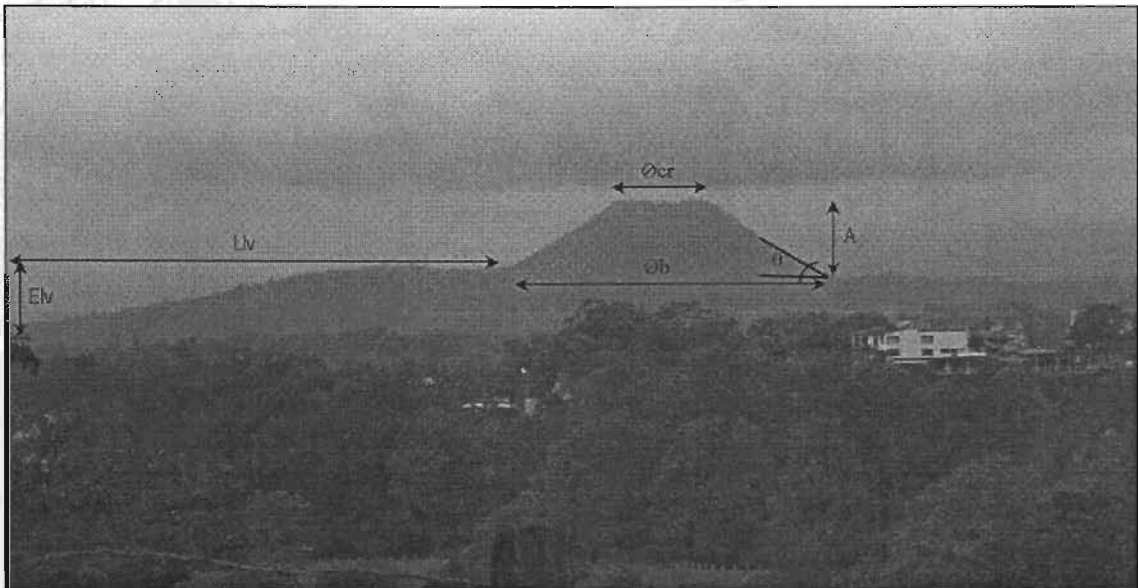


Figura 3.7. Parámetros morfométricos de los volcanes: Øcr=Diámetro del cráter, Øb=diámetro de la base del cono, θ=pendiente, A=altura, Llv=longitud del flujo de lava, Elv=espesor del flujo de lava

Finalmente, el volumen de los volcanes fue calculado a partir de la expresión que determina el volumen de un cono truncado:

$$V_c = (\pi A) \frac{1}{3} (R^2 + Rr + r^2)$$

En donde R es el radio del cráter o en su caso cima, r es el radio de la base del cono y A la altura del cono. R y r, se obtuvieron a partir de los diámetros promedio de la base del cono y cráter de los volcanes.

3.2.2. Descripción de los centros emisores

Dentro del Campo Volcánico de Xalapa, se identificaron 20 edificios volcánicos (ver mapa geológico, Figura 2.3), que fueron clasificados en 4 tipos de estructuras volcánicas, siendo éstas las siguientes:

Conos de Escoria: Esta es la expresión morfológica que predomina en los aparatos volcánicos del área de estudio; del total de los aparatos, 12 corresponden a conos de escoria, lo que representa el 60% de las estructuras (Mapa geológico, Figura 2.3).

Conos de lava: Después de los conos de escoria, los conos de lava, son las estructuras volcánicas más comunes en el CVX, de los 20 edificios volcánicos, 6 han sido clasificados como conos de lava, representando el 30%.

Volcán tipo escudo: Por su forma, el cerro conocido como Las Margaritas, se clasificó como un volcán tipo escudo; representa el 5% del total de los edificios volcánicos

Anillos piroclásticos: De las estructuras volcánicas en la región de Xalapa, solo el 5% corresponde a este tipo de estructuras que está representada por el volcán Las Cruces.

A fin de conocer los aparatos volcánicos presentes en el área de estudio, se describirán cada uno de éstos, considerando sus parámetros morfométricos y aspectos generales de los mismos, tales como, localización, tipo de estructura volcánica, forma, constitución, grado de erosión, así como dimensiones y características de los materiales producto de su actividad.

Conos de escoria

Volcán Macuiltepetl



<i>Localización:</i>	Centro de la zona urbana de la Ciudad de Xalapa
<i>Coordenadas:</i>	19° 32' 54", 96° 55' 09"
<i>Altitud:</i>	1,580 msnm
<i>Altura (A):</i>	60 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	568 m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	Tiene 3 cráteres con diámetros variables, ver texto
<i>Longitud de lava asociada (LV):</i>	21 Km
<i>Espesor de lava asociada (ELV):</i>	6 m
<i>θmax:</i>	35°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.10

Descripción:

El Volcán Macuiltepetl, es un cono de escoria escasamente erosionado; se caracteriza por presentar una forma de anfiteatro en la cima y 3 cráteres, uno en la porción noreste del aparato, el otro en la parte central del cono y un tercero en la porción SW del mismo.

El cráter central se encuentra prácticamente cubierto por una densa vegetación, a excepción de un área con dimensiones de 15 X 25 m. El cráter de la porción suroeste, tiene un diámetro mayor de 300 m, uno menor de 200 m aproximadamente y una profundidad de entre 15 y 20 m. Este cráter también presenta abundante vegetación, sin embargo, es posible observar que las paredes están constituidas por escoria de color rojo y negro, de tamaños variables, mientras que en la base se observan lavas.

Los flujos de lava asociados a este volcán son de composición basáltica a andesítica; presentan una estructura con fracturamiento de moderado a intenso, llegando a conformar bloques con

tamaño de hasta 2 m, son de color gris a gris oscuro, tornándose gris claro al intemperismo, en ocasiones, gris oscuro con manchones blancos; presentan textura afanítica con algunos cristales de color verde con dimensiones máximas de 4 mm.

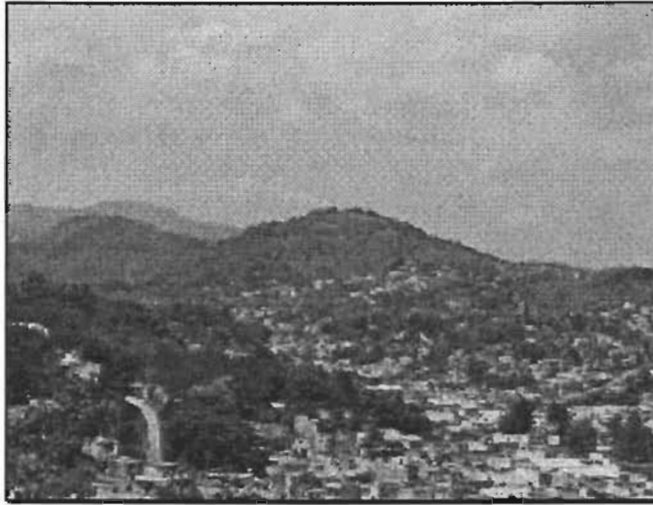
Las rocas asociadas a este cono, fueron vistas en diferentes puntos, observándose mucha similitud entre ellos, la única variación se relaciona con la vesicularidad, ya que en algunos puntos, ésta es muy elevada y en otros las rocas son más densas.

Uno de los aspectos que hace importante a este volcán es el área que cubren sus lavas, las cuales se distribuyen de forma radial entre 3 y 4 Km aproximadamente a partir de la fuente, posteriormente muestran una marcada tendencia hacia el sureste, hasta el límite este del área de estudio, esto es a la altura del poblado de Cerro Gordo, recorriendo así una distancia de 27.5 Km. Cabe mencionar, que entre los poblados de El Lencero y Miradores del Mar, los derrames están cubiertos parcialmente por depósitos de lahar de no más de 1.5 m de espesor.

El área que cubren las lavas de este volcán se calculó en 127 Km²; en cuanto a los espesores, en algunas localidades se observaron afloramientos de 2 m, sin embargo, en el punto XP4-125 es de 6 m. Solamente al este de la localidad XP4-138 se observó la base de los mismos, en este afloramiento los basaltos presentan una incipiente estructura prismática, con espesores máximos de 6 m. El volumen aproximado de lavas asociadas al Cerro Macuiltepetl es de 0.76 Km³.

El cono, sus laderas y los flujos de lava asociados se encuentran modificados por la acción antropogénica; en el caso del cráter localizado al SW, se ha creado un parque en el que se encuentra un circuito para corredores, un mirador e incluso un museo de aves, mientras que sobre sus lavas se encuentra asentada la Ciudad de Xalapa.

Volcán Estropajo



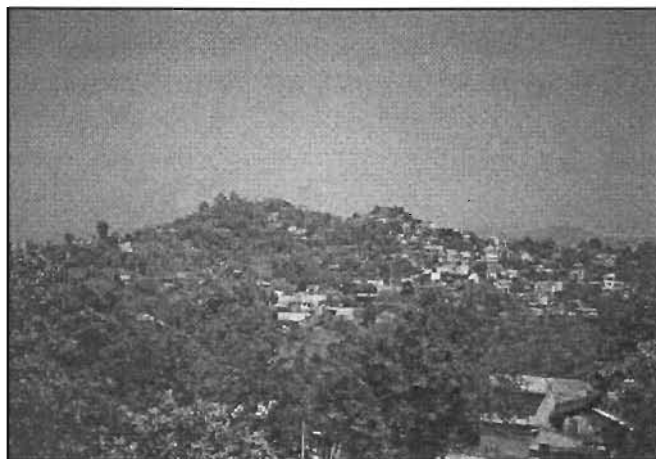
<i>Localización:</i>	1.5 Km al SE de Tlalnehuayocan
<i>Coordenadas:</i>	19° 33' 40", 96° 57' 31"
<i>Altitud:</i>	1,620 msnm
<i>Altura (A):</i>	60 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	550m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	130 m
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	3.3 Km
<i>θmax:</i>	27°
<i>Relación A Øb:</i>	0.10

Descripción:

Comúnmente, este cerro es conocido como El Estropajo, sin embargo, en los mapas topográficos se denomina Cerro La Estopa; para efectos del presente estudio, se denominará de la forma en que es conocido en la zona. Es un cono de escoria con formas redondeadas y ausencia de cráter; se encuentra cubierto por vegetación, por lo que sus productos volcánicos no son visibles, únicamente se observaron algunos bloques de lavas de color negro, densos y con textura afanítica. Cercano a la localidad XP04-69 hay un corte que permite ver el material producto de la alteración que subyace a la vegetación en este cono, el cual corresponde con un material de color café, de estructura masiva, espesor de 1 m y textura areno-arcillosa.

Aunque no es visible por la presencia del material antes mencionado y por la densa vegetación que lo cubre, la distribución de los depósitos asociados al Volcán El Estropajo se ha inferido por la expresión topográfica, la cual muestra una tendencia clara hacia el este, con una distancia máxima de 3.5 Km a partir del cono, el espesor promedio estimado es de 10 m y el volumen de material calculado es de 0.035 Km³.

Volcán Colorado 1



<i>Localización:</i>	2.7 Km al SW del C. Macuiltepetl
<i>Coordenadas:</i>	19° 32' 30", 96° 56' 44"
<i>Altitud:</i>	1,480 msnm
<i>Altura:</i>	40 m
<i>Diámetro de la base de cono ($\varnothing b$):</i>	450 m
<i>Diámetro del cráter ($\varnothing cr$):</i>	219 m
<i>Longitud de lava asociada (Lv):</i>	3.2 Km
<i>Espesor de lava asociada (E_{lv}):</i>	20 m
θ_{max} :	24°
<i>Relación $A/\varnothing b$:</i>	0.08

Descripción:

El Cerro Colorado 1 es un cono de escoria alargado en dirección NW-SE; esta estructura volcánica se encuentra en el límite oeste de la Ciudad de Xalapa, encontrándose totalmente urbanizado, por lo que su cono y depósitos han sido modificados.

Está constituido por un material de aspecto terroso de color café con textura arenosa, en el que se encuentran fragmentos irregulares y angulosos de color negro que se deshacen al tacto, hacia la base presenta fragmentos líticos de color más rojizo, tipo escoria con tamaños de 3 cm y fragmentos de 30 cm de roca basáltica vesiculada muy alterada. En la localidad XP4-138, se observa que debajo del material antes mencionado afloran lavas de color gris, con bloques menores a 1 m, con un alto grado de intemperismo y exfoliación concéntrica. En el punto XP04-67, también se observó la misma relación, lavas grises muy alteradas y escoriaáceas, con formas redondeadas y alto grado de intemperismo con un espesor de 2.5 m, sobreyacidas por un material terroso de color rojizo de 3 m de espesor, producto de la alteración del material que originalmente constituyó el cono.

Debido a la presencia del material terroso poco estable que sobreyace a las lavas en este aparato volcánico, se han presentado deslizamientos que se agudizan en época de lluvias, contribuyendo a modificar la morfología original no solo del cono, sino de sus derrames. Al igual que en el volcán El Estropajo, resulta complicado definir el alcance de las lavas así como su espesor, sin embargo, con base en la expresión topográfica, se ha determinado que los flujos de lava asociados a este cono pudieron haber alcanzado una distancia máxima de 4.8 Km en dirección sur-sureste, abarcando un área de 4.8 Km²; el volumen estimado es de 0.096 Km³.

Volcán Colorado 2



<i>Localización:</i>	2.5 Km al NW de Tlalnehuayocan
<i>Coordenadas:</i>	19° 34' 18", 96° 59' 50"
<i>Altitud:</i>	1,920 msnm
<i>Altura (A):</i>	42 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	295 m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	146
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	1.86 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	25 m
<i>θmax:</i>	40°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.142

Descripción:

El volcán Cerro Colorado 2, es un cono de escoria ligeramente alargado en dirección N-S, con pendientes abruptas que se suavizan al sur; la cima es plana y se ha empleado como zona de cultivo. En la ladera oeste del volcán y sobre un camino que corta la estructura, se observó que está constituido por escorias de color rojo, las cuales se encuentran en un estado avanzado de alteración.

El material volcánico asociado a este volcán se distribuyó hacia el este y sureste por espacio de 1.7 y 3.2 Km respectivamente, abarcando un área de 3.7 Km². Considerando un espesor promedio de 25 m, el volumen estimado de sus depósitos es de 0.092 Km³.

Volcán Cerro Gordo 1



<i>Localización:</i>	9.7 Km al NE de Xalapa
<i>Coordenadas:</i>	19° 35' 15", 96° 50' 16"
<i>Altitud:</i>	960 msnm
<i>Altura (A):</i>	55 m
<i>Diámetro de la base de cono (\varnothing_b):</i>	435 m
<i>Diámetro del cráter (\varnothing_{cr}):</i>	225 m
<i>Longitud de lava asociada (LIV):</i>	3.6 Km
<i>Espesor de lava asociada (EIV):</i>	35 m
<i>θ_{max}:</i>	39°
<i>Relación A/\varnothing_b:</i>	0.126

Descripción:

El volcán Cerro Gordo 1, es un cono de escoria poco erosionado, con cráter subredondeado y forma de tazón. Las escorias de las que está constituido son de color negro, con tamaños de pocos milímetros hasta 10 cm, algunas con brillos metálicos de color azul y dorado que conforman pseudoestratos dispuestos radialmente y con inclinaciones de 17°. Asociado a este aparato, se encuentra un flujo de basalto vesiculado, de color negro, afanítico, con cristales de olivino de color verde; las lavas tienen un espesor promedio de 35 m y una longitud máxima de 3.6 Km a partir de la fuente y dirigida al sureste; cubren un área de 7 Km² y se ha calculado un volumen de material emitido de 0.24 Km³.

Este aparato volcánico ha sido empleado como banco de material, por lo que el sector sur del mismo, se encuentra destruido. La superficie de lavas cercana al cono, es empleada como área de cultivo de caña de azúcar.

Volcán Mocho



<i>Localización:</i>	1.5 al NE de Chiltoyac
<i>Coordenadas:</i>	19° 35' 09", 96° 51' 09"
<i>Altitud:</i>	900 msnm
<i>Altura (A):</i>	45 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	175 m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	47 m
<i>θmax:</i>	+45°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.25

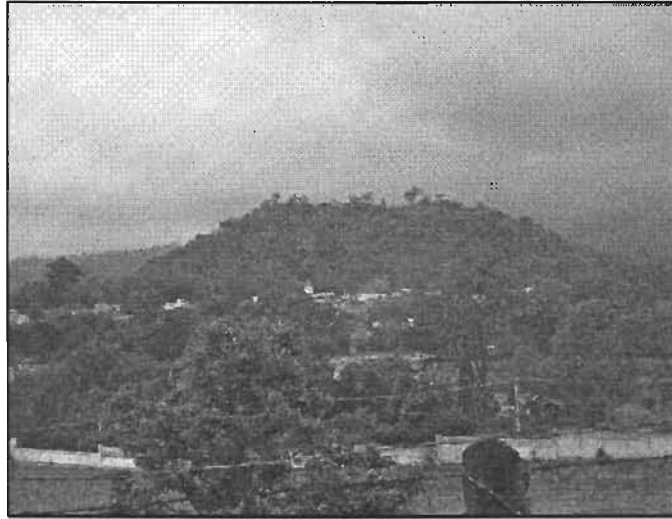
Descripción:

Este edificio volcánico es un claro ejemplo de estructuras volcánicas que fueron identificadas directamente en campo, ya que por la escala de las fotografías aéreas, así como en el mapa topográfico (representado con 2 curvas de nivel de 3 mm de diámetro) es una estructura difícil de identificar.

Es un cono de cima truncada, constituido por escorias de color rojizo que varían de tamaño desde la arena hasta fragmentos de 20 cm. Las lavas que se asocian a este cono, se observaron hacia la parte norte y corresponden con basaltos vesiculados afaníticos de color gris oscuro con cristales de olivino de color verde.

Debido al tipo de material del que está constituido este cono, ha sido utilizado como banco de material, por lo que la parte norte se encuentra totalmente destruida, dejándolo incompleto. A este volcán se le asignó el nombre de Cerro Mocho.

Volcán Las Culebras



<i>Localización:</i>	En la parte norte de Coatepec
<i>Coordenadas:</i>	19° 27' 45", 96° 57' 42"
<i>Altitud:</i>	1,300 msnm
<i>Altura (A):</i>	70 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	580m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	118 m
<i>Longitud de lava asociada (Liv):</i>	11.5 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	25 m
<i>θmax:</i>	39°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.12

Descripción:

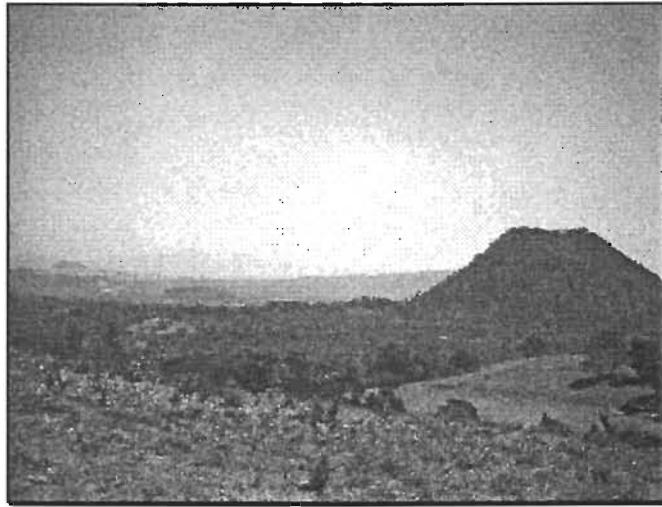
El Cerro Las Culebras es un cono de escoria poco erosionado y ligeramente alargado en dirección NE-SW, mientras que su cráter vacío se encuentra sensiblemente orientado en dirección NW-SE; está constituido por escorias de color negro, con dimensiones que varían de 2 cm a más de 10 cm, aunque eventualmente se presentan bloques de más de 30 cm.

Asociado a esta estructura, se presentan derrames de lava de composición basáltica, que se distribuyeron en dirección SE por espacio de 11.5 Km hasta la altura del poblado La Isleta, colindando así con los depósitos de lava del Volcán Zimpizahua y San Marcos.

El área que cubrieron los derrames de lava asociados a este volcán es de 36.5 Km², su espesor se ha calculado en 25 m, de lo cual se obtiene un volumen emitido de 0.9 Km³.

El cono de este volcán se encuentra cubierto por una densa vegetación y a su alrededor, se ha desarrollado la ciudad de Coatepec.

Volcán San Marcos



<i>Localización:</i>	2.5 Km al SW de San Marcos de León
<i>Coordenadas:</i>	19° 24' 40", 96° 59' 10"
<i>Altitud:</i>	1,440 msnm
<i>Altura (A):</i>	120 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	604 m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	79 m
<i>Longitud de lava asociada (Lv):</i>	10.3 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	30 m
<i>θmax:</i>	40°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.20

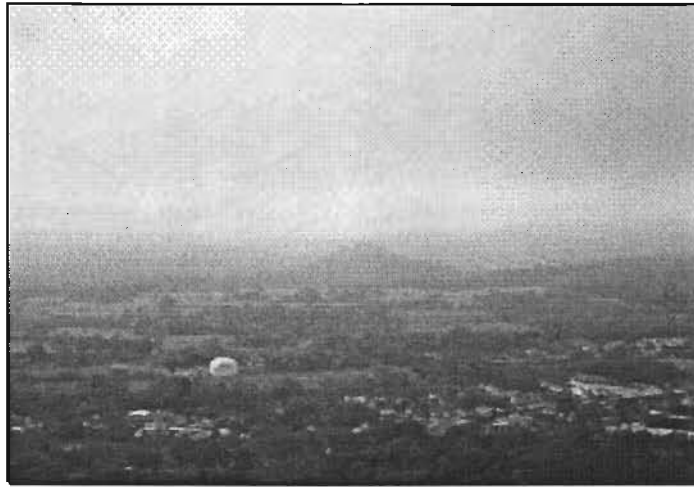
Descripción:

El Cerro San Marcos, es una de las estructuras volcánicas mejor preservadas, es un cono de escoria con base circular y con cráter alargado ligeramente en dirección E-W. Los primeros depósitos de este centro emisor corresponden con escoria de color rojizo oscuro, con espesores de 2 m, sobre los cuales se depositó un flujo de lava de composición andesítica que recorrió poco más de 10 Km en dirección sureste, limitando con los derrames de lava de los volcanes Zimpizahua y Las Culebras.

La superficie de este cono, así como la de sus productos se encuentra cubierta por densa vegetación endémica y por extensas plantaciones de café, desarrollando una superficie de suelo con espesor de hasta 1.5 m, que impide ver claramente la superficie de los flujos de lava, sin embargo, en sectores como en el límite sureste de sus lavas, se encuentran buenos afloramientos.

Tanto en las fotografías aéreas como en los mapas topográficos, la distribución de los productos de este volcán son fácilmente identificables, lo que facilitó el cálculo del área que cubren, calculándose en 32.7 Km²; el espesor de las lavas observado en el margen sureste es de 30 m, de lo cual se desprende un volumen aproximado de material emitido por este edificio de 0.98 Km³.

Volcán Zimpizahua



<i>Localización:</i>	1.7 Km al NE de San Marcos de León
<i>Coordenadas:</i>	19° 25' 47", 96° 57' 05"
<i>Altitud:</i>	1,180 msnm
<i>Altura (A):</i>	45 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	320
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	65 m
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	3 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	15 m
<i>θmax:</i>	35°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.14

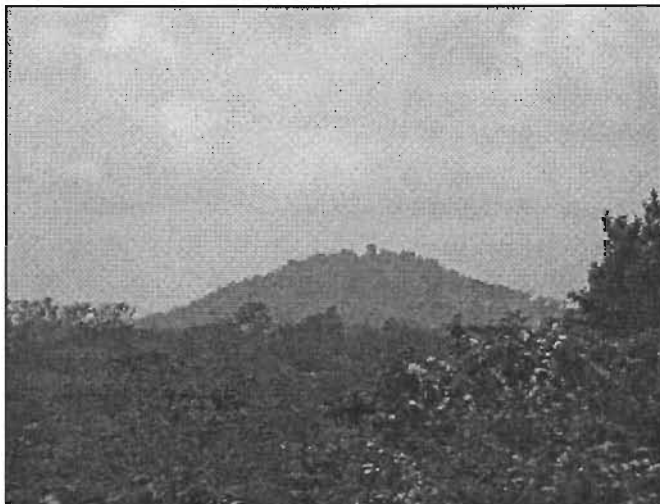
Descripción:

El Cerro Zimpizahua es un cono de escoria de forma circular, con un cráter de apenas 7 m de diámetro y tan solo 0.5 m de profundidad. Está constituido por escorias de color rojo, las cuales se encuentran en estado avanzado de alteración.

Asociado a este volcán se presenta un flujo de lava que avanzó 3 Km a partir de la fuente y en dirección SE, limitando con los derrames de lava del volcán Las Culebras en el sector noreste y con las lavas del volcán San Marcos en el límite sureste.

Las lavas de este volcán son de composición andesítica de color gris, parcialmente alteradas y cubren un área de 3 Km². El volumen de material emitido por esta estructura volcánica es de 0.045 Km³.

Volcán Malinche



<i>Localización:</i>	2.5 Km al SE de Pacho Viejo
<i>Coordenadas:</i>	19° 26' 50", 96° 54' 15"
<i>Altitud:</i>	1,320 msnm
<i>Altura (A):</i>	80 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	710 m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	116 m
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	3 Km al sur
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	10 m
<i>θmax:</i>	35°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.11

Descripción:

El volcán Malinche presenta una base en forma ligeramente triangular, mientras que su cima es subredondeada, con un cráter cuya profundidad es difícil de estimar debido a lo denso de la vegetación. Las pendientes de este cono son fuertes y regulares alrededor de la estructura.

El material que constituye el cono de este volcán se encuentra cubierto por suelo y vegetación sobre sus laderas; sin embargo, debido a la presencia de material de alteración similar al encontrado en otros conos de escoria, se deduce que está constituido por escorias que al alterarse producen este material rojizo presente en el edificio volcánico.

Asociado a este volcán se presentan derrames de lava de composición basáltica, con textura afanítica que se distribuyeron muy probablemente de forma radial, sin embargo, debido a la posterior actividad del volcán Las Lomas, ubicado a 1.3 Km al SE, los derrames del sector este y sureste fueron cubiertos por los depósitos del nuevo volcán, por lo que actualmente, las lavas asociadas al Volcán Malinche presentan una distribución radial pero solo hacia el sector oeste, cubriendo así, un área de 9 Km² y limitando con los derrames del volcán Cerro Grande. Considerando un espesor promedio del flujo de lava de 10 m, se estimó un volumen de emisión de 0.09 Km³.

Las laderas de este edificio se encuentran densamente cubiertas por vegetación endémica y por cafetales, mientras que sobre sus derrames es común la presencia de extensos cultivos de caña.

Volcán Cerro Grande



<i>Localización:</i>	1 Km al NE de La Orduña
<i>Coordenadas:</i>	19° 27' 30", 96° 55' 50"
<i>Altitud:</i>	1,240 msnm
<i>Altura (A):</i>	20 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	475 m
<i>Diámetro de la cima (Øcr):</i>	250
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	3.3 Km al SE y 3.3 Km al NE
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	8 m
<i>Ømax:</i>	28°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.04

Descripción:

El Cerro Grande es un cono de escorias con formas redondeadas y pendientes suaves, en donde la máxima altura no se encuentra hacia el centro de la estructura sino al sur de ésta, por lo que las pendientes hacia este sector se incrementan ligeramente.

Esta estructura está conformada por escorias en un estado avanzado de alteración; las lavas asociadas a este centro emisor son de composición basáltica de textura afanítica aunque con cristales de olivino.

Una de las particularidades de este volcán es que sus derrames se encuentran distribuidos tanto al norte como al sur del centro emisor y la distancia que alcanzaron fue de 3.3 Km en cada lado; el derrame del sur, muestra una dirección al SE. Los flujos de lava de este volcán limitan en su margen suroeste con los derrames del Cerro Las Culebras y en el margen norte-sur con los derrames del volcán Malinche. Las lavas asociadas a este volcán cubren un área de 10.4 Km² y un volumen aproximado de 0.08 Km³.

El cono del volcán se encuentra ocupado por plantíos de café, mientras que sobre la superficie de sus derrames se han desarrollado extensos cullivos de caña.

Volcán Las Lomas



<i>Localización:</i>	7 Km al E del C. Las Culebras
<i>Coordenadas:</i>	19° 27' 30", 96° 53' 30"
<i>Altitud:</i>	1,220 msnm
<i>Altura (A):</i>	40 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	470 m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	230 m
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	9.5 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	20 m
<i>θmax.:</i>	26°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.05

Descripción:

El Cerro Las Lomas, fue nombrado así, por la cercanía con el poblado del mismo nombre. Es un cono de escoria con base circular y cráter en forma de tazón con una altura estimada de 15 m. Está construido por escoria de color rojizo parcialmente alterada.

Los derrames de lava emitidos por este edificio volcánico son de composición basáltica, con textura afanítica y vesiculados, que fluyeron en dirección sureste a lo largo de 9.5 Km, cubriendo un área de 29 Km², con un espesor promedio de 20 m. El volumen estimado de emisión de este volcán es de 0.58 Km³.

Estas lavas se encuentran limitando en su margen oeste y suroeste con los derrames del volcán La Malinche y Culebras, respectivamente y en su límite noreste con las del volcán La Araña.

El cráter y laderas de este volcán se encuentran densamente ocupados por vegetación endémica y sobre los derrames se han desarrollado extensas áreas de cafetales y caña.

Conos de lava

Volcán Tlalnehuayocan



<i>Localización:</i>	En el poblado del mismo nombre
<i>Coordenadas:</i>	19° 34' 15", 96° 58' 40"
<i>Altitud:</i>	1,740 msnm
<i>Altura (A):</i>	50 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	615
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	150
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	3.2 Km
<i>θmax:</i>	25°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.06

Descripción:

A esta estructura le fue asignado el nombre de Tlalnehuayocan por la cercanía con el poblado del mismo nombre. Este edificio volcánico se identificó en campo, presenta una forma alargada con una ligera depresión correspondiente a su cráter; presenta bajo grado de erosión y pendientes abruptas ocupadas por vegetación endémica asociada al bosque de niebla.

Está conformado por depósitos masivos de lava de composición basáltico-andesítica, que de acuerdo con su expresión topográfica alcanzaron una distancia máxima de poco más de 1 Km en dirección este, con un área de influencia calculada en 1.9 Km² y un volumen de lava estimado en 0.015 Km³. El sector oeste del aparato limita con el material asociado con la actividad del Volcán Cerro Colorado 2 ubicado al oeste del Cerro Tlalnehuayocan.

La exposición de las rocas de este volcán es limitada, sólo en algunos sectores al suroeste del edificio fue posible observar algunos afloramientos, presentándose en bloques redondeados con avanzado estado de intemperismo.

Volcán Pitaya



<i>Localización:</i>	6 Km al SW del Cerro Macuiltepetl
<i>Coordenadas:</i>	19° 30' 25", 96° 57' 30"
<i>Altitud:</i>	1,420 msnm
<i>Altura (A):</i>	40 m
<i>Díámetro de la base de cono (\varnothing_b):</i>	640 m
<i>Díámetro del cráter (\varnothing_{cr}):</i>	345 m
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	3.5 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	15 m
<i>θ_{max}:</i>	31°
<i>Relación A/\varnothing_b:</i>	0.06

Descripción:

Al igual que el Volcán Mocho y Tlalnehuayocan, en los mapas topográficos, así como en las fotografías aéreas, no es identificable claramente como una estructura volcánica, sin embargo, en campo resulta evidente su forma cónica irregular y elongada en dirección NW-SE, muy erosionada. Sus productos consisten de un depósito de lava masiva, muy vesiculada y con un avanzado intemperismo, no obstante, se observa una textura porfídica de color gris oscuro, de la que sobresalen cristales tabulares de plagioclasa.

Los depósitos de lava de esta estructura volcánica, fluyeron inicialmente a lo largo de 1.2 Km en dirección NE, para posteriormente cambian su dirección hacia el sur, por lo que la distancia total recorrida es de 3.5 Km a partir de su fuente. El área de influencia de este material se calculó en 2.8 Km² y el volumen de material emitido estimado es de 0.042 Km³.

Para efectos del presente estudio, esta estructura se ha nombrado como Pitaya debido a la cercanía con la comunidad del mismo nombre.

Volcán La Araña



<i>Localización:</i>	1.2 Km al SE de Pacho Nuevo
<i>Coordenadas:</i>	19° 28' 00", 96° 52' 14"
<i>Altitud:</i>	1,120 msnm
<i>Altura (A):</i>	20 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	275 m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	125 m
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	9 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	15 m
<i>θmax:</i>	22°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.07

Descripción:

Para efectos del presente estudio, esta estructura ha sido identificada como La Araña, ya que en los mapas topográficos carece de nombre.

Se trata de un cono de lava con base y cima redondeadas, constituido por rocas de composición basáltica, dispuestas en bloques redondeados, de color gris oscuro, textura afanítica aunque con escasos fenocristales de olivino.

Sobre la cima y flancos de este volcán se ha desarrollado un suelo de color café con textura arenosa de 0.5 m de espesor, que sustenta plantíos de cafetales, así como una variada y densa vegetación sobre sus derrames, limitando la observación directa de las rocas que lo constituyen, sin embargo, con base en los mapas topográficos y las fotografías aéreas, es posible delimitar la influencia de los productos de este volcán, definiendo así, que fueron distribuidos en dirección sureste a lo largo de 9 Km.

El área que ocupan los depósitos de este volcán se calculó en 41.5 Km², mientras que el volumen emitido aproximado es de 0.62 Km³.

Volcán Pinoltepec



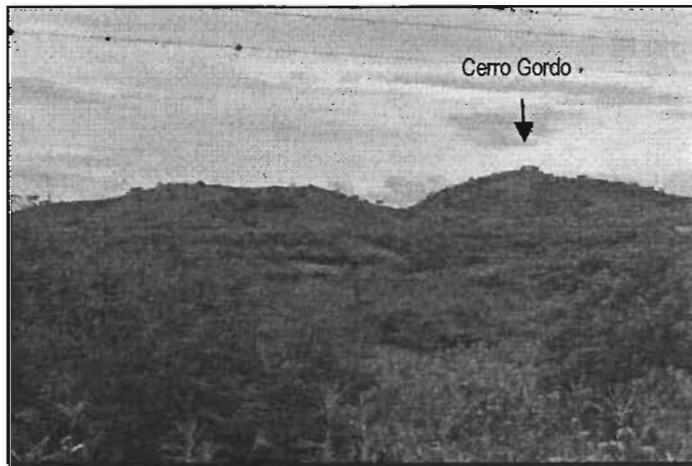
<i>Localización:</i>	2.2 Km al SE de Pinoltepec
<i>Coordenadas:</i>	19° 25' 28", 96° 44' 10"
<i>Altitud:</i>	780 msnm
<i>Altura (A):</i>	40 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	448 m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	133 m
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	2.2-2.8 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	12 m
<i>θmax:</i>	28°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.09

Descripción:

Se trata de un cono de lava de poco más de 40 m de altura, con base circular y cima en forma de anfiteatro abierto al S-SE. Está constituido por lava de composición basáltica de color gris oscuro y textura afanítica que engloba algunos cristales de olivino ligeramente alterados. Las lavas de este volcán se distribuyeron principalmente en dos direcciones a partir del cono, una al noroeste con una distancia de 2.2 Km y la otra al noreste a una distancia de 2.8 Km. El área que cubrieron sus lavas es de 3.7 Km²; y el volumen de lava emitido se estima en 0.04 Km³.

Los mejores afloramientos de los productos de este volcán se observan en el punto XP03-17 (mapa geológico, Figura 2.3). Sobre la superficie de este cono se han desarrollado plantíos de caña de azúcar, mientras que sobre sus flujos de lava se presenta vegetación endémica.

Volcán Cerro Gordo 2



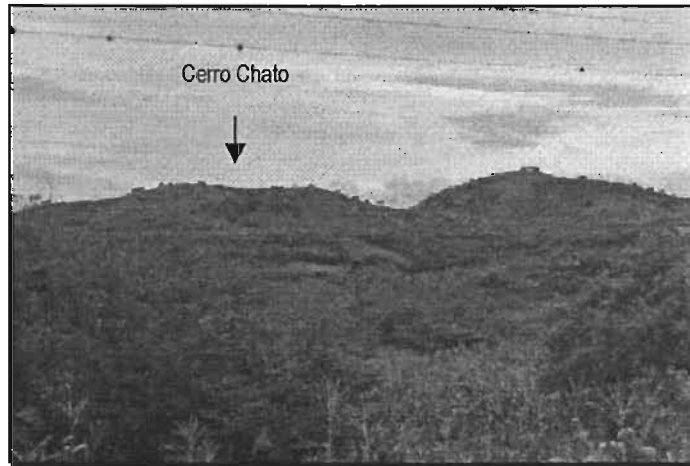
<i>Localización:</i>	1.5 Km al SE del poblado Cerro Gordo
<i>Coordenadas:</i>	19° 25' 45", 96° 41' 10"
<i>Altitud:</i>	640 msnm
<i>Altura (A):</i>	60 m
<i>Díámetro de la base de cono ($\varnothing b$):</i>	613 m
<i>Díámetro del cráter ($\varnothing cr$):</i>	130 m
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	2 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	10 m
<i>θ_{max}:</i>	26°
<i>Relación A/$\varnothing b$:</i>	0.09

Descripción:

El Cerro Gordo 2, es un cono de lava con cima circular y base elíptica cuyo eje mayor se orienta en dirección NW-SE. Los productos de este volcán se distribuyen en forma de abanico hacia el norte por espacio de no más de 2 Km y pueden observarse en el punto XP03-02 (Figura 2.3), en donde se observan las etapas eruptivas de este volcán, la primera, corresponde con un derrame de basaltos de color negro muy fracturados. Una segunda etapa está representada por depósitos de escoria de color negro que intemperizan en colores rojizos y que presentan tamaños que varían entre 0.3 y 15 cm.

El área de influencia de sus lavas es de 2.7 Km², con un espesor de 10 m y un volumen de 0.027 Km³; las lavas de este volcán limitan en su margen este con los derrames del Cerro Chato.

Volcán Cerro Chato



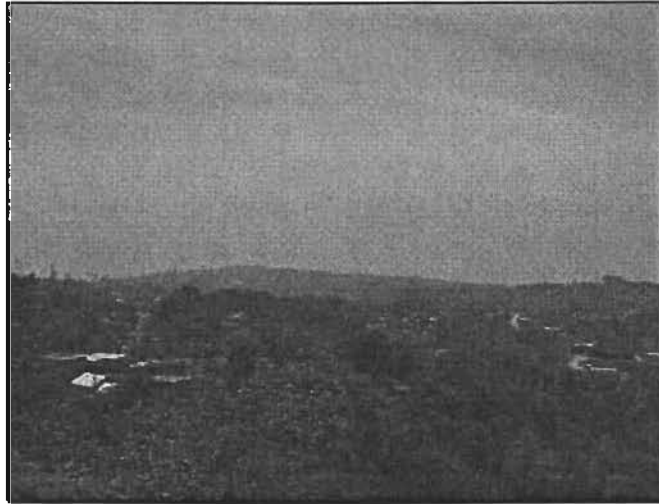
<i>Localización:</i>	500 m al este del Volcán Cerro Gordo
<i>Coordenadas:</i>	19° 32' 54", 96° 40' 50"
<i>Altitud:</i>	600 msnm
<i>Altura (A):</i>	40 m
<i>Diámetro de la base de cono (Øb):</i>	570 m
<i>Diámetro del cráter (Øcr):</i>	310 m
<i>Longitud de lava asociada (Llv):</i>	1.8 Km
<i>Espesor de lava asociada (Elv):</i>	10 m
<i>θmax:</i>	23°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.07

Descripción:

Este edificio volcánico corresponde con un cono de lava con base irregular y cima en forma de anfiteatro abierta al norte; está constituido por flujos de lava de composición basáltica, que se distribuyeron en dirección noreste a una distancia máxima de 1.8 Km. El área de sus depósitos se calculó en 2 Km², mientras que su volumen estimado es de 0.02 Km³.

La margen noroeste de sus flujos limita con los del Cerro Gordo 2 y al igual que este, la superficie de sus depósitos se encuentra ocupada por vegetación endémica.

Volcán tipo Escudo **Volcán Las Margaritas**



Localización: 6 Km al sur del Volcán Macuiltepetl
Coordenadas: 19° 29' 55", 96° 54' 40"
Altitud: 1,480 msnm
Altura (A): 260 m
Longitud de la base de cono (Øb): 6.5 Km
θ=pendiente: 24°

Descripción:

El volcán Las Margaritas a diferencia de los anteriormente citados, es un edificio de grandes dimensiones, con forma alargada en dirección E-W, carece de evidente centro emisor, puesto que su cima se presenta también alargada y con altitudes heterogéneas. Se identificaron por lo menos tres derrames de lava diferentes, debido a esto y a la forma de su estructura, se ha clasificado como un volcán tipo escudo.

En la base de esta estructura (punto XP4-152, Figura 2.3) se observaron lavas densas de color gris con abundantes cristales de color blanco lechoso con formas alargadas de plagioclasa, inmersos en una matriz afanítica de color gris; tiene la apariencia de estar medianamente alterada mostrando superficies de intemperismo de color café amarillento.

Sobre las rocas anteriores, se presenta un derrame de lava de color gris, con abundantes cristales de color oscuro, algunos alargados otros redondeados de pocos mm de tamaño, los cuales se encuentran englobados por una matriz. Sobreyaciendo a estos derrames, se observan rocas dispuestas en bloques subredondeados, de color gris y con una textura afanítica.

Hacia la cima del volcán, se presentan bloques angulosos de basaltos con un estado de alteración muy avanzado, pero en los que aún es posible distinguir los cristales tabulares de hasta 4 mm de largo de las

plagioclasas y cristales subredondeados de color rojizo correspondientes con ferromagnesianos, también alterados.

La cima de este volcán es muy irregular, presenta depresiones, pero sin poder asegurar que correspondan al cráter como tal. Así mismo, su forma en general es muy irregular por lo cual no se hace una estimación para determinar el volumen de la estructura y los derrames de lava asociados a él.

La superficie de las laderas así como la cima de esta estructura se encuentra ocupada por vegetación endémica y por grandes sembradíos de maíz y cafetales. Así mismo, el cerro se encuentra medianamente urbanizado en el sector este, mientras que en su porción noreste se han desarrollado grandes fraccionamientos, que han afectado las pendientes originales del cerro.

El nombre por el que es conocido este cerro es Las Margaritas, sin embargo, en las cartas topográficas se identifica con el nombre de Cerro El Águila, para efectos de este trabajo se ha empleado el nombre por el cual es conocido en la región.

Anillo Piroclástico **Volcán Las Cruces**



<i>Localización:</i>	9.7 Km al este del C. Macuiltepetl
<i>Coordenadas:</i>	19° 32' 30", 96° 49' 58"
<i>Altitud:</i>	1,200 msnm
<i>Altura (A):</i>	30 m
<i>Díámetro de la base de cono (Øb):</i>	565 m
<i>Díámetro del cráter (Øcr):</i>	230 m
<i>Longitud de lava asociada (Liv):</i>	2 Km al E; 1.2 al N
<i>Espesor de lava asociada (Eiv):</i>	15 m
<i>θ=pendiente:</i>	23°
<i>Relación A/Øb:</i>	0.05

Descripción:

Este edificio volcánico, al igual que otros mencionados anteriormente, ha sido identificado en campo y se le ha asignado el nombre de Las Cruces, ya que se encuentra al sur del poblado del mismo nombre.

Se trata de un anillo piroclástico al cual está asociado un depósito de flujo piroclástico con matriz de color blanco en la que están inmersos gran cantidad de líticos subredondeados de color café, los que se encuentran intemperizados y por tanto dejan huellas de color rojizo; se encuentran además gran cantidad de líticos de color negro con tamaño de 1 mm.

El material producto de la actividad de este volcán se distribuyó en dirección sureste, cubriendo un área de 2.75 Km², presentando un espesor medio de 15 m y por tanto un volumen de 0.041 Km³.

La Tabla 3.2 resume los parámetros morfométricos y volúmenes de cada uno de los volcanes descritos anteriormente.

Tabla 3.2. Resumen de los parámetros morfométricos de los volcanes del Campo Volcánico de Xalapa

No.	Tipo	Nombre del volcán	Latitud	Longitud	Diámetro de base promedio Øb (m)	Diámetro de cráter, Øcr (m)	Altura A (m)	I_j A / Øb	Pendiente máxima, θ (°)	Volumen del cono (Km³)	Volumen de material emitido (Km³)
1	Cono de escorias	Macuiltepetl	19° 32' 54"	96° 55' 09"	568	250	60	0.10	35°	0.00815	0.76
2		El Estropajo	19° 33' 40"	96° 57' 31"	550	130	60	0.10	27°	0.0064	0.035
3		Colorado 1	19° 32' 30"	96° 56' 44"	450	219	40	0.08	24°	0.00365	0.096
4		Colorado 2	19° 34' 18"	96° 59' 50"	295	146	42	0.142	40°	0.00165	0.092
5		Gordo 1	19° 35' 15"	96° 50' 16"	435	225	55	0.126	39°	0.00454	0.24
6		Mocho	19° 35' 09"	96° 51' 09"	175	47	45	0.25	+45°	0.00048	
7		Las Culebras	19° 27' 45"	96° 57' 42"	580	118	70	0.12	39°	0.00746	0.9
8		San Marcos	19° 24' 40"	96° 59' 10"	604	79	120	0.20	40°	0.0132	0.98
9		Zimpizahua	19° 25' 47"	96° 57' 05"	320	65	45	0.14	35°	0.00133	0.045
10		Malinche	19° 26' 50"	96° 54' 15"	710	116	80	0.11	35°	0.0109	0.09
11		Cerro Grande	19° 27' 30"	96° 55' 50"	475	250	20	0.04	28°	0.0021	0.08
12		Las Lomas	19° 27' 30"	96° 53' 30"	470	230	40	0.05	26°	0.00400	0.58
13	Conos de lava	Tlalnehuayocan	19° 34' 15"	96° 58' 40"	615	150	50	0.06	25°	0.00645	0.015
14		Pitaya	19° 30' 25"	96° 57' 30"	640	345	40	0.06	31°	0.00785	0.042
15		La Araña	19° 28' 00"	96° 52' 14"	275	125	20	0.07	22°	0.000658	0.62
16		Pinoltepec	19° 25' 28"	96° 44' 10"	448	133	40	0.09	28°	0.00291	0.04
17		Cerro Gordo 2	19° 25' 45"	96° 41' 10"	613	130	60	0.09	26°	0.00742	0.027
18		Cerro Chato	19° 25' 45.5"	96° 40' 50"	570	310	40	0.07	23°	0.00626	0.02
19	E	Las Margaritas	19° 29' 55"	96° 54' 40"	6.5*	*	260	0.04	24°	-	-
20	A P	Las Cruces	19° 32' 30"	96° 49' 58"	565	230	30	0.05	23°	0.00394	0.041
Volumen total										0.099348	4.7

I_j , índice de juventud; E- Escudo, AP, Anillo Piroclástico. * no presentan un cráter visible y la cima es irregular, por lo que no se asigna valor

3.2.3. Volumen emitido

Resulta una tarea compleja calcular volúmenes de emisión en campos volcánicos monogenéticos, debido a la cercanía de los conos, lo que provoca la yuxtaposición de los derrames asociados a ellos. De esta forma en muchas ocasiones se dificulta la medición de sus espesores individuales, circunstancia que se acentúa en zonas que presentan una densa cubierta vegetal que no permite observar ni los límites de los derrames, ni las bases de los mismos. Estas condiciones están presentes en el CVX, sin embargo, una estimación del volumen fue calculada en $\sim 4.7 \text{ Km}^3$ para el CVX (Tabla 3.2), en el que se identificaron, al menos 20 volcanes enmarcados en un área de aproximadamente 905 Km^2 .

Adicionalmente fue estimado el volumen de los conos en $\sim 0.099 \text{ Km}^3$, de tal forma, que el volumen total de emisión es de $\sim 4.8 \text{ Km}^3$, dato que determina una tasa de emisión de $0.12 \text{ Km}^3/1,000$ años.

Naturalmente, el volumen de emisión del CVX es el más bajo reportado hasta ahora en campos volcánicos monogenéticos en México. Esta baja emisión de material, responde a las características propias del CVX, como lo es el número de aparatos volcánicos; en este sentido, en el CVMG por ejemplo, se reportan más de 1000 volcanes, que emitieron un volumen de $\sim 31 \text{ Km}^3$ a una tasa de $0.8 \text{ Km}^3/1000$ años, el CVSC con 221 estructuras volcánicas, emitió un volumen de $\sim 470 \text{ Km}^3$ a una tasa de $11.5 \text{ Km}^3/1000$ años y para el CVVB se estimó una tasa de erupción de $0.06133 \text{ Km}^3/1000$ años.

El número de volcanes también impacta sobre la extensión en zonas volcánicas, por lo que en este sentido, el CVX también resulta ser pequeño en relación a los otros campos volcánicos, puesto que el CVSC tiene un área de $2,400 \text{ Km}^2$, el CVVB $3,703 \text{ Km}^2$, el CVJ, $2,669 \text{ Km}^2$, en tanto que el CVMG con sus $15,000 \text{ Km}^2$ y más de 1000 aparatos volcánicos resulta ser el campo volcánico monogenético más grande en México.

3.2.4. Edad

No se realizaron dataciones radiométricas de ninguno de los volcanes del área de estudio, por lo que para estimar la edad del vulcanismo, se retomó lo reportado en la bibliografía, así como consideraciones morfológicas y morfométricas planteadas por autores tales como Porter (1972), Wood (1980a; 1980b), Hasenaka y Carmichael (1985a), Hooper (1995) y Siebert y Carrasco (2002), para obtener edades relativas de los volcanes monogenéticos.

Negendank *et al.* (1985) reporta en rocas de la región de Xalapa una edad de Pleistoceno tardío-Holoceno, mientras que Siebert y Carrasco (2002), con base en fechamientos de muestras de los volcanes cercanos a la región de Xalapa y en aspectos morfométricos, asignaron al Cerro Macuiltepetl, una edad de Pleistoceno, comprendida entre 43,350 y 40,060 años.

Por otra parte, dentro del contexto morfológico y morfométrico, Wood (1980a), Hasenaka y Carmichael (1985a) y Hooper (1995), han reportado que la morfología de un cono depende de su estado erosivo, por lo que parámetros tales como la relación $A/\varnothing b$ y pendientes, tienden a

disminuir con el paso del tiempo. Así mismo, el grado de vegetación, suelos y desarrollo agrícola sobre las superficies de los flujos de lava, puede proporcionar información sobre su edad relativa. Con base en esto y en términos generales se establece que conos jóvenes mostrarán cimas truncadas, cráteres vacíos, pendientes mayores a los 30° y generalmente ausencia de grietas; por el contrario, los conos erosionados mostrarán pendientes menos abruptas, ausencia de cráteres y grietas en las laderas del cono, mientras que superficies de flujos de lava antiguos, presentarán gran desarrollo de vegetación natural y agrícola, denotando un estado avanzado de erosión, lo que permitió la formación de suelo y por tanto el sustento de vegetación.

Análisis morfométricos calibrados con dataciones isotópicas, fueron empleados por Boomfield (1975), Hasenaka y Carmichael (1985a), Aguirre *et al.* (2005) y Jaimes (2004), para determinar edades relativas en los campos volcánicos Sierra Chichinautzin, Michoacán-Guanajuato y Valle de Bravo, obteniendo una buena correlación.

Retomando los criterios morfológicos y morfométricos anteriores, se generó la Tabla 3.3, en la que se presentan las características de los conos y sus derrames del CVX.

Tabla 3.3. Características morfológicas de los volcanes del CVX para determinar edades relativas

Nombre del cono	Pendiente	A/Øb	Tipo de vegetación	Morfología del aparato	Morfología del flujo
Grupo A. Relativamente más recientes					
Macuiltepetl	Las	Fluctúan	Matorrales, zonas	Generalmente	En algunos casos es
C Colorado 2*	pendientes	entre	sin vegetación y	presentan formas	posible observar
C Gordo 1	varían entre	0.11 y	presencia de	circulares bien	leves, límites de
Mocho	30° a más	0.25	cafetales. Pueden	preservadas, con bajo	márgenes de lava,
Las Culebras	de 45°		no presentar	grado de disección. A	claros y abruptos.
San Marcos			vegetación, como	excepción del Volcán	Son atravesados por
Zimpizahua			en el caso del	Mocho, todos	corrientes
			Volcán Mocho	presentan cráteres en	superficiales
				forma de tazón, en	
				algunos casos	
				modificados sólo por	
				acción antropogénica.	
Grupo B. Relativamente más antiguos					
C Gordo 2**	Las	Fluctúa	Presentan	A excepción del	Comúnmente no es
Chato**	pendientes	entre	vegetación	Volcán La Araña y	posible observar las
Pitaya	varían entre	0.05 y	endémica y amplios	Las Lomas, los	paredes de sus
C Colorado 1	24° y 30°	0.12	cultivos de caña y	demás volcanes	flujos, muchos de
El Estropajo			cafetales	presentan formas	ellos se encuentran
C Grande				ligeramente alargadas	en estado avanzado
Malinche				y en ocasiones	de alteración, de tal
Las Lomas				redondeadas	forma que son más
La Araña				irregulares, pero con	susceptibles a los
Pinoltepec				alto grado de	procesos de erosión,
Tlalnehuayocan				disección	debido a lo cual no
Las Margaritas					presentan
Las Cruces					continuidad espacial.

*Algunas excepciones en la tabla anterior corresponden, para el Grupo A, al Volcán Colorado 2, el cual muestra un estado avanzado de alteración de las escorias que lo conforman, sin embargo presenta valores elevados tanto de pendiente como de A/Øb, por lo cual fue integrado dentro del grupo de conos más recientes.

**En el caso del Grupo B, el Volcán Cerro Gordo y Chato, presentan bajos valores tanto de pendiente como de A/Øb, sin embargo, sus productos se presentan poco alterados

Del análisis morfométrico aplicado en volcanes de la Sierra Chichinautzin, Bloomfield (1975) reportó que la relación de $A/\emptyset b$ para conos de edad Holoceno es de 0.21 y de 0.19 para conos del Pleistoceno; por su parte Porter (1972), reporta valores de 0.22 para conos de reciente aparición; Hasenaka y Carmichael (1985a) obtuvieron valores de $A/\emptyset b$ de 0.17 a 0.24 y pendientes de 29° a 34° para conos de menos de 40,000 años y valores de 0 a 0.24 y pendientes menores a 29° para conos más antiguos. Recientemente, Siebert y Carrasco (2002), presentaron valores de $A/\emptyset b$ superiores a 0.168 y pendientes mayores a 30° para conos de Edad Holoceno Temprano o Pleistoceno Tardío y valores de $A/\emptyset b$ menores a 0.18 y pendientes por debajo de los 30° para conos del Pleistoceno

Hooper (1995), con base en la relación de altura y diámetro de base de los conos ($A/\emptyset b$), propone índices de juventud, los cuales contribuyen a determinar las edades relativas de los aparatos, estableciendo que a mayor índice de juventud los conos son más jóvenes y viceversa. Los índices de juventud y su edad en años correspondiente se presentan en la tabla siguiente.

Tabla 3.4. Índices de juventud para determinación de edades relativas en volcanes monogenéticos (Tomado de Hooper, 1995)

Índice de Juventud $A/\emptyset b$	Edad relativa (años)
$> 0.18 \pm 0.039$	0 – 10,000
$0.16 - 0.18 \pm 0.027$	10,000 - 25,000
$0.146 - 0.158 \pm 0.038$	25,000 – 40,000
$< 0.145 \pm 0.026$	> 40,000

Cabe considerar que parte de los errores que puedan presentarse en una estimación de edad relativa basada en la morfología de los conos y sus flujos, se debe al clima, puesto que resulta un factor determinante en los procesos erosivos; bajo este esquema, la región de Xalapa, presenta un clima templado-húmedo, con lluvias todo el año, precipitaciones de 1,509 mm anuales, temperaturas que oscilan entre los 18° y 22° y porcentajes de humedad mayores al 50%.

Con este escenario climático, los procesos de intemperismo son acentuados, haciéndose evidente a través de la cubierta vegetal y el desarrollo de suelos de hasta 1.5 m; así mismo, las rocas presentan superficies de intemperismo incluso de varios centímetros de espesor. De igual forma, en algunos conos de escoria, se ven acentuados los procesos de intemperismo, los cuales se encuentran en un estado avanzado de alteración, pero dejando ver que el material original correspondió con escoria volcánica. Aún con estas circunstancias, es posible considerar las edades relativas obtenidas con la morfometría y morfología de los volcanes.

Con base en lo anteriormente expuesto, se determina que los aparatos volcánicos de la región de Xalapa pueden ser divididos morfológicamente en tres grupos:

- 1) El más antiguo de edad Pleistoceno (>40,000 años) en el que se incluyen conos con pendientes entre 22° y 35°, valores de $A/\emptyset b$ que varían entre 0.04 y 0.11 y flujos de lava con alto grado de desarrollo de vegetación y pérdida de estructuras primarias. Dentro de este primer grupo se incluye la mayoría de los volcanes (Tabla 3.5).

2) Un segundo grupo también del Pleistoceno (40,000 - 25,000 años), incluye los volcanes con índices de juventud de 0.12 a 0.142 y pendientes que varían entre los 35° y 40°. Dentro de este grupo se integran 4 de los 20 volcanes.

3) El grupo más joven es de edad Holoceno (<10,000 – 0 años), lo constituyen los volcanes San Marcos y Mocho, los cuales presentan pendientes de 40° y +45° e índices de juventud de 0.20 y 0.25, respectivamente (Tabla 3.5).

La Tabla 3.5 resume los parámetros morfométricos de los volcanes con los cuales se determinó su edad relativa, de acuerdo con Hooper (1995).

Tabla 3.5. Edades relativas de los volcanes del CVX de acuerdo con los criterios de Hooper (1995)

Edad	Holoceno		Pleistoceno	
Intervalo en años	<10,000		25,000 – 40,000	
A/Øb	0.25 – 0.20		0.142 - 0.12	
Pendiente	40° y 45°		35° y 40°	
Volcanes	<ul style="list-style-type: none"> • San Marcos • Mocho 	<ul style="list-style-type: none"> • Zmpizahua • Colorado 2 • Cerro Gordo 1 • Culebras 	<ul style="list-style-type: none"> • Macuiltepetl • Malinche • Estropajo • Pinoltepec • Cerro Gordo 2 • Cerro Colorado 1 • Araña • Tlalnehuayocan • Pitaya • Las Lomas • Las Cruces • Cerro Grande • Las Margaritas • Cerro Chato 	

Capítulo 4

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

CAPITULO 4

Petrografía y Geoquímica

4.1. Introducción

Los principales productos de los volcanes del Campo Volcánico de Xalapa (CVX) son extensos derrames de lava con una marcada tendencia de flujo hacia el sureste. Dichos derrames tienen espesores menores a 30 m y generalmente, corresponden a un solo flujo que a lo largo de toda su extensión, presenta características físicas similares; en el caso de los volcanes Macuiltepetl y Las Lomas se observaron levées, mientras que derrames con frentes abruptos se presentan en el volcán Cerro Gordo 1. Así mismo, en el volcán Las Margaritas, se identificaron más de dos tipos de coladas, mientras que en el volcán Las Cruces, se identificó un flujo piroclástico.

Generalmente, los flujos de lava asociados a los volcanes se presentan en afloramientos masivos, compactos y fracturados, formando bloques de hasta 2 m de diámetro. En muestra de mano, la roca es densa, en ocasiones con vesículas en un porcentaje menor al 25%, de color gris a gris oscuro, con matriz afanítica que rodea a algunos fenocristales de olivino de color verde (<4mm) y de plagioclasa de color blanco y formas tabulares (<5mm); este arreglo de los componentes proporciona a la roca una textura porfídica.

Para conocer las características petrográficas y químicas de las rocas de los diferentes volcanes presentes en este campo volcánico, se realizó un muestreo en cada uno de ellos, considerando al menos dos muestras por volcán, una en la fuente de emisión o lo más próximo a ella y otra sobre el derrame de lava, esto con el fin de conocer posibles variaciones de composición.

El volcán Macuiltepetl, presenta los flujos de lava más ampliamente distribuidos (ver mapa geológico, Figura 2.3), en relación a los otros volcanes del área, por lo que se obtuvieron un total de 9 muestras, una en su cono y 8 a lo largo de su flujo de lava; por su parte, en el Volcán Las Margaritas, fueron identificados tres diferentes flujos de lava, obteniéndose una muestra en cada uno de ellos dentro de la estructura del volcán (Tabla 4.1).

En algunos sitios sobre los derrames de lava de los volcanes o en sus conos, se presenta un intenso grado de alteración de la roca, por lo que no se tomaron muestras para realizar análisis

químico, realizándose análisis petrográficos únicamente. Por ejemplo, en el volcán Cerro Colorado 2, tanto en el cono como en sus derrames, se tiene un fuerte grado de alteración, por lo que no fue posible realizar ningún tipo de análisis sobre sus rocas.

Tabla 4.1

Localidad y coordenadas de los puntos de muestreo, así como tipo de análisis realizado en cada uno de ellos

	Volcán	Ubicación de depósito	Muestra	Coordenadas		Petrografía	Geoquímica
				Latitud N	Longitud O		
1	Macuiltepetl	Flujo de lava	XP03-12	19° 28' 06"	96° 46' 38"		*
2		Flujo de lava	XP03-18	19° 27' 15"	96° 47' 11"		*
3		Flujo de lava	XP03-19	19° 43' 35"	96° 43' 35"	*	
4		Flujo de lava	XP03-26	19° 32' 44"	96° 52' 01"		*
5		Flujo de lava	XP04-56	19° 32' 50"	96° 53' 01"	*	*
6		Flujo de lava	XP04-57	19° 33' 23"	96° 51' 28"	*	*
7		Flujo de lava	XP04-125	19° 31' 53"	96° 54' 11"	*	*
8		Cono escoria	XP04-126	19° 32' 42"	96° 55' 17"	*	*
9		Flujo de lava	XP4-154	19° 30' 30"	96° 52' 31"	*	
10	El Estropajo	Cono de escoria	XP04-69	19° 33' 40"	96° 57' 31"	*	*
11	Cerro Colorado 1	Cono de escoria	XP4-138	19° 32' 29"	96° 56' 37"	*	*
12		Base de cono	XP4-067	19° 32' 46"	96° 56' 36"	*	*
13	Tlalnehuayocan	Flujo de lava	XP4-142	19° 34' 05"	96° 58' 32"		*
14	Cerro Gordo 1	Cono de escoria	XP04-61	19° 35' 10"	96° 50' 12"	*	*
15	Mocho	Flujo de lava	XP04-62a	19° 35' 09"	96° 51' 10"	*	*
16		Flujo de lava	XP04-62b	19° 34' 01"	96° 50' 06"	*	*
17	Pitaya	Base de cono	XP4-103	19° 30' 22"	96° 57' 31"	*	
18	Las Margaritas	Flujo de lava	XP4-147	19° 29' 25"	96° 54' 53"	*	*
19		Flujo de lava	XP4-148	19° 29' 20"	96° 54' 55"	*	
20		Flujo de lava	XP4-149	19° 29' 09"	96° 54' 16"	*	*
21		Flujo de lava	XP4-152	19° 30' 21"	96° 53' 50"	*	*
22	Las Culebras	Cono de escoria	XP4-100	19° 27' 32"	96° 57' 42"	*	*
23	San Marcos	Flujo de lava	XP4-110	19° 24' 12"	96° 59' 11"	*	*
24		Flujo de lava	XP4-111	19° 24' 07"	96° 58' 38"	*	*
25	Zimpizahua	Cono de escoria	XP4-112	19° 25' 47"	96° 57' 05"	*	*
26	Cerro Grande	Cono de lava	XP04-96	19° 27' 23"	96° 55' 46"	*	*
27		Flujo de lava	XP04-98	19° 27' 23"	96° 56' 03"	*	*
28	Malinche	Cono de escoria	XP04-93	19° 27' 50"	96° 54' 47"	*	*
29		Flujo de lava	XP04-94	19° 27' 50"	96° 54' 11"	*	*
30	Las Lomas	Cono de lava	XP04-91	19° 27' 18"	96° 53' 39"	*	*
31		Flujo de lava	XP04-92	19° 26' 20"	96° 53' 50"	*	*
32	Pinoltepec	Flujo de lava	XP03-17	19° 25' 51"	96° 44' 33"	*	*
33	Gordo 2	Flujo de lava	XP03-02	19° 26' 18"	96° 41' 37"	*	*

De esta forma, en total fueron colectadas 33 muestras en 16 de los 20 volcanes que constituyen el CVX, a partir de las cuales se prepararon 29 láminas delgadas para análisis petrográfico y se realizaron análisis químico en 36 muestras, 3 de las cuales corresponden a la Ignimbrita Las Viboras. La Tabla 4.1 presenta el número de muestra, así como coordenadas de localización, volcán al que pertenecen y tipo de análisis realizado sobre ellas. La distribución de los puntos muestreados se presenta en la figura 4.1 y en el mapa geológico (Figura 2.3).

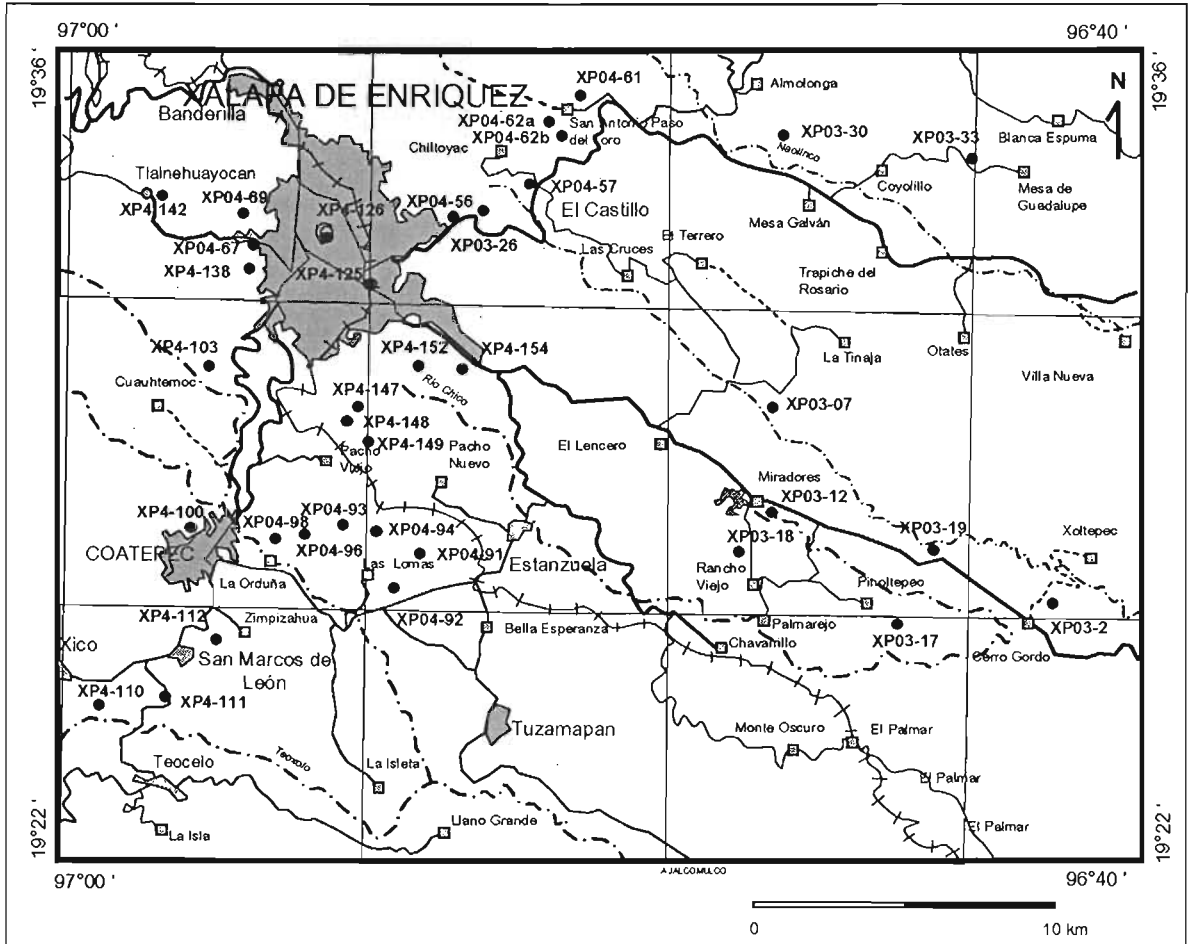


Figura 4.1. Ubicación de puntos de muestreo

4.2. Metodología

La mayoría de las muestras del CVX, fueron analizadas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM, por el método de Fluorescencia de Rayos X, empleando un espectrómetro secuencial SIEMENS SRS 3000, (tubo de Rh y ventana de Be 125 μm) para determinar concentraciones de los óxidos de elementos mayores SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y para elementos traza Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb.

Los análisis se realizaron siguiendo la metodología analítica propuesta por Lozano *et al.* (1995) para elementos mayores y la de Verma *et al.* (1996) para elementos traza; ambas metodologías permiten obtener de forma general, datos confiables sin influencia de errores sistemáticos y con una precisión <1% para Si, Ti, Al, Fe_{tot} , Ca, Mg, <4% para Mn y P y <10% para elementos traza, excepto Rb con 66%, Y con 12% y Nb, 15%. La Tabla 4.2, muestra los resultados de los análisis.

Las muestras XP03-02, XP03-07b, XP03-17, XP03-18, XP03-30 y XP03-33, fueron analizadas en Activation Laboratories, Ancaster, Canada. El análisis químico de los óxidos de elementos mayores SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O y P_2O_5 , así como de los elementos traza Rb,

Sr, Ba, Zr, Nd, Ni, Co, Cr, Zn y Cu, se realizaron con Fluorescencia de Rayos X, empleando un espectómetro Phillips PW 1480 de longitud de onda dispersiva, mientras que las concentraciones de MgO y Na₂O se obtuvieron por vía húmeda, a través de absorción atómica, Fe₂O₃, por titulación usando dicromato de potasio (K₂Cr₂O₇) y como indicador sulfuro de difenilamina en H₂SO₄.

De este grupo de rocas, fue posible obtener concentraciones de elementos traza tales como U, Ta, Hf, Sc, Cs y Tb por el método de plasma inducido acoplado a espectrometría de masas (*inductively coupled plasma mass spectrometry*), así mismo, concentraciones <1 ppm de Ba, Cr, Cu, Ni, Sr, Ta, V, Y, Zn y Zr e iguales a 0.5 ppm de Cs, Hf, Tb, U y Th se analizaron por activación neutrónica (*Instrumental neutron activation analysis*).

Los resultados así obtenidos fueron corregidos por efecto de matriz usando coeficientes de absorción de masas. Con esta metodología es posible obtener una precisión analítica del 5% para Rb, 10% para Nb, La, Ce e Y y 15% para el Pb. En la Tabla 4.2 se enlistan los resultados de los análisis químicos de las muestras seleccionadas, sus coordenadas y al volcán al que pertenecen.

4.3. Clasificación Química

Las concentraciones en por ciento en peso de los óxidos de elementos mayores, la pérdida por calcinación y la concentración en partes por millón de los elementos traza de las rocas del CVX, se reportan en la Tabla 4.2. Estos datos han sido empleados para conocer su carácter químico y clasificar los magmas de la región de Xalapa. Inicialmente, los datos se graficaron usando el diagrama TAS (Figura 4.2) propuesto por Le Bas *et al.* (1986); este diagrama realiza una clasificación química de roca total, basada en los contenidos en por ciento en peso total de álcalis y sílice; el diagrama considera todas las recomendaciones propuestas por la Subcomisión sobre Sistemática de Rocas Ígneas para una buena clasificación química de rocas volcánicas.

En la figura 4.2, se observa que las rocas del área estudiada, varían en un rango de 45 a 62% de SiO₂ y de 3 a 7.5% en peso (p) de álcalis, de esta forma, las rocas del CVX, varían entre basaltos con porcentajes de SiO₂ en un rango entre el 48 y 52% p, (aunque las muestras del volcán C. Colorado 1, se encuentran en el límite del 45%p) a traquiandesitas basálticas - andesitas basálticas con porcentajes de SiO₂ entre 52 y 57% p y traquiandesitas - andesitas con rangos de SiO₂ entre 57 y 62.4% p (Figura 4.2).

La mayoría de los volcanes tienen como máximo dos muestras, mismas que se mantienen por lo general en el mismo campo composicional dentro del diagrama TAS (Figura 4.2) mostrando únicamente ligeras variaciones; por ejemplo, el volcán Macuiltepetl cuenta con siete sitios de muestreo, los cuales se distribuyéndose en los límites de los campos de las andesitas basálticas, andesitas y traquiandesitas (muestras XP4-126, XP04-125, XP4-57, respectivamente Tabla 4.2), éstas últimas localizadas muy cerca de la fuente, lo que sugiere una evolución hacia rocas más diferenciadas al final de su evento eruptivo.

Tabla 4.2
Resultados de elementos mayores y traza de las rocas del Campo Volcánico de Xalapa

Muestra No.	XP03-12	XP03-26	XP04-56	XP04-57	XP4-125	XP4-126	XP04-61	XP04-62(a)	XP04-62(b)	XP04-67	XP04-69	XP04-91	XP04-92
Volcán	V Macuiltepetl	V Macuiltepetl	V Macuiltepetl	V Macuiltepetl	V Macuiltepetl	V Macuiltepetl	V C. Gordo 1	V Mocho	V Mocho	V C. Colorado 1	V Estropajo	V Las Lomas	V Las Lomas
Latitud	19°28'06"	19°32'44"	19°32'50"	19°33'23"	19°31'53"	19°32'42"	19°35'10"	19°35'09"	19°34'01"	19°32'46"	19°33'40"	19°27'15"	19°26'20"
Longitud	96°46'38"	96°52'01"	96°53'01"	96°51'28"	96°54'11"	96°55'17"	96°50'12"	96°51'10"	96°50'06"	96°56'36"	96°57'31"	96°53'39"	96°53'50"
Elementos Mayores													
%													
SiO ₂	56.36	56.63	56.68	56.87	57.62	55.56	49.69	52.58	49.18	44.98	50.34	48.63	49.10
TiO ₂	1.02	1.08	1.00	1.74	1.01	1.12	1.85	1.17	1.49	1.76	1.45	2.07	2.15
Al ₂ O ₃	16.91	17.22	16.52	16.46	16.60	16.61	15.22	16.83	16.82	14.28	18.40	16.49	16.54
Fe ₂ O _{3t}	7.60	7.51	6.93	9.06	6.68	7.41	10.48	9.45	10.50	12.16	10.98	12.34	12.44
MnO	0.13	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.18	0.15	0.17	0.19	0.12	0.19	0.19
MgO	4.59	4.40	5.85	2.30	5.28	6.23	8.85	7.13	8.07	11.35	4.31	6.98	6.63
CaO	7.41	7.24	6.95	5.20	6.92	7.28	9.47	8.63	9.94	11.15	8.29	8.06	7.93
Na ₂ O	3.55	3.77	3.71	4.25	3.85	3.70	3.36	3.25	3.24	2.74	3.55	3.52	3.61
K ₂ O	1.59	1.77	1.54	2.73	1.60	1.45	1.15	1.01	0.55	0.88	1.34	0.93	1.00
P ₂ O ₅	0.28	0.29	0.27	0.58	0.27	0.30	0.42	0.22	0.23	0.65	0.40	0.46	0.48
Px C	0.56	0.18	0.26	0.84	0.25	0.48	0	0	0	0	1.03	0	0.32
Total	100	100.19	99.81	100.13	100.18	100.25	100.22	100.19	99.91	100.10	100.21	99.64	100.39
Elementos Traza													
Ppm													
Rb	43	42	34	34	36	32	18	21	10	19	21	10	13
Sr	566	551	528	531	519	521	540	385	393	780	815	485	467
Ba	1237	573	530	531	533	523	279	326	159	514	661	408	376
Y	29	23	17	17	17	19	24	20	19	25	28	29	39
Zr	224	231	204	208	194	213	233	164	158	188	169	238	240
Nb	11	11	12	12	11	14	18	7	8	26	8	14	14
V	160	157	147	146	137	148	254	187	200	250	210	234	247
Cr	119	89	195	200	178	225	380	215	244	446	40	168	169
Co	51	43	40	44	39	48	63	52	61	71	45	55	54
Ni	36	33	97	100	88	122	121	75	83	217	31	102	108
Cu	23	36	31	32	34	37	31	29	51	55	30	35	23
Zn	69	71	75	75	71	77	88	79	74	90	80	104	105
Th	6	5	5	7	<3	6	4	<3	<3	6	11	<3	<3
Pb	8	8	<5	6	6	8	<5	<5	<5	<5	13	<5	<5

Tabla 4.2 Continuación
Resultados de elementos mayores y traza de las rocas del Campo Volcánico de Xalapa

Muestra No.	XP04-93	XP04-94	XP04-96	XP04-98	XP4-100	XP4-110	XP4-111	XP4-112	XP4-138	XP4-142	XP4-147	XP4-149	XP4-152
Volcán	V Malinche	V Malinche	V C. Grande	V C. Grande	V Las Culebras	V San Marcos	V San Marcos	V Zimpizahua	V C. Colorado 1	V Tlalnehuayocan	V Las Margantitas	V Las Margantitas	V Las Margantitas
Latitud	19°27'50"	19°27'50"	19°27'23"	19°27'23"	19°27'32"	19°24'12"	19°24'07"	19°25'47"	19°32'29"	19°34'05"	19°29'25"	19°29'09"	19°30'21"
Longitud	96°54'47"	96°54'11"	96°55'46"	96°56'03"	96°57'42"	96°59'11"	96° 58' 38"	96°57'05"	96°56'37"	96°58'32"	96°54'53"	96°54'16"	96°53'50"
Elementos Mayores													
SiO ₂	53.34	53.71	48.93	49.14	49.87	62.44	55.56	61.63	45.24	56.77	53.24	53.83	51.08
TiO ₂	1.42	1.12	1.85	1.82	1.81	0.90	1.38	0.96	1.77	1.24	1.58	1.52	1.58
Al ₂ O ₃	15.99	15.72	16.05	15.97	16.08	16.20	17.20	16.41	14.46	17.47	16.56	16.22	17.95
Fe ₂ O _{3t}	9.08	8.14	11.50	11.21	11.32	5.40	8.17	5.55	12.26	7.27	9.22	8.78	9.68
MnO	0.14	0.14	0.17	0.18	0.16	0.09	0.13	0.07	0.19	0.12	0.15	0.12	0.12
MgO	5.77	8.41	8.33	8.23	7.46	3.46	4.27	3.23	10.23	3.42	5.19	5.12	5.18
CaO	7.74	7.28	8.58	8.49	8.22	4.87	7.00	4.79	11.13	6.42	8.04	7.99	8.30
Na ₂ O	3.45	3.16	3.31	3.40	3.54	4.04	3.94	3.79	2.99	4.00	3.63	3.59	3.41
K ₂ O	1.79	1.61	0.90	0.96	0.97	3.21	1.77	2.93	0.46	2.37	1.82	1.83	1.28
P ₂ O ₅	0.49	0.31	0.44	0.43	0.40	0.24	0.36	0.25	0.68	0.36	0.54	0.51	0.52
PxC	0.50	0.63	0.20	0.01	0.42	0.06	0.38	0.71	0.78	0.43	0	0.43	0.92
Total	99.71	100.23	100.26	99.84	100.24	100.9	100.16	100.32	100.19	99.87	99.92	99.94	100.02
Elementos Traza													
Rb	50	40	15	16	15	96	43	86	9	73	50	52	16
Sr	545	509	521	529	471	409	547	423	805	550	584	554	594
Ba	495	623	315	334	275	622	479	648	610	745	542	508	725
Y	37	26	26	27	26	28	26	51	24	51	36	36	33
Zr	348	254	229	237	230	346	243	288	191	250	333	309	338
Nb	17	13	15	14	12	18	16	20	27	19	19	18	18
V	189	174	229	223	222	100	168	119	256	149	213	194	225
Cr	137	429	318	299	213	72	48	70	448	54	130	115	141
Co	64	54	61	62	67	30	36	28	72	24	41	36	47
Ni	126	182	176	163	131	42	36	41	226	16	54	58	55
Cu	76	38	38	41	37	18	30	14	47	16	72	65	59
Zn	85	76	99	103	106	50	84	54	94	68	90	86	93
Th	10	7	<3	<3	<3	15	9	15	7	10	10	10	7
Pb	9	8	<5	<5	<5	12	<5	9	<5	13	11	11	8

Los elementos mayores y traza fueron analizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) por el método de fluorescencia de rayos X. La precisión para los elementos Si, Ti, Al, Fe₂O₃, Ca y Mg es <1%. Para Mn y P es <4%. La precisión para elementos traza es <10%, excepto para Rb (66%), Y (12%) y Nb (15%). Fe₂O₃ es reportado como hierro total y PXC como pérdida por calcinación.

Tabla 4.2 Continuación

Resultados de elementos mayores y traza de las rocas del Campo Volcánico de Xalapa

Muestra No.	XP03-02	XP03-17	XP03-18	XP03-7 B	XP03-30	XP03-33
Volcán	V C. Gordo 2	V Pinoltepec	V Macuiltepetl	Ignimbrita Las Víboras (igb-V)		
Latitud	19°26'18"	19°25'51"	19°27'15"	19°30'20"	19°34'39"	19°34'00"
Longitud	96°41'37"	96°44'33"	96°47'11"	96°47'30"	96°45'51"	96°42'55"

Elementos Mayores %

SiO ₂	53.96	56.76	55.99	75.28	74.89	74.56
TiO ₂	2.140	1.012	0.961	0.184	0.178	0.207
Al ₂ O ₃	15.62	16.08	16.40	13.16	12.87	13.35
Fe ₂ O _{3t}	9.69	7.11	7.23	1.05	0.99	1.21
MnO	0.130	0.133	0.118	0.053	0.032	0.039
MgO	3.24	4.82	4.98	0.11	0.1	0.16
CaO	5.97	7.17	7.62	0.66	0.68	0.68
Na ₂ O	3.84	3.35	3.40	3.77	3.65	3.61
K ₂ O	2.98	1.52	1.66	5	4.89	4.82
P ₂ O ₅	1.01	0.27	0.28	0.02	0.1	0.02
PxC	0.13	0.70	0.45	0.43	0.35	0.75
Total	98.71	98.93	99.09	99.72	98.73	99.41

Elementos Traza ppm

Rb	111	44	45	169	175	169
Sr	386	533	534	65	64	64
Ba	738	768	458	610	602	545
Y	45	48	19	15	16	14
Zr	534	175	163	133	136	136
Nb						
V	188	149	144			
Cr	13.3	124	143		1.8	1.6
Co	37	49.3	34.4	17.9	18.6	8.2
Ni	36	41	50	3	1	5
Cu	42	31	21	3	3	4
Zn	53	60	60	25	24	34
Th	17.5	7	6.3	29.8	31.3	31.5
Pb	12	4	8	18	14	28
Cs	4.2	1.6	1.5	6.2	6.2	6.9
Ta	2.4	0.8	0.07	2.4	2.5	2.2
La	73.7	52.9	24.4	46.2	48.1	46.8
Ce	144	91	46	69	69	66
Nd	77	43	27	22	26	24
Sm	13.1	8.54	4.98	3.73	3.86	3.89
Tb	1.7	1.1	0.7	0.4	0.4	0.4
Eu	3.16	2.32	1.64	0.72	0.81	0.88
Hf	11.6	4.5	4.1	4	4.1	3.8
Yb	4.2	3.98	2.03	1.81	2	1.86
Sb	0.3	-0.1	-0.1	0.6	0.6	0.7
Sc	18.4	20.1	20.9	2.02	1.87	2.57
U	4.9	2.3	1.8	9.4	9.3	9.4
Lu	0.64	0.6	0.31	0.27	0.3	0.27

Elementos mayores y traza se analizaron por el método de Fluorescencia de Rayos X, Fe₂O₃, MgO y Na₂O se obtuvieron por vía húmeda, a través de absorción atómica. U, Ta, Hf, Sc, Cs y Tb se analizaron por ICP-MS; concentraciones <1 ppm de Ba, Cr, Cu, Ni, Sr, Ta, V, Y, Zn y Zr y concentraciones iguales a 0.5 ppm de Cs, Hf, Tb, U y Th, por activación neutrónica (INAA). La precisión analítica es de 5% para Rb, 10% para Nb, La, Ce e Y y 15% para el Pb. Análisis realizados en Activation Laboratories, Ancaster, Canada
Fe₂O_{3t} como hierro total

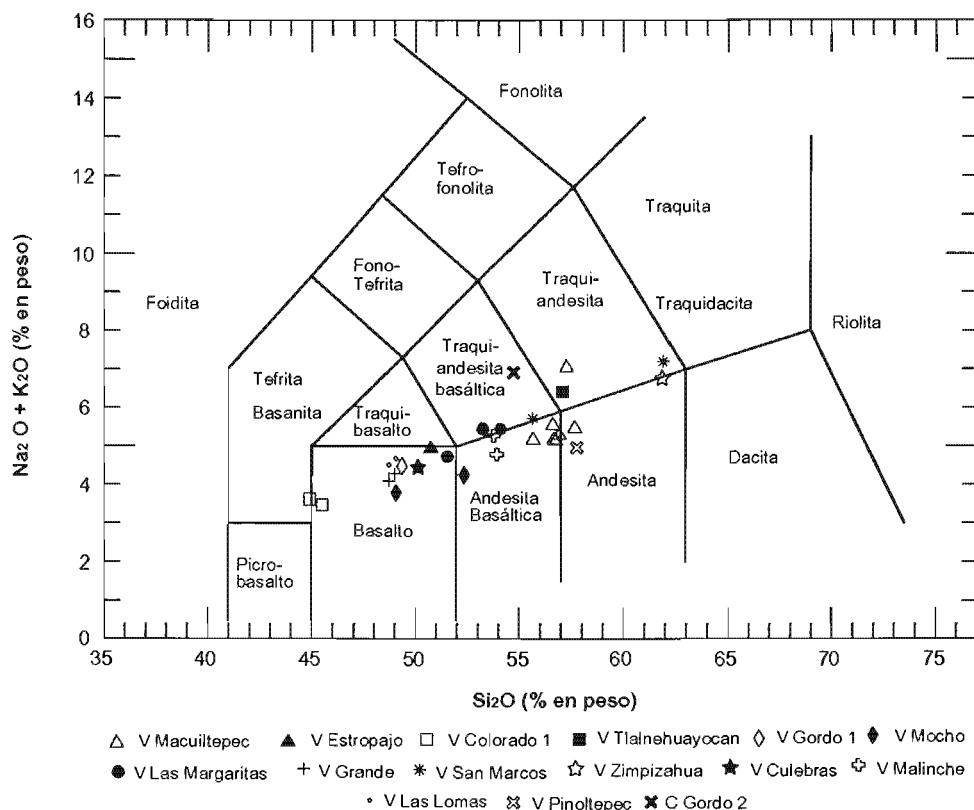


Figura 4.2. Clasificación de rocas del Campo Volcánico de Xalapa, de acuerdo con Le Bas *et al.* (1986)

Al igual que en el volcán Macuiltepetl, en el volcán Las Margaritas, se obtuvo una muestra por cada flujo de lava identificado y de forma estratigráfica, de tal manera que el inferior de los flujos presenta una composición basáltica (muestra XP4-152, Tabla 4.1), mientras que los flujos sobreyacentes se ubican en el campo de las traquiandesitas basálticas (muestras XP4-147 y XP4-149, Tabla 4.2), es decir, también se presenta una evolución hacia rocas más diferenciadas en la fase final de este volcán.

Para conocer el carácter geoquímico de las rocas así clasificadas, se graficaron dentro del diagrama Álcalis vs Silice propuesto por Irvine y Baragar (1971), el cual permite determinar la serie a la cual pertenecen los magmas que les dieron origen; de esta forma, se obtuvo que la mayoría de las rocas del CVX se encuentran dentro del campo de la serie subalcalina aunque algunas muestras se ubican en el campo alcalino, mismas que corresponden a los volcanes Colorado 1, Cerro Gordo 2 y Volcán Las Lomas (Figura 4.3).

A su vez, la serie subalcalina puede dividirse en dos grandes series de acuerdo con su contenido de K: toleítica o serie de bajo K y calci-alcalina o serie de medio y alto K. Así, el diagrama ternario AFM (Álcalis-Fierro-MgO), muestra que todas las rocas del área de estudio, se concentran en el campo calci-alcalino (Figura 4.4) con contenidos de medio a alto K (Figura 4.5).

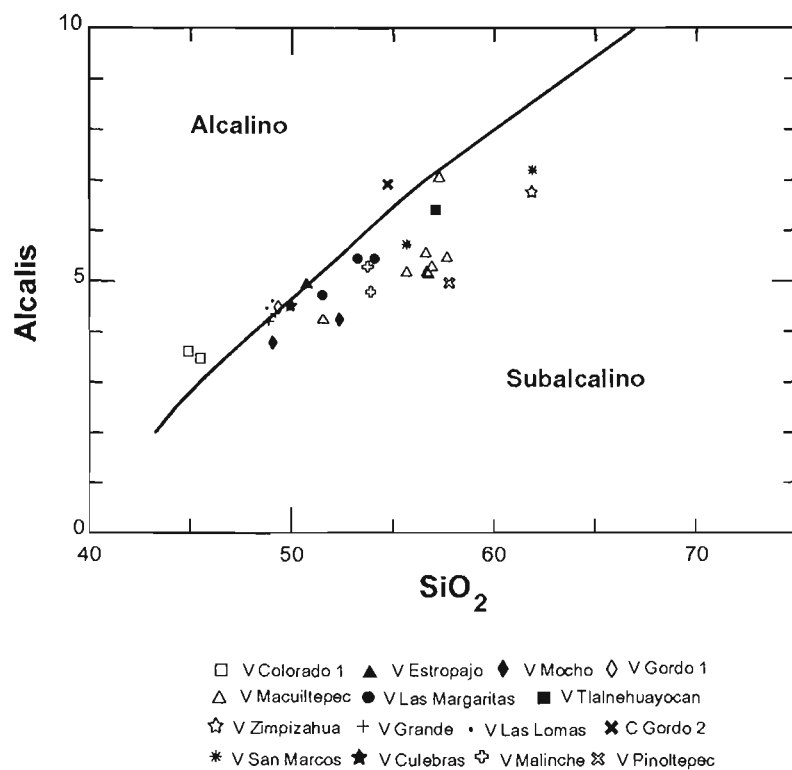


Figura 4.3. Clasificación de rocas del CVX, dentro del contexto alcalino-subalcalino de acuerdo con Irvine y Baragar (1971).

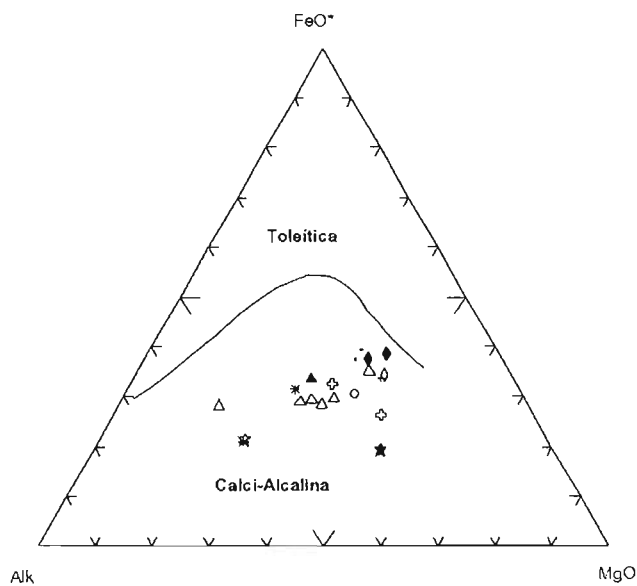


Figura 4.4. Diagrama AFM en el que se ratifica la tendencia calci-alcalina de las rocas del CVX. Los símbolos son similares a los de la figura 4.3

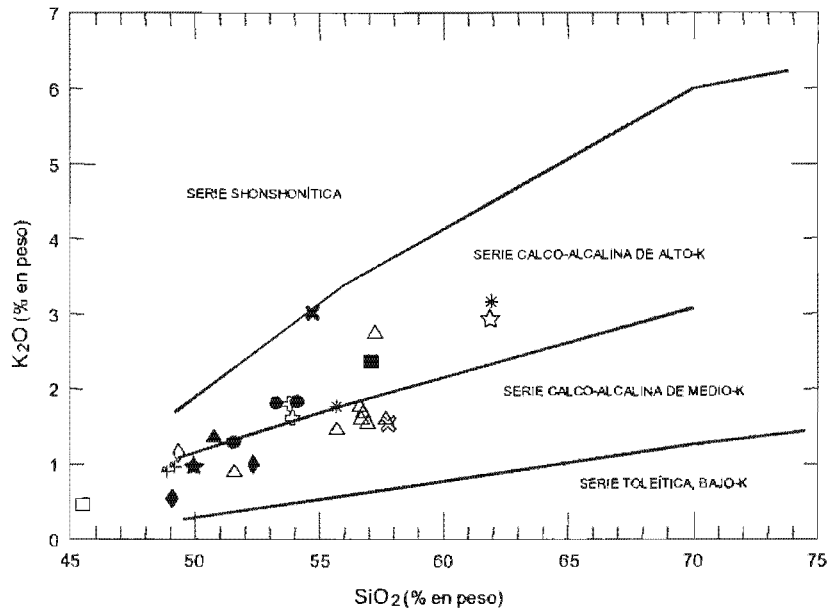


Figura 4.5. Rocas de la región de Xalapa, ubicadas dentro del campo de las series calco-alcálicas de medio y alto-K de acuerdo con Peccerillo y Taylor (1976)
 Símbolos similares a la Figura 4.3

4.4. Petrografía

Se realizó el análisis petrográfico de 29 láminas de las rocas del área de estudio, a partir del cual se obtuvieron tres grandes grupos, mismos que se relacionan con la clasificación química del apartado anterior; el primer grupo incluye a los basaltos, en el segundo se encuentran las andesitas basálticas-traquiandesitas basálticas y en el tercero se encuentran incluidas las traquiandesitas y andesitas; de cada uno de los grupos petrográficos se presenta su descripción detallada en los siguientes párrafos.

a) Basaltos

Dentro de este grupo se incluyen las muestras que forman parte de la estructura y flujos de lava de los volcanes Cerro Gordo 1, Mocho, Colorado 1, Estopa, Las Lomas, Cerro Grande y Culebras (Tabla 4.2).

Se presentan en afloramientos masivos, de 2 a 3 m de espesor, moderadamente fracturados y con intemperismo nodular. En muestra de mano, corresponden a rocas densas, poco vesiculadas, de color gris oscuro, de matriz afanítica con fenocristales de color verde que corresponden a olivinos; las muestras del volcán Colorado 1, presentan una textura porfídica con mayor volumen de fenocristales de olivino reemplazados totalmente por iddingsita.

Petrográficamente, este grupo de rocas son holocristalinas, constituidas por fenocristales y microfenocristales predominantemente de olivino en proporciones menores al 10%, tamaños de hasta 1.8 mm, con formas que varían entre cristales prismáticos (Figura 4.6a), subeuhedrales y olivinos totalmente anhedral (Figura 4.6b y 4.6f); en algunas muestras y de forma muy

subordinada pueden presentarse cristales euhedrales de augita con tamaños de 1.5 mm (Figura 4.6c) o como fragmentos de cristales sin formas definidas. Los fenocristales se encuentran englobados en una matriz microlítica constituida por cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa, clinopiroxenos, olivino, minerales opacos y vidrio intersticial (Figura 4.6a, 4.6b, 4.6c). El arreglo de los componentes minerales le proporciona una textura porfídica. En algunas muestras se observa una tenue tendencia fluidal en los componentes de la matriz, por ejemplo, se observan orientaciones de plagioclasa a lo largo de los bordes de cristales de olivino (Figura 4.6d).

Glomeropórfidos de olivino, plagioclasa y piroxeno, pueden observarse en muestras de este grupo (Figura 4.6e). Sólo en las muestras de los volcanes Cerro Grande y Culebras se observaron ortopiroxenos. En los párrafos siguientes se describen algunas características particulares de las fases minerales presentes en este grupo de rocas.

Olivinos

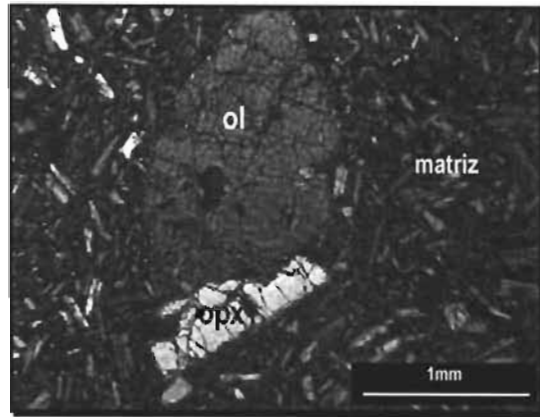
Es el fenocristal principal de este grupo de rocas; se presenta con formas prismáticas, subhedrales y anhedrales; comúnmente presentan coronas de iddingsita (Figura 4.6f), así como bordes de reacción a óxidos (Figura 4.6a). El olivino también se presenta como microfenocristal, tal como se muestra en la figura 4.6f, en donde se observa que pueden estar reemplazados totalmente por iddingsita. Así mismo, algunos fenocristales de olivino despliegan estructuras en esqueleto, con bordes de oxidación (Figura 4.6d). La presencia de golfos de disolución (Figura 4.6a) e inclusiones de espinela, son otras características mostradas por los fenocristales de olivino de este grupo petrográfico.

Piroxenos

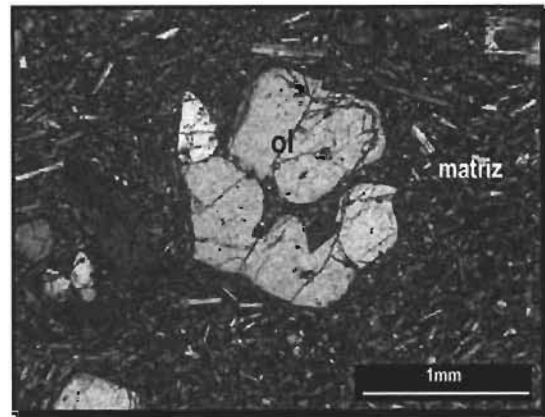
Clinopiroxenos: La augita es el piroxeno principal encontrado en estas rocas en porcentajes de 3% en promedio; se presenta en formas euhedrales o como fragmentos de cristales sin formas definidas; el mayor porcentaje de este mineral, se encuentra como microlitos formando parte de la matriz y como microfenocristales; en menor proporción se encuentran como fenocristales con tamaños de 0.3 mm hasta cristales de 1.3 mm. Es común, que presenten zoneamientos y bordes de reacción con formación de óxidos, algunos cristales, pueden también estar fracturados (Figura 4.6c).

Plagioclasas

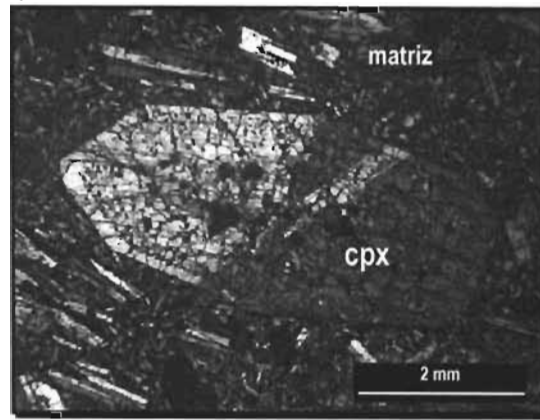
Las plagioclasas presentes son labradoritas (ángulo de extinción $<27^\circ$) y ocurren principalmente como microlitos tabulares formando la matriz (Figura 4.6a-f), los cristales son generalmente subhedrales y euhedrales, sus bordes son difusos y llegan a presentar golfos de corrosión e inclusiones de piroxeno alineadas a lo largo de los cristales, algunas presentan zoneamientos normales oscilatorios. Aunque de forma aislada, se presentan fenocristales de plagioclasa con formas euhedrales aunque con bordes difusos, golfos de corrosión y extinción ondulante.



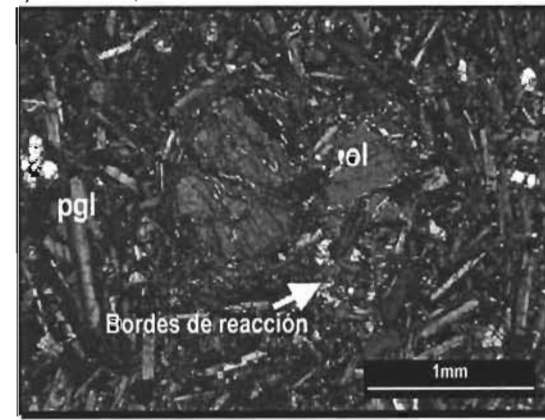
a) XP04-56, *4x



b) XP04-67, *4x



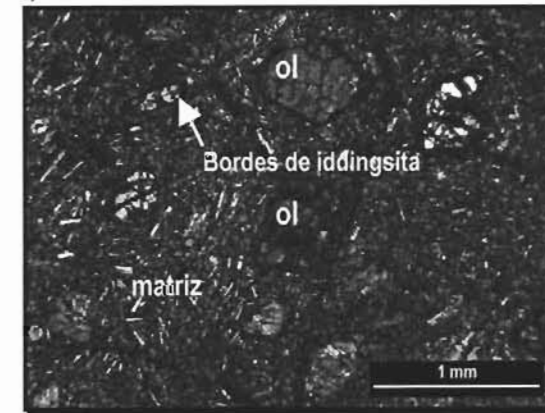
c) XP4-152, *2x



d) XP04-62, *4x



e) XP04-61, *10x



f) XP4-138, *4x

Figura 4.6. Características petrográficas del grupo de los basaltos

a) Basalto del volcán Macuiltepetl que muestra un fenocristal euédral de olivino con incipientes bordes de reacción, asociado a un ortopiroxeno en la parte inferior del olivino; b) Fotomicrografía del volcán Cerro Colorado 1; cristal anhedral de olivino con golfos de disolución; c) Basalto del volcán Las Margaritas que muestra un fenocristal euédral de augita con signos de alteración internos y bordes de reacción; d) Muestra del volcán Mocho; cristales de olivino, mostrando estructuras en esqueleto con bordes de reacción. Nótese la alineación de plagioclasa en torno a la parte superior izquierda del cristal; e) Glomeroporfido de plagioclasa y piroxeno en roca del volcán Cerro Gordo 1. Nótese las inclusiones de piroxeno en la plagioclasa; f) Fragmentos subredondeados de olivino con coronas de iddingsita en muestra del volcán Cerro Colorado 1, algunos reemplazados totalmente por este mineral.

*Aumento; todas las microfotografías son tomadas con Nícoles Cruzados

Fenocristales tabulares de apatito pueden presentarse como minerales accesorios en las rocas de este grupo petrográfico.

b) Andesitas Basálticas – Traquiandesitas Basálticas

Dentro de este grupo, se incluyen las muestras que corresponden a las estructuras y flujos de lava de los volcanes Cerro Gordo 2, Malinche, Macuiltepetl, San Marcos y Las Margaritas (ver Tabla 4.2).

Estas rocas se disponen en afloramientos masivos y fracturados; en ocasiones como en el caso del volcán Las Margaritas y Malinche, sus productos se encuentran muy alterados, formando espesores considerables de hasta 1.5 m de material de alteración. Megascópicamente, corresponden a rocas densas, compactas, con una textura porfídica constituida por una matriz afanítica de color gris a gris oscuro la cual engloba abundantes cristales con formas tabulares y lustres vítreos, con tamaño de hasta 5mm, pueden presentarse también cristales anhedrales de color blanco. Algunas muestras presentan manchas verdosas producto de alteración.

Bajo el microscopio, estas rocas son holocristalinas, están conformadas por aproximadamente 12% de cristales de plagioclasa con formas subhedrales principalmente, con tamaños de 6 y 3.5 mm; en menor proporción se presentan piroxenos y olivino subordinado, estos componentes minerales se encuentran inmersos en una matriz intergranular e intersticial conformada por microlitos de plagioclasa, piroxeno y olivinos, los intersticios son ocupados principalmente por vidrio aunque en algunas muestras se presentan óxidos de hierro. El arreglo de los componentes de estas rocas, proporciona a la roca una textura porfídica (Figura 4.7c, 4.7d y 4.7e) con presencia de glomeropórfidos de plagioclasa y clinopiroxeno (Figura 4.7b). Las características particulares de las fases minerales de este grupo son las siguientes:

Olivino

El olivino está presente en una fracción entre el 5 y 7%, este mineral generalmente ocurre como cristales subhedrales y euhedrales que alcanzan tamaños de hasta 2 mm aunque predominan los cristales con tamaños menores a 0.5 mm. Comúnmente los cristales de olivino presentan bordes de reacción y signos de alteración (Figura 4.7c), así como también, presentan bordes de iddingsita y en algunos casos pueden incluso estar reemplazados por este producto de alteración (Figura 4.7d). En algunas rocas, se observó un crecimiento de olivino a partir de un cristal previamente reemplazado por iddingsita, así mismo, se presentan golfos de disolución bastante acentuados, generando una estructura de esqueleto en el cristal de olivino. Eventualmente, se presentan inclusiones de minerales opacos del tipo de las espinelas.

Piroxenos

Clinopiroxenos: Los fenocristales de augita en este grupo petrográfico, se encuentran en un porcentaje máximo del 12%, generalmente se presentan como fragmentos de color verde-azul y café, con formas anhedrales aunque es posible observar cristales euhedrales con tamaños de

hasta 3.5 mm. Presentan bordes alterados a óxidos y golfos de corrosión (Figura 4.7d). Aunque no es una característica común, la augita puede presentar zoneamiento sectorial. Glomeropórfidos de augita y plagioclasa también se encuentran presentes (Figura 4.7b).

Ortopiroxenos: Cristales de ortopiroxeno se observan en muestras de los volcanes Malinche, Las Margaritas y Macuiltepetl, los cuales presentan bordes de reacción.

Plagioclasas

Los cristales de plagioclasa en estas rocas, se presentan como fenocristales subhedrales y euhedrales y con tamaños que en algunas rocas pueden alcanzar hasta 6 mm de largo. Comúnmente, las plagioclasas presentan maclado polisintético que en ocasiones se interrumpe por la presencia de abundantes microfracturas dispuestas perpendicularmente a la longitud del cristal y en ocasiones oblicuas. Así mismo, los fenocristales de plagioclasa presentan varios estados de alteración magmática, tal como zonas de disolución internas (Figuras 7e, 7f), márgenes de reabsorción, golfos de disolución y zoneamiento oscilatorio y algunos otros muy complejos. Eventualmente, la alteración se concentra en el centro de los cristales de plagioclasa, mientras que los bordes permanecen homogéneos, limpios, exentos de corrosión (figura 4.7e, 4.7f). Inclusiones de piroxeno y vidrio, son también características comunes presentes en los fenocristales de plagioclasa de estas rocas.

Finalmente, como minerales accesorios, se presenta apatito como cristales tabulares euhedrales en las muestras de los volcanes Macuiltepetl y Las Margaritas.

c) *Traquiandesitas y Andesitas*

Un tercer grupo petrográfico está compuesto por muestras de los volcanes Pinoltepec, Macuiltepetl, Pitaya, San Marcos, Zimpizahua y Tlalnehuayocan. Las muestras de los volcanes Pinoltepec y Zimpizahua, fueron obtenidas de lavas presentes en sus conos, las restantes se obtuvieron sobre los derrames en puntos distantes de su fuente.

Estas rocas se presentan en afloramientos masivos y fracturados, comúnmente cubiertos por una capa de material de alteración. En muestra de mano, estas rocas son medianamente densas, compactas y poco vesiculadas; presentan una textura porfídica constituida por una matriz afanítica de color gris en la que se encuentran inmersos cristales de hasta 8 mm de largo de lustre vítreo y lechoso.

Dentro del contexto petrográfico, estas rocas son holocristalinas; presentan una asociación mineralógica constituida por cristales de plagioclasa en un porcentaje del 30% y de forma subordinada piroxenos que se disponen en formas subhedrales y euhedrales con tamaños menores a 2.5 mm. Estas fases minerales se encuentran inmersas dentro de una matriz intergranular constituida por microlitos tabulares de plagioclasa. El ensamble mineralógico, así constituido, le imprime una textura porfídica a este grupo de rocas (Figura 4.8a).

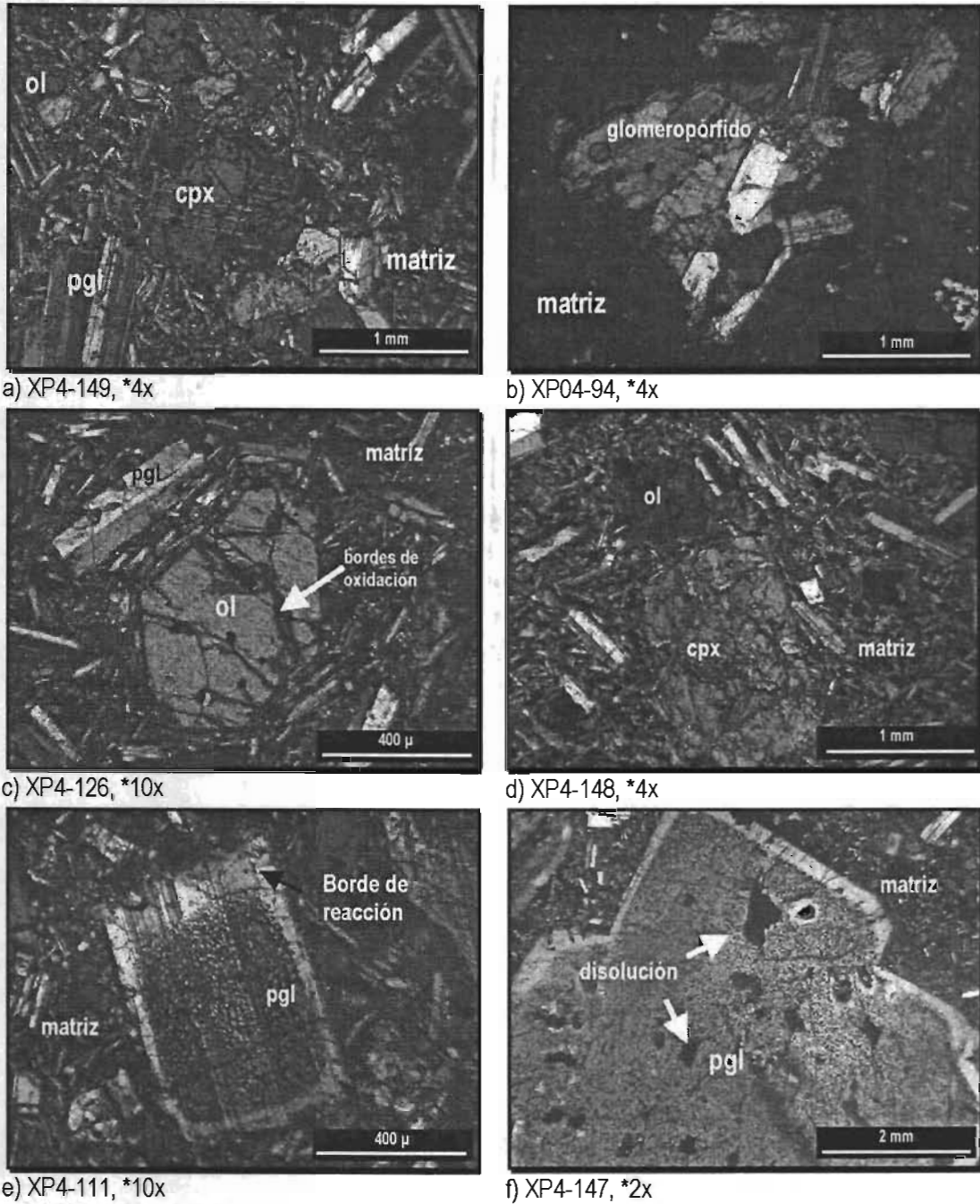


Figura 4.7. Características petrográficas del grupo de las andesitas basálticas – traquiandesitas basálticas
a) Fotomicrografía del volcán Las Margaritas: Glomeropórfido de augita asociado con plagioclasa, nótese los bordes de reacción en augitas; b) Glomeropórfido de clinopiroxenos y plagioclasas en una roca del volcán Malinche; c) Muestra del volcán Macuiltepetl que contiene un cristal euhedral de olivino, con incipientes bordes de reacción y signos de disolución, nótese la orientación de las plagioclasas paralelas a los bordes del cristal de olivino; d) Volcán Las Margaritas: Fenocristal de augita con signos de disolución y bordes de reacción asociado a un cristal de olivino reemplazado por iddingsita; e) Fenocristal euhedral de plagioclasa con textura boxy celular y bordes claros reabsorbidos en una roca del volcán San Marcos; f) Cristal de plagioclasa de 6 mm de diámetro, que muestra disolución interna y bordes claros de una roca del volcán Las Margaritas.

*Aumento; todas las microfotografías son tomadas con Nícoles Cruzados

Las características de las fases minerales que constituyen este grupo de rocas, se describen en los párrafos siguientes.

Olivinos

Esta fase mineral se encuentra prácticamente ausente, los escasos cristales presentan formas subhedrales y euhedrales, con tamaños que alcanzan hasta los 2.5 mm; se encuentran fracturados y con golfos de disolución; así mismo, al igual que en los grupos petrográficos descritos anteriormente, olivinos de este grupo están caracterizados por la presencia de bordes de iddingsita (Figura 4.8b).

Piroxenos

Clinopiroxenos: La augita está presente en una proporción de hasta el 8%; se presenta como microfenocristales y fenocristales con formas euhedrales y subhedrales, de tamaños variables desde 0.2 mm hasta 1.5 mm; estos cristales despliegan oquedades y tenues bordes de reacción, (Figura 4.8c).

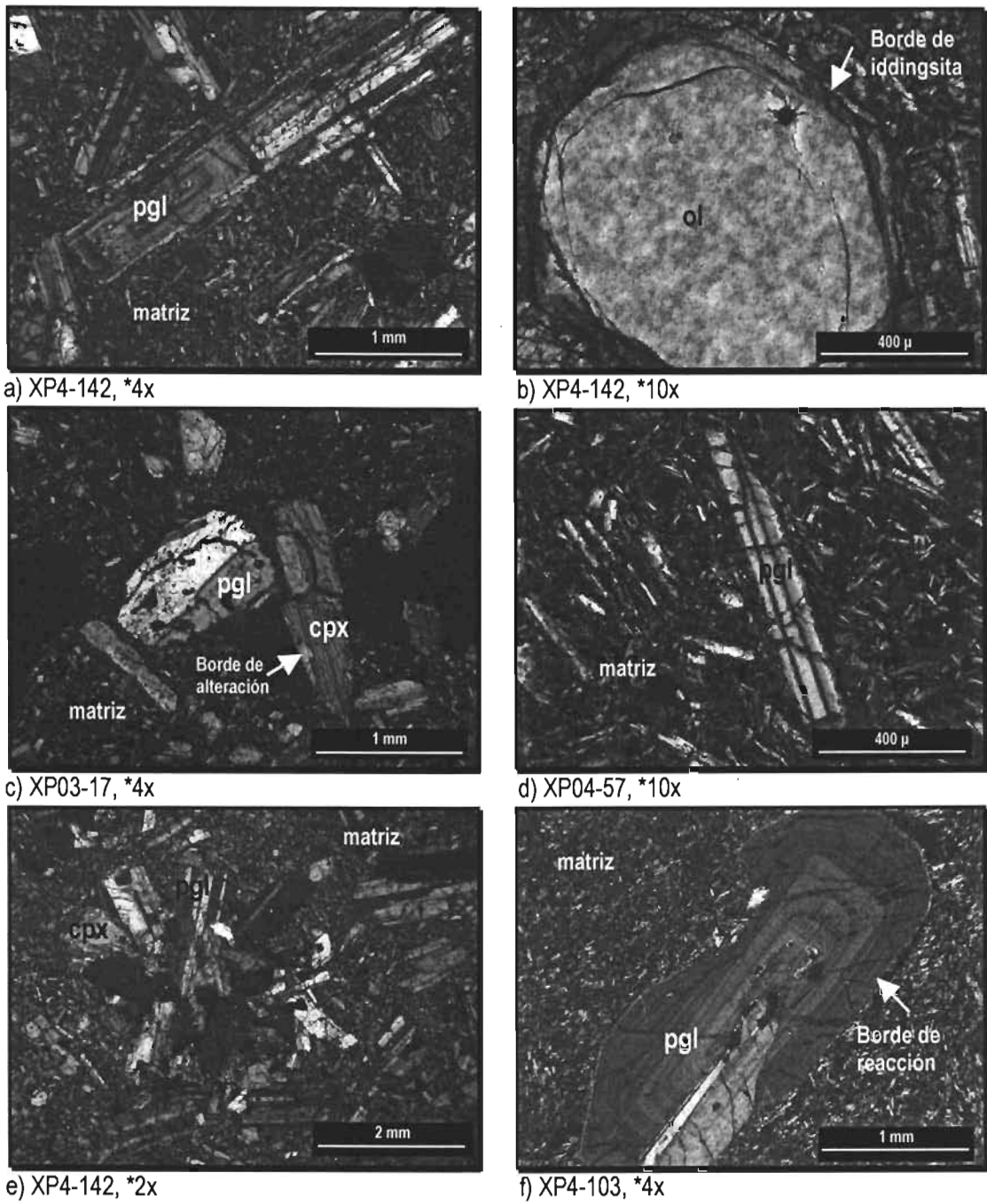
Ortopiroxenos: la presencia de ortopiroxenos también es importante, se encuentra en una proporción del 8%, dispuestos en fenocristales subhedrales con tamaños de hasta 1.3 mm.

Plagioclasas

Las plagioclasas son la fase mineral más representativa de estas rocas, ocurren en una proporción de hasta el 30%; se presentan como fenocristales y fragmentos de ellos, varían en composición de labradorita a andesina con formas subhedrales, con un tamaño máximo de 2.5 mm, caracterizados por un maclado polisintético poco desarrollado e interceptado por la presencia de fracturas (Figura 4.8d). Presentan signos de alteración magmática, tal como golfos y oquedades de disolución internas, así como bordes de reacción bastante marcados. La zonación en las plagioclasas es común en este grupo y es de tipo oscilatoria (figura 4.8a y 4.8f). Fueron también observadas inclusiones de piroxeno en plagioclasa, así como glomeropórfidos en muestras de este grupo.

Las plagioclasas que conforman la matriz, presentan bordes de reacción, zonas de corrosión, abundantes inclusiones y zoneamientos oscilatorios. Los intersticios son ocupados por minerales opacos, entre los que se identificó hematita.

Como minerales accesorios, fueron observados micro y fenocristales de apatito con formas tabulares, de tamaño 0.2 a 0.4mm y caracterizados por bordes de reacción y abundantes fracturas.



a) XP4-142, *4x

b) XP4-142, *10x

c) XP03-17, *4x

d) XP04-57, *10x

e) XP4-142, *2x

f) XP4-103, *4x

Figura 4.8. Características petrográficas del grupo de las traquiandesitas y andesitas

a) Fotomicrografía del volcán Las Margaritas que muestra un cristal euhedral de plagioclasa con zoneamiento oscilatorio, bordes de reacción y corrosión interna; b) Cristal subhedral de olivino con bordes de iddingsita en muestra del volcán Las Margaritas; c) Fotomicrografía del volcán Pinoltepec que presenta un cristal de piroxeno con golfos de disolución, fracturas y bordes de reacción; d) Muestra del volcán Macuiltepetl; fenocristal euhedral de plagioclasa con maclado polisintético con bordes de reacción, inmerso en una matriz de plagioclasa y óxidos de hierro; e) Glomeropórfido de clinopiroxeno y plagioclasa inmerso en una matriz de la misma fase mineral; roca del volcán Las Margaritas; f) Cristal de plagioclasa que muestra zoneamiento oscilatorio, bordes de reacción, presencia de inclusiones y disolución interna en una roca del volcán Pitaya.

*Aumento; todas las microfotografías son tomadas con Nícoles Cruzados

4.5. Química de Roca Total

4.5.1. Elementos Mayores

Los elementos mayores son aquellos que forman parte esencial de la composición química de una roca ígnea, tal como Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, y P; estos elementos se encuentran como óxidos y su concentración es medida en por ciento en peso (% p.); son empleados para clasificar a las rocas ígneas, siendo esenciales para ello, el SiO₂, Na₂O+K₂O. Así mismo, el comportamiento evolutivo de los elementos mayores representa una importante herramienta en el entendimiento de los procesos que sufrieron los magmas para formar las rocas; a partir de la interpretación de la información que proporcionan es posible generar modelos petrogenéticos.

Una de las formas más empleadas para observar la tendencia de estos elementos, es a partir de los diagramas de Harker (Wilson, 1989), en los cuales, el por ciento en peso de cualquiera de los óxidos de elementos mayores es graficado contra el SiO₂ en el eje de las abscisas como índice de diferenciación, siendo también posible emplear al MgO en sustitución de SiO₂ cuando se estudien rocas de composición esencialmente básica.

El principio de esta relación gráfica, propone que rocas genéticamente relacionadas mostrarán una marcada correlación, que surge como consecuencia de una evolución química de los magmas; sin embargo, lo común es encontrar una serie de rocas con una disposición aleatoria, lo cual sugiere que son resultado de pulsos de magma de composición diferente con procesos de diferenciación propios, sea cristalización fraccionada, fusión parcial, mezcla de magmas, contaminación cortical o incluso combinación de estos procesos. Dentro de este contexto, los diagramas de variación de Harker, son empleados como base para desarrollar modelos petrogenéticos.

Tomando en consideración lo anteriormente expuesto, se emplean los datos de la tabla 4.2 para generar diagramas binarios, utilizando los elementos mayores de cada grupo químico (basaltos, andesitas basálticas-traquiandesitas basálticas y andesitas-traquiandesitas) obtenidos a partir del diagrama TAS (Figura 4.2) y como índice de diferenciación al MgO, considerando que este es recomendable en el caso de rocas con composiciones básicas (Cox *et al.*, 1979); en los diagramas así generados de la figura 4.9 se observa lo siguiente:

Las concentraciones de Fe₂O₃ y CaO, presentan tendencias lineales que disminuyen a medida que el MgO disminuye; en el caso de TiO₂, el comportamiento se muestra ligeramente caótico. Los diagramas del SiO₂, Al₂O₃, K₂O y Na₂O, presentan correlación positiva en relación al decremento de MgO; en una trayectoria lineal que se acentúa en caso del Na₂O. En el caso del diagrama de P₂O₅, se muestra una gran dispersión en relación al MgO. En los siguientes párrafos se describe de forma más detallada el comportamiento de los elementos mayores.

TiO₂

El contenido de TiO₂ oscila entre 1 y 2.15% p. (Figura 4.9a), con un promedio de 1.6% p., valor elevado en relación al promedio de 1.14% p. reportado en rocas de los Andes (Ewart, 1982) y más parecido a rocas tipo OIB (Wilson, 1989); los valores más elevados se presentan

generalmente en las rocas basálticas en las cuales el contenido de TiO_2 varía entre 1.5 y 2.15 (volcanes Las Lomas y Colorado 1, respectivamente), a su vez, las muestras que presentan mayores concentraciones de este elemento, se encuentran dentro del campo alcalino o muy cercanas al límite de acuerdo con el diagrama de la figura 4.3.

El diagrama TiO_2 vs MgO , permite observar una amplia dispersión de las muestras; en el caso de las rocas basálticas se observa una tendencia ligeramente a incrementar a medida que disminuye el MgO , sin embargo, a partir del valor de 8% en el contenido de MgO , la serie de los basaltos muestra una bifurcación en la distribución de las muestras hasta el valor de 4% de MgO . En el caso de las andesitas basálticas, éstas presentan una ligera deflexión positiva en las muestras finales de la serie en relación al decremento de MgO . El grupo de las traquiandesitas muestra una tendencia bimodal, misma que se repite en los demás diagramas binarios.

Al_2O_3

En la figura 4.9b, se observa que los contenidos de Al_2O_3 de las rocas de Xalapa, oscila entre 15 y 19%, contenidos similares (16-18%) fueron reportados por Hasenaka y Carmichael (1987) para el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), mientras que en caso del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC), los contenidos de este óxido varían entre 15 y 16.5% (Siebe *et al.*, 2004; Márquez, 1998). En el diagrama MgO vs Al_2O_3 , (Figura 4.9b), se observa una tendencia lineal en los basaltos, los cuales presentan variaciones de este óxido entre 14.5 a 19% para un rango de MgO que oscila entre 11.5 y 4.5; considerando estos valores, los basaltos del área de estudio, se encuentran dentro de la categoría de "basaltos de alto aluminio" característicos de ambientes de margen activo (Wilson, 1989).

$Fe_2O_3^t$

Este óxido se reporta como hierro total; sus concentraciones varían en un rango de 5 y 13%; valores similares son reportados para el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato por Hasenaka y Carmichael (1987), mientras que para el Campo Volcánico Sierra Chichinautzin se reportaron porcentajes <10%, (Wallace y Carmichael, 1999).

En la Figura 4.9c, se observa una tendencia a disminuir el porcentaje de $Fe_2O_3^t$ en función del decremento del MgO , sin embargo, el comportamiento no es lineal, sino que muestra grandes variaciones, principalmente en el grupo de los basaltos, los cuales presentan porcentajes desde 7% hasta 12.5%, dentro de un rango de MgO del 4 al 12%. De este grupo de basaltos, sobresalen las muestras del volcán Cerro Colorado 1, mismas que contienen porcentajes de máximos de 11.35 % de MgO y hasta 12.26% de $Fe_2O_3^t$. El grupo con menor porcentaje de este óxido es el de las traquiandesitas.

SiO_2

En el diagrama MgO vs SiO_2 (figura 4.9d), se observa que las variaciones más fuertes se dan en el grupo de los basaltos con contenidos de MgO de 4 y 9% para un rango de silice comprendido

entre 48 y 52%; en el caso de las muestras del volcán Cerro Colorado 1, se muestran contenidos de MgO por encima del 10% y con concentraciones de SiO₂ del 45% (Figura 4.9d); así mismo, las andesitas basálticas presentan un rango de variación de SiO₂ del 52 al 58% para concentraciones de MgO entre 4 y 8.5%, mostrando también una distribución bimodal. Las concentraciones más bajas de SiO₂ corresponden con aquellas muestras que se graficaron dentro del campo alcalino del diagrama de la figura 4.3.

CaO

Los contenidos de CaO varían entre 4 y 11% (Tabla 4.2), en la figura 4.9e se observa una correlación negativa a medida que disminuye el contenido de MgO. Aún cuando se muestra una buena correlación lineal, se presentan algunas ligeras variaciones en todos los grupos geoquímicos, así mismo, dos muestras (XP04-67 y XP4-138) se separan de la tendencia general, mostrando contenidos de CaO mayores a 11% p.

Na₂O

Las muestras del CVX tienen valores mínimos de Na₂O de 2.74% y 2.99% p. los cuales corresponden con las muestras del volcán Cerro Colorado 1; el límite máximo de concentración de Na₂O es de 4.25% (Figura 4.9f), correspondiente a la muestra XP4-57 del volcán Macuiltepétl, clasificada como una traquiandesita. Valores de 4.49% de Na₂O fueron reportados en rocas del CVSC, considerados como valores altos, típicos de volcanes monogenéticos máficos e intermedios relacionados con procesos de subducción en México (Siebe *et al.*, 2004).

En el caso de las muestras del CVX, la tendencia de este óxido es a incrementarse en relación a la disminución de MgO; dentro de este comportamiento, el grupo de los basaltos sobresale al presentar una marcada colinealidad en todas sus muestras.

K₂O

Los contenidos de K₂O, varían entre 0.5 % p. a 3.2 % p. (Figura 4.9g) con un promedio de 1.7% p.; los valores más altos corresponden a las muestras de los volcanes San Marcos y Zimpizahua, ambas muestras pertenecientes al grupo de las traquiandesitas. De acuerdo con los contenidos de K₂O, las rocas del CVX definen una serie calci-alcalina de medio a alto-K (Figura 4.5).

Valores de 1 a 2% p. de K₂O han sido reportados para el Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (Siebe *et al.*, 2004; Márquez, 1998) y de 0.5 a 3% p. para el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1987).

La incompatibilidad del K₂O en rocas de ambientes de arco, produce una correlación positiva de este elemento en relación al decremento del MgO, misma que se pone de manifiesto en la figura 4.9g, que además permite observar cierta colinealidad de algunos elementos individuales de basaltos y traquiandesitas-basálticas.

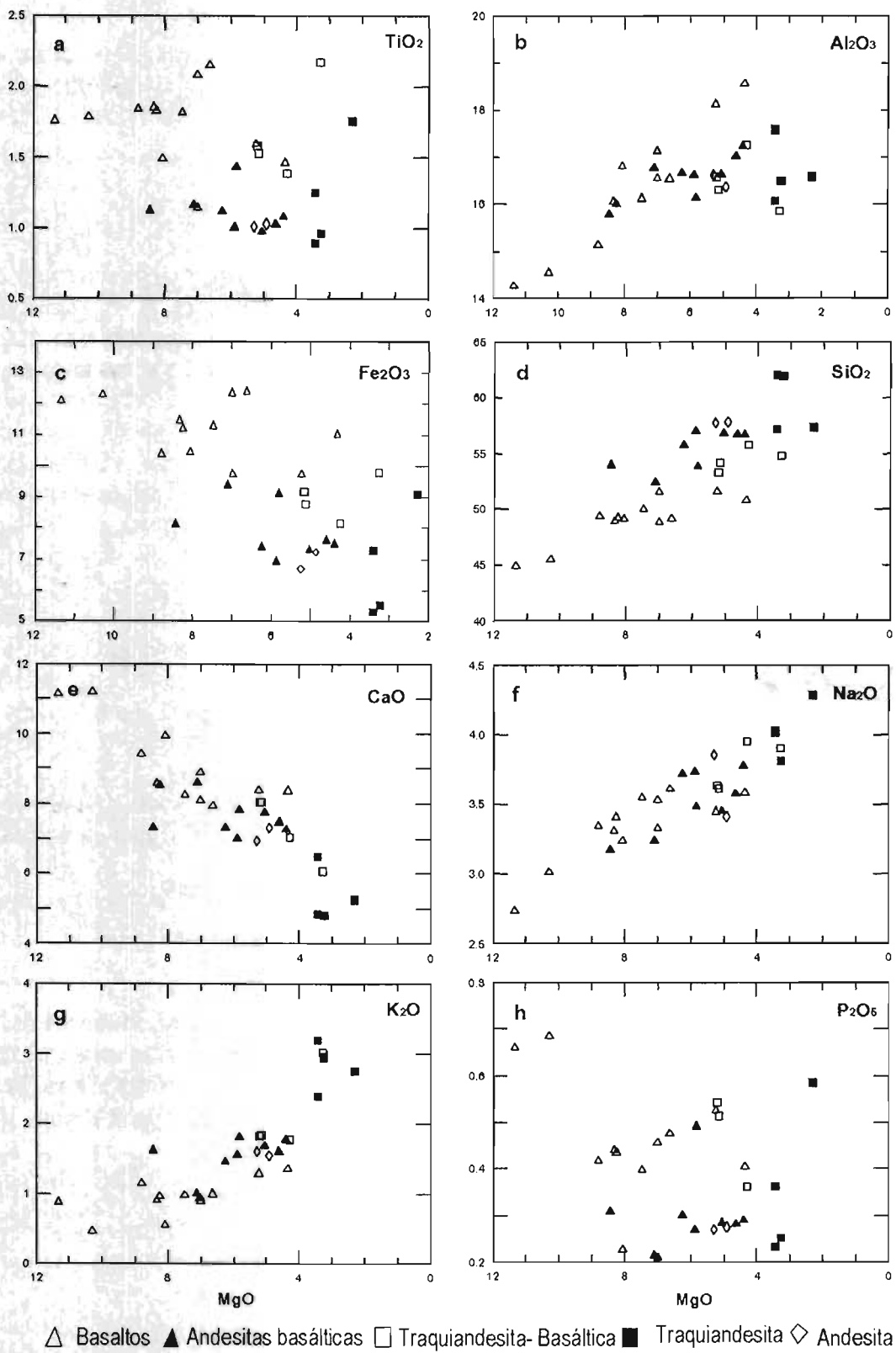


Figura 4.9. Diagramas binarios de elementos mayores, mostrando su variación con respecto al MgO (Fe_2O_3 , como hierro total; los valores de óxidos y MgO, están dados en % en peso)

P₂O₅

Las concentraciones del P₂O₅, varían en general entre 0.21 y 0.68% p. (Figura 4.9h), sin embargo, de esta tendencia sobresalen las rocas del Volcán Colorado 1 (XP04-67 y XP4-138) al presentar valores de 0.66 y 0.68% respectivamente.

4.5.2. Elementos Traza

Los elementos traza son aquellos que forman parte de la composición química de una roca y que se encuentran presentes en concentraciones en partes por millón (Cox *et al.*, 1979). Los elementos traza son clasificados ya sea acorde a su posición en la tabla periódica o a su comportamiento en sistemas magmáticos (Rollinson, 1993); dentro de este contexto se tienen tres grupos de elementos traza:

- 1) *Large Ion Lithophile Elements*, (LILE, por sus siglas en inglés), corresponden a cationes de alto radio y carga pequeña; están caracterizados por presentar un potencial iónico <2; en sistemas magmáticos, estos elementos se consideran incompatibles con las fases sólidas, por lo que tienden a enriquecer la fase líquida; dentro de este grupo se encuentran Rb, Ba, Sr, Cs, K, Na, Nb y Th.
- 2) *High Field Strength Elements*, (HFSE, por sus siglas en inglés) son cationes pequeños de carga elevada, caracterizados por presentar un potencial iónico >2; en sistemas magmáticos estos elementos son compatibles con la fase sólida; dentro de este grupo de elementos traza se incluyen a las llamadas tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), así como Sc, Y, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta y Ce.
- 3) Un tercer grupo son los elementos de transición entre LILE y HFSE dentro de los cuales se encuentran Mn, Zn, Ni, Cr y Cu.

Es común incluir además como parte de los elementos traza a elementos mayores como el K y P (Cox *et al.*, 1979).

Dentro de la evolución de los magmas, los elementos traza juegan un papel importante, en donde su comportamiento está dado a partir de lo que se conoce como "Coeficiente de Partición D", el cual representa la fracción en peso de un elemento traza en un mineral dividido por la fracción en peso de ese mismo elemento en un líquido coexistente, si se considera que el mineral y el fundido se encuentran en equilibrio, D está dado por la siguiente ecuación:

$$D = \frac{\text{distribución en fase sólida}}{\text{distribución en fase líquida}} \text{ para cualquier elemento traza}$$

Esto quiere decir que cuando $D > 1$, el elemento traza es compatible y por tanto reside en la fase sólida durante la cristalización fraccionada, dentro de este grupo se incluyen a las tierras raras, así como Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta y Ce, Ni y Cr.

Por otra parte, si $D < 1$, el elemento es incompatible, lo que implica que tiende a concentrarse en la fase líquida durante la cristalización; este grupo de elementos son conocidos como elementos litófilos de ión grande (LILE) dentro de los cuales se encuentran el K, Rb, Sr, Ba y Th.

Durante su cristalización algunos minerales excluyen o incluyen a los elementos traza, por lo que los valores de los coeficientes de partición de estos elementos, varían ampliamente entre los principales minerales formadores de rocas y el líquido residual; de esta forma, algunos de estos elementos se han usado para identificar los minerales involucrados en el proceso de diferenciación magmática y por tanto contribuyen con la elaboración de modelos petrogenéticos de determinada serie de rocas.

El análisis de los elementos traza puede realizarse a través de diagramas de Harker o binarios y diagramas de multielementos o *spiderdiagrams*, los cuales son útiles para entender el patrón de comportamiento, empleando para ello un marco de referencia con el cual se compara la concentración de elementos traza de una roca, es decir, la concentración de elementos en la roca analizada, se normaliza a la concentración de los mismos elementos en rocas tipo MORB o Manto Primordial.

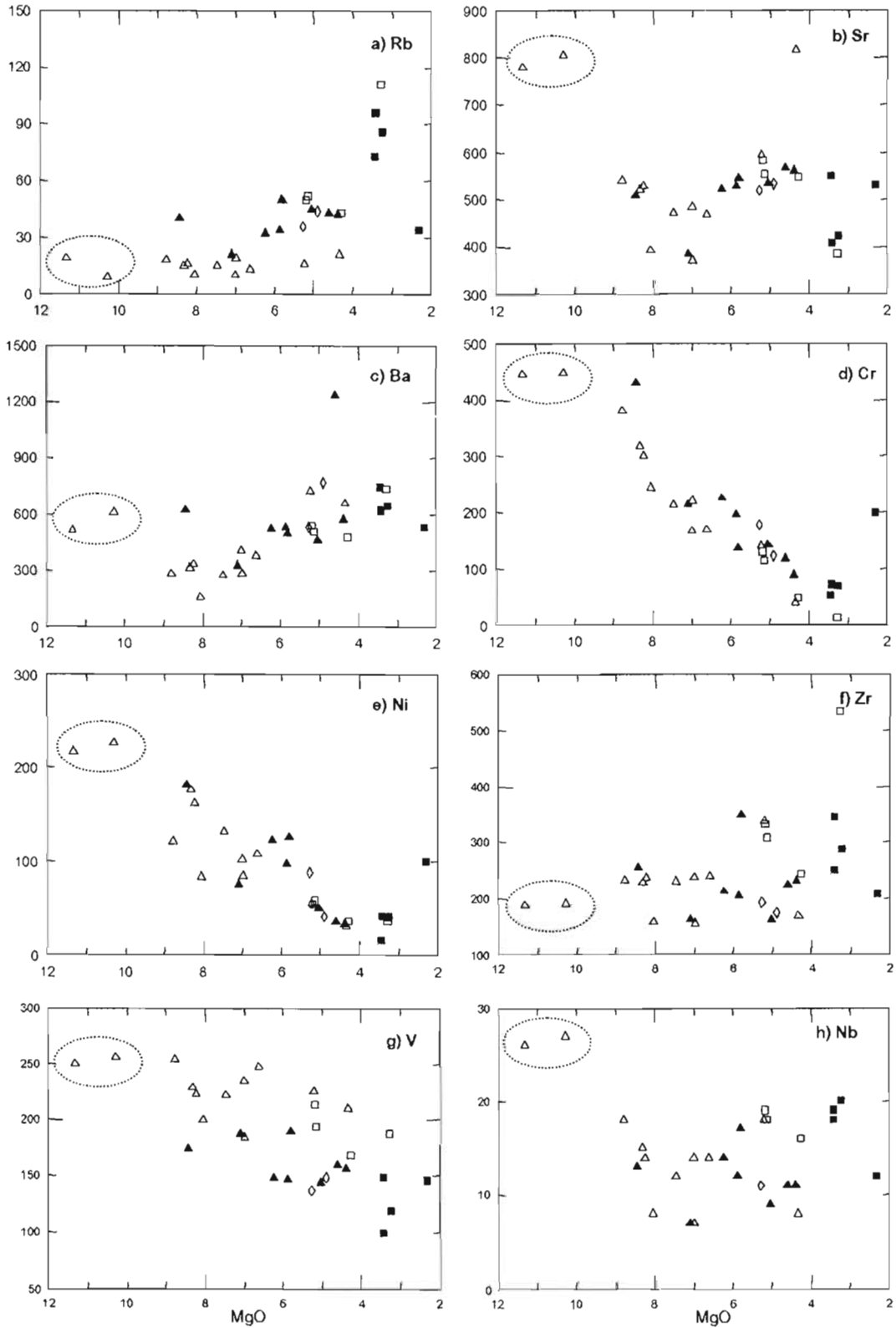
Convencionalmente, los elementos traza son comparados a roca/MORB, útil en rocas en las que MORB más que un manto primitivo puede ser su fuente. En el caso de las tierras raras, el procedimiento es el mismo, pero la comparación se hace en relación a las concentraciones de condrita o manto primordial, ya que se considera que ambos tienen composiciones originales y sin ningún tipo de contaminación (Cox *et al.* 1979).

El estudio de los elementos traza en el presente trabajo, se basa en la información presentada en la Tabla 4.2, con la cual se generaron diagramas binarios (Figura 4.10) y diagramas multielementales normalizados a MORB (Nystrom, 1993, Figura 4.11); los diagramas se generaron de acuerdo a la clasificación química de las rocas, obtenida a partir del diagrama TAS (Figura 4.2) del apartado 4.3; con base en estos diagramas se observó lo siguiente:

Elementos LILE

En la figura 4.10a, se observa una tendencia lineal y positiva del Rb en relación al decremento del MgO. El Rb se encuentra en concentraciones de 9 a 111 ppm, con un rango de 9 a 30 ppm en el grupo de los basaltos; por su parte, en la figura 4.10b se observa una gran dispersión de las concentraciones de Sr en todos los términos geoquímicos; este elemento generalmente se encuentra en concentraciones que varían entre 371 y 594, sin embargo, las muestras del Volcán Estropajo y Cerro Colorado 1 (XP4-069, XP04-67 y XP4-138) localizados en la parte noroeste del área de estudio, presentan concentraciones de estroncio que exceden las 800 ppm.

Así mismo, en la figura 4.10c, se observa que el Ba se encuentra en concentraciones de 159 a 800 ppm, aunque la muestra XP03-12 del volcán Macuiltepetl se separa de la tendencia general, mostrando una elevada concentración de 1,237 ppm. Aún cuando se presenta una dispersión de las muestras, es posible definir una pendiente positiva de Ba con relación al decremento de MgO.



△ Basaltos ▲ Andesitas Basálticas □ Traquiandesita-basáltica ■ Traquiandesita ◇ Andesita

Figura 4.10. Diagramas binarios de elementos traza mostrando su variación con respecto al MgO
Las muestras en el círculo corresponden a XP04-67 y XP4-138 del volcán Cerro Colorado 1

Elementos de Transición

El diagrama 4.10d, muestra que las concentraciones de Cr varían entre 10 y 448 presentando una tendencia lineal negativa en relación al decremento de MgO; en el caso del grupo de los basaltos, las concentraciones de Cr varían entre 40 y 448 ppm, en donde las muestras del volcán Cerro Colorado 1 contienen las más altas concentraciones (446 y 448 ppm respectivamente); por su parte, las andesitas basálticas muestran concentraciones entre 89 y 429 ppm, dentro de este grupo la máxima concentración está en la muestra XP04-94 del volcán Malinche.

Un comportamiento similar al anterior, se presenta en el diagrama de MgO vs Ni (Figura 4.10e), donde las concentraciones de éste último varían entre 16 y 226 ppm; en el grupo de los basaltos la variación es entre 31 y 226 ppm, en donde las máximas concentraciones (mayores a 200 ppm) corresponden a las muestras XP04-67 y XP4-138 (Volcán Cerro Colorado 1); en el grupo de las andesitas basálticas las concentraciones varían entre 33 y 182 ppm.

Elementos HFSE

El Zr presenta concentraciones entre 156 y 350 ppm, mostrando una tendencia positiva aunque dispersa en función del decremento del MgO, únicamente la muestra XP03-02 del Volcán Cerro Gordo 2, presenta concentraciones que exceden las 500 ppm (Figura 4.10f). En el caso del V, se presenta una tendencia descendente de todos los términos en relación al decremento del MgO; las concentraciones de este elemento presentan un rango entre 100 y 313 ppm (Figura 4.10g).

La figura 4.10h presenta el comportamiento del Nb con relación al MgO, la cual muestra una gran dispersión de todos los términos geoquímicos. Las concentraciones del Nb varían entre 7 y 20 ppm, sin embargo, las muestras XP04-67 y XP4-138 elevan las concentraciones de este elemento hasta las 27 ppm en el grupo de los basaltos.

Adicionalmente a los diagramas binarios, se generaron diagramas multi-elementales normalizados a MORB (Mid-ocean ridge basalt), de acuerdo con Nystrom (1993) en los cuales, se observa que en todos los grupos de rocas se presenta un enriquecimiento en elementos LILE (Figura 4.11), en relación a los elementos de alto potencial iónico HFSE, en este sentido los LILE se incrementan ligeramente hacia los términos más diferenciados.

La abundancia de elementos tales como, Sr, K, Rb, Ba y Th (LILE), se atribuyen a la movilidad que estos presentan, siendo fácilmente aportados por la placa que subduce, produciendo un metasomatismo en la cuña del manto; en este contexto, los basaltos asociados a este origen, presentarán enriquecimiento en el contenido de estos elementos.

Los diagramas multielementales de la figura 4.11, muestran también anomalías negativas de Nb con relación a elementos LILE, (Sr, K, Rb, Ba), así como también, ligeras anomalías negativas de Ti y P (HFSE), sin embargo, estas características no son tan marcadas en las series de los basaltos. Las altas concentraciones de elementos LILE en relación a los elementos HFSE, se ha interpretado como indicador típico de rocas generadas en ambientes de arco (Wilson, 1989; Pearce, 1983).

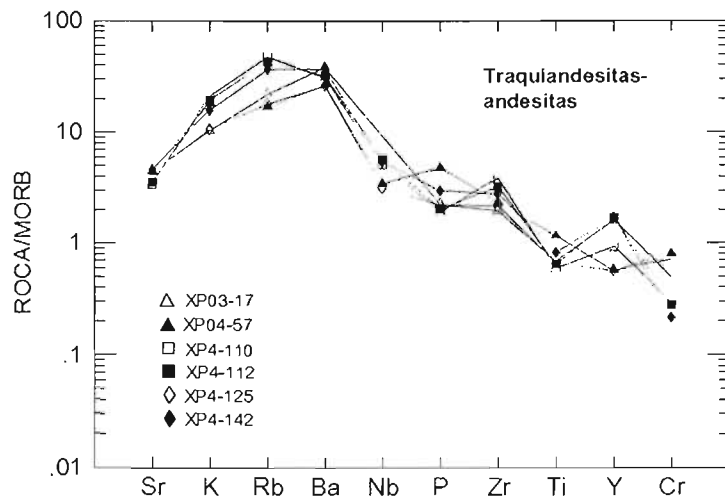
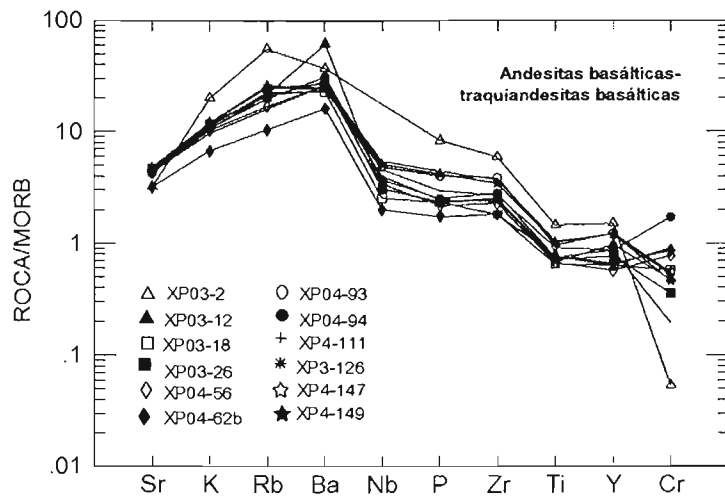
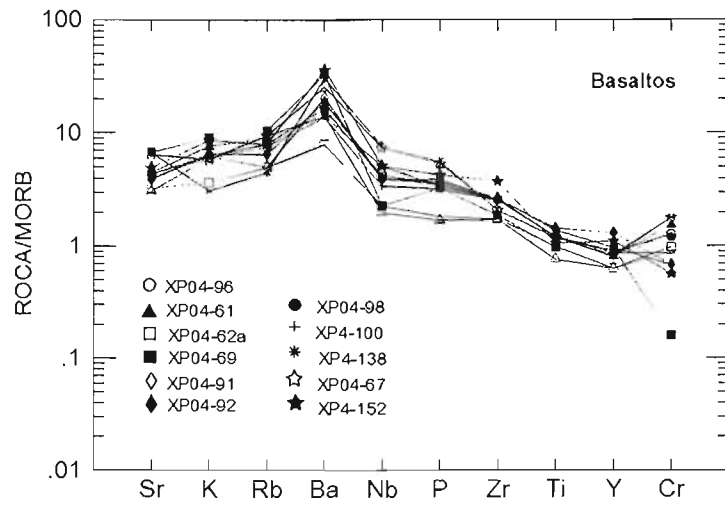


Figura 4.11. Diagramas multielementales normalizados a MORB (Nystrom, 1993) para cada uno de los grupos de rocas del CVX

En el diagrama multi-elemental de las traquiandesitas, la muestra XP04-57, presenta un comportamiento diferente al mostrar anomalías positivas en P y negativas en Rb, con relación a las muestras restantes de esta misma serie.

Por otra parte, es notorio el incremento de Rb hacia los términos más félsicos, así como también una disminución de Ba en rocas de las series traquiandesita-basáltica y traquiandesitas. Así mismo, en los diagramas de la figura 4.11, se observan variaciones en Y, ya que las muestras de las traquiandesitas-basálticas y traquiandesitas muestran incrementos en Y (0.5 a 2), en comparación con los que presentan las series de los basaltos y las traquiandesitas basálticas.

4.5.3. Tierras Raras

Las tierras raras son un grupo de 15 elementos que presentan números atómicos que varían entre 57 (La) y 71 (Lu); las tierras raras se han clasificado de acuerdo con su número atómico, si es bajo, se conocen como tierras raras ligeras (Light rare earth element –LREE-), dentro de las cuales se encuentran La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm y si el número atómico es elevado, son llamadas tierras raras pesadas (Heavy rare earth element –HREE-), siendo éstas Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu.

Dentro del contexto petrogenético, la concentración y patrón desplegado por las tierras raras son empleadas para generar diagramas normalizados que permiten establecer la naturaleza de la fuente de generación de los magmas, por lo que al igual que la información geoquímica de elementos mayores y traza, las tierras raras funcionan como indicadores de procesos magmáticos, contribuyendo así a complementar modelos petrogenéticos.

La figura 4.12 muestra el patrón de tierras raras para rocas del área de estudio que abarcan un rango de composición de andesita-basáltica a andesita; el diagrama se encuentra normalizado a condrita de acuerdo con Nakamura (1974).

La figura pone de manifiesto el enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), las cuales presentan una pendiente negativa, hasta el Eu, a partir del cual, las concentraciones de tierras raras pesadas (HREE) disminuyen de tal manera que forman tendencias con pendientes suaves. Este comportamiento se ha relacionado con rocas calci-alcálicas asociadas a márgenes activos convergentes.

Es notable también en esta figura, el paralelismo existente entre el comportamiento de los diferentes términos geoquímicos; éste patrón de comportamiento, ha sido reportado como fundamento para sugerir una relación cogenética de las rocas en el sector oriental de la FVTM (Besch *et al.*, 1988). Únicamente la muestra XP03-02 del volcán Cerro Gordo 2 presenta una ligera anomalía de Eu.

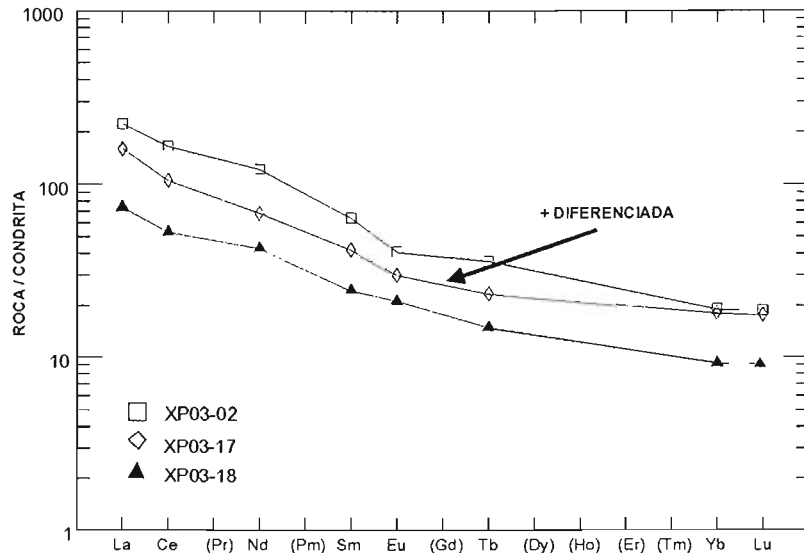


Figura 4.12. Patrón de tierras raras para rocas del CVX. Muestra XP03-02, traquiandesita-basáltica, XP03-17, andesita, XP03-18, andesita basáltica. No se cuenta con dato de los elementos entre paréntesis

4.6. Síntesis e interpretación

La mayoría de los volcanes del Campo Volcánico de Xalapa tiene flujos de lava de composición esencialmente basáltica. Este grupo de rocas presenta valores de MgO que varían entre 4.2 y 9% y concentraciones de Ni entre 23 a 180 ppm. Las concentraciones de Cr varían entre 10 y 380 y los valores de Mg# oscilan entre 47 a 63 (Anexo 1). Así mismo, las concentraciones de Al₂O₃ en esta serie de rocas, varían entre 15 y 18%. Este conjunto de rocas muestra una tendencia subalcalina en el diagrama de Irvine y Baragar (1971), mientras que en el diagrama AFM se evidencia como una serie calci-alcalina.

De la tendencia general descrita en el párrafo anterior, sobresalen las muestras XP04-67 y XP4-138 colectadas en el volcán Cerro Colorado 1, las cuales presentan valores de MgO de 11.3% y 10.3%, con concentraciones de Cr de 446 y 448 ppm, Ni de 217 y 226 ppm, valores de Mg# de 68 y 66, así como de nefelina normativa de 5.97 y 4.54, respectivamente (Anexo 1: resultados de norma CIPW). De igual forma, la muestra XP04-61 del volcán Cerro Gordo 1, presenta concentraciones de MgO de 8.85%, Cr, 380 ppm, Ni 121 ppm, valores de Mg# de 66 y nefelina normativa de 0.98. De acuerdo con estos datos, las rocas califican como alcalinas y se grafican en el campo alcalino dentro del diagrama de Irvine y Baragar (1971).

Sobre la fuente

Con base en los diagramas de variación y multielementales (Figuras 4.10 y 4.11, respectivamente), se puede establecer que las rocas del CVX se encuentran enriquecidas en elementos incompatibles de bajo potencial iónico (LILE: Sr, K, Rb, Ba), así como en aluminio y titanio y empobrecidas en elementos de alto potencial iónico (HSFE: Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y).

Este comportamiento de LILE y HFSE, conjuntamente con anomalías de Nb y Ti se interpreta como un indicativo de magmas generados en ambientes de subducción (Wilson, 1989).

Dentro de este esquema, las muestras XP04-67 y XP4-138 del volcán Cerro Colorado 1 han sido identificadas como alcalinas, las cuales presentan decrementos en K y Rb, en relación a las muestras restantes, este patrón de comportamiento no se encuentra asociado con rocas generadas en ambientes de arco, lo que en primera instancia sugiere una fuente alterna para la génesis de estas rocas; en el caso de la muestra XP04-61 del volcán Cerro Gordo 1, también identificada como una roca alcalina, no muestra deflexiones en K y Rb, ya que también presenta enriquecimiento en LILE en relación a HFSE.

Adicionalmente, los basaltos del Campo Volcánico de Xalapa, se encuentran caracterizados por altas concentraciones de Al_2O_3 , las cuales varían entre 14 y 18%, así como también por sus altos contenidos K_2O . La combinación de todas estas características, las asocia con rocas generadas en ambientes de margen activo, por lo que su origen puede relacionarse con los procesos de subducción de la Placa de Cocos, relacionada a su vez con la génesis de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

Por otra parte, en el diagrama multielemental normalizado a condrita (Figura 4.12), las rocas muestran un evidente enriquecimiento en LREE en relación a HREE, siendo notable además, la ausencia significativa de anomalías negativas de Eu. Así mismo, las rocas muestran una tendencia a aumentar las concentraciones de REE hacia los términos más diferenciados. Este patrón de comportamiento sugiere una relación cogenética en estas rocas. La tendencia lineal positiva desplegada por el K_2O a medida que se incrementa el MgO, sustenta la idea de una fuente común para la serie de rocas del CVX.

Si bien la información de tierras raras disponible en el presente estudio resulta insuficiente, sí es representativa de una gama de composición de las rocas que involucra a las andesitas basálticas y a las andesitas, las cuales muestran características típicas de rocas originadas en ambientes de subducción. Sin embargo, no se dispone de información de las muestras con características alcalinas lo que limita la interpretación sobre su relación con respecto al resto de los magmas en estudio.

La interacción de las características desplegadas por las rocas calci-alcalinas, sugieren una fuente común para los magmas del Campo Volcánico de Xalapa, la cual se relaciona con una cuña de manto metasomatizada por procesos de subducción, la fuente común así definida, estaría enriquecida en Sr, K, Rb y Ba, aportados por los fluidos derivados de la placa que subdujo, por lo que su génesis se asocia directamente a este evento. Por otro lado, el comportamiento desplegado por las rocas máficas sugiere ser producto de fusión parcial de un manto no alterado, puesto que muestran altas concentraciones en Cr y Ni, Mg # elevados y bajos contenidos de SiO_2 .

Sobre procesos de evolución

En las rocas del CVX, es notoria la presencia de olivino, piroxeno y plagioclasa con características de desequilibrio. En el caso de los olivinos, éstos presentan bordes de reacción,

golfos de disolución e inclusiones de espinela, lo cual denota un estado de desequilibrio de ésta fase mineral. De acuerdo con las observaciones petrográficas, se sugiere que dichas características son debidas en primera instancia, al hecho de ser las primeras fases en cristalizar incluso a grandes profundidades, así como a los cambios físicos, principalmente a las variaciones de presión durante el ascenso del magma a la superficie.

Así mismo, la presencia de cristales idiomorfos de olivino y augitas, así como la total ausencia de zoneamiento en los primeros, contribuye a inclinarse hacia la idea de una secuencia de cristalización normal, siendo los olivinos y piroxenos las primeras fases en cristalizar y óxidos de hierro y vidrio las últimas fases de cristalización, ocupando los intersticios que forman los microlitos de la matriz de las rocas del CVX.

Dentro del contexto geoquímico se observa que las concentraciones de CaO y Fe₂O₃ muestran fuertes tendencias negativas en relación al incremento del MgO, lo mismo sucede con el TiO₂, aunque en este caso, la tendencia a disminuir se presenta con una mayor dispersión (Figura 4.9a). Estas características denotan la fraccionación de olivino, mientras que los incrementos de K₂O y Al₂O₃ en relación con el decremento de MgO, indican la cristalización de la plagioclasa.

Así mismo, en la figura 4.10d, se observa que el Cr y el Ni, presentan marcadas pendientes negativas en función de una disminución en las concentraciones de MgO; considerando que estos 2 últimos elementos traza son altamente compatibles en procesos magmáticos, se espera que sus concentraciones más bajas se presenten en las rocas más diferenciadas; esta característica puede observarse en los diagramas de la figura 4.10d y 4.10e, en donde las andesitas contienen bajas concentraciones de Cr y Ni en relación a los términos máficos.

En contraposición al Cr y Ni, el Rb es un elemento altamente incompatible con procesos de diferenciación, por lo que sus concentraciones deberán aumentar en las rocas más evolucionadas, lo cual se pone de manifiesto en la figura 4.10a que muestra un incremento en la concentración de Rb en las rocas con mayor contenido de SiO₂.

El conjunto de patrones de comportamiento descrito, sugiere que las rocas del Campo Volcánico de Xalapa, experimentaron la cristalización fraccionada como proceso evolutivo, en donde cromo→espinela→olivino→piroxenos→plagioclasas→óxidos de hierro, fueron las fases fraccionadas que dominaron durante el ascenso de los magmas hacia la superficie; así mismo, características como la acentuada presencia de iddingsita en los fenocristales del olivino y el conjunto de signos de alteración magmática en las plagioclasas, manifiestan su fraccionación antes de alcanzar la superficie.

El Ni y Rb son empleados para generar un diagrama de discriminación (Figura 4.13a) que permite corroborar la ocurrencia de cristalización fraccionada como proceso evolutivo de la serie magmática (Barnes, 1992); de esta forma, la figura 4.13, muestra una tendencia dispersa hacia el incremento de Rb en relación al decremento de Ni, comportamiento que es consistente con los procesos de cristalización fraccionada.

Dentro de este diagrama, resalta la presencia de las muestras XP04-67 y XP4-138 del grupo de los basaltos que se separan de la tendencia general, las cuales corresponden con las rocas del volcán Cerro Colorado 1. El comportamiento desplegado por estas rocas en la figura 4.13, así

como en los diagramas binarios antes descritos, las presenta como entes independientes que invariablemente rompen la tendencia general, al mostrar pautas diferentes de comportamiento, lo que en primera instancia podría desligarlas genéticamente del resto de las rocas. Este comportamiento se acentúa en los diagramas binarios, en donde adicionalmente presentan concentraciones mayores de MgO en relación al resto de las muestras; de igual manera, en el Nb vs MgO, la presencia de estas rocas, resalta al mostrar los contenidos mínimos de Nb.

El comportamiento antes descrito, manifiesta que las lavas del Volcán Colorado 1, experimentaron condiciones genéticas diferentes al resto de la secuencia de rocas del CVX; sin embargo, para poder afirmar con mayor certeza esta hipótesis, son necesarios datos químicos complementarios de este grupo de rocas.

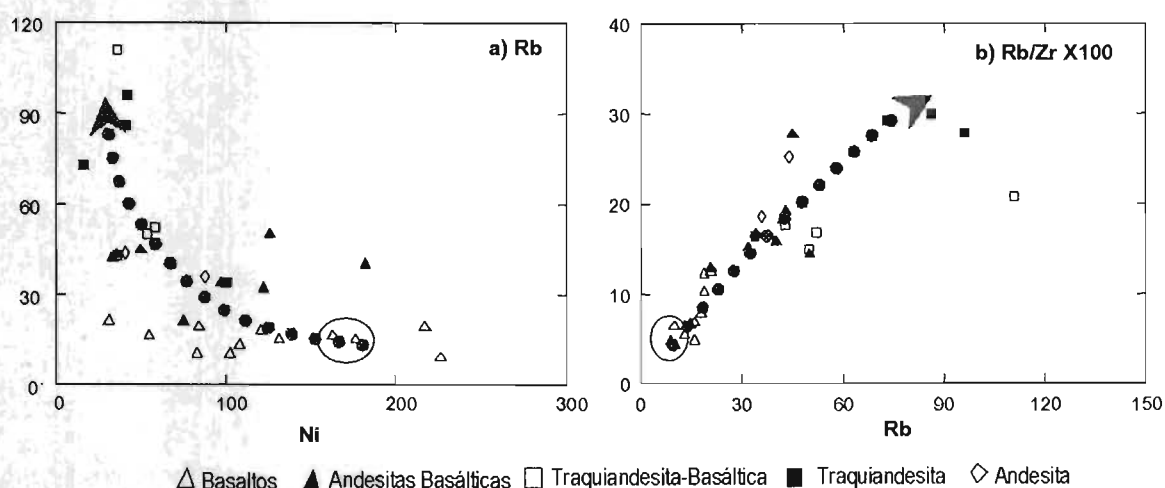


Figura 4.13. Diagramas de discriminación de procesos de fraccionación, denotando una colinealidad en la serie de rocas del CVX

Contrario al comportamiento de los magmas con características alcalinas, los magmas máficos calci-alcalinos, sí presentan patrones de comportamiento que los distingue como magmas parentales de la secuencia de rocas del CVX.

Por otra parte, el diagrama de la figura 4.13b, permite observar una tendencia generalmente colineal entre el Rb y la relación Rb/Zr, de las muestras del CVX, lo cual indica que están relacionadas por procesos de cristalización fraccionada; este diagrama ha sido empleado para corroborar dichos procesos en la zona volcánica de Mont Bailey, Oregon (Barnes, 1992).

Adicionalmente, elementos tales como Zr y Nb (Figuras 4.10f y 4.10h), aún cuando presentan ligeras dispersiones en los patrones de comportamiento, generalmente se muestran menores en los términos más básicos y se incrementan en función de la diferenciación de los magmas. Así mismo, en el caso del diagrama normalizado a condrita, se observa que las concentraciones de tierras raras son mayores en las lavas más diferenciadas y menores en aquellas que no lo son.

La relación de características desplegadas por las rocas del Campo Volcánico de Xalapa, tanto en los diagramas binarios, multielementales y de tierras raras, así como el ensamble mineralógico

mostrado en las secciones petrográficas, apuntan hacia la cristalización fraccionada como proceso de evolución magmática a partir de un magma parental máfico, representado por las rocas máficas de la serie calci-alcalina.

La presencia de elementos tales como xenolitos o texturas en desequilibrio que pudieran indicar procesos alternativos, tal como mezcla de magmas o asimilación-cristalización fraccionada (AFC), no han sido encontrados en las rocas de este campo, por lo que en caso de haber participado en la diferenciación de las rocas del CVX, su influencia debió ser mínima.

De esta forma, se descarta la importancia de otros eventos de diferenciación de magmas y se ratifica a la cristalización fraccionada como proceso predominante en la fraccionación de las rocas de este campo volcánico.

25
26

Capítulo 5

CAMPO VOLCÁNICO DE XALAPA: DISCUSIÓN Y MODELO

CAPITULO 5

Campo Volcánico de Xalapa: Discusión y modelo

5.1. Discusión

El Campo Volcánico de Xalapa (CVX), está integrado por al menos 20 volcanes, que de acuerdo con sus relaciones estratigráficas en campo, la cartografía de sus productos, sus características morfológicas y datos radiométricos reportados en la bibliografía, se pueden dividir en tres grupos; el primero integra 13 volcanes con edades >40 000 años, pendientes de 22° a 35°, relaciones de aspecto ($A/\phi b$) entre 0.04 y 0.11, los cuales representan un primer evento eruptivo ocurrido en el Pleistoceno. El segundo grupo tiene edades entre 40,000 y 25,000 años, lo integran 4 estructuras volcánicas preservadas, con pendientes entre 35° y 40° y valores de $A/\phi b$ entre 0.12 y 0.142; estos volcanes representan el segundo evento eruptivo ocurrido también en el Pleistoceno y el tercer grupo lo integran 2 conos bien preservados, con pendientes mayores a 40° y valores de $A/\phi b$ de 0.20 y 0.25 a los que se estimó una edad de Holoceno (<10,000 años), mismos que corresponden a la última fase eruptiva dentro de la región de Xalapa.

Durante las dos etapas eruptivas del Pleistoceno se produjeron magmas calci-alcálicos y primarios, mientras que en el Holoceno, sólo se registran magmas calci-alcálicos.

Los magmas calci-alcálicos incluyen basaltos, andesitas basálticas y andesitas; este tipo de magmas se presenta en la mayoría de los volcanes del CVX. Dentro del contexto geoquímico, muestran enriquecimientos en LILE (Large-ion lithophile elements) y decrementos en HFSE (Heavy rare earth elements), a su vez, éstos elementos presentan ligeros aumentos en su concentración a medida que se incrementa el contenido de MgO. Las rocas de esta serie magmática presentan también enriquecimientos en LREE y decrementos de HREE, eventualmente mostrando una tendencia general a incrementar las concentraciones de REE en las rocas más diferenciadas. Así mismo, presentan anomalías negativas de Nb y Ti, mientras que en los diagramas binarios se denotan enriquecimientos de hasta el 19% de Al_2O_3 y más de 3% en K_2O , además de una correlación positiva en función del decremento del MgO. El conjunto de estas características denota un marcado carácter calci-alcálico.

El magma primario en el CVX, incluye basaltos que despliegan características tales como $Mg \# > 66$, contenido de MgO de 8.85 % hasta 11.3%, concentraciones de Cr de 448 ppm, Ni entre 217 y 226 ppm y presencia de nefelina normativa. Este tipo de magmas es mucho menos voluminoso y únicamente se presenta en los dos episodios eruptivos del Pleistoceno, en los volcanes Cerro Colorado 1, formado durante el primer evento eruptivo (>40,000 años) y Cerro Gordo 1, perteneciente al segundo evento de esta misma época (25,000-40,000 años).

En términos geoquímicos, las muestras caracterizadas como alcalinas, presentan decrementos en K y Rb, así como empobrecimiento en HFSE, con relación a LILE, pero mostrando concentraciones más elevadas de Nb y P en comparación al conjunto de rocas máficas restantes. De igual manera, el comportamiento de los basaltos alcalinos observados en los diagramas binarios y multielementales (Figuras 4.9, 4-10 y 4-11), los presenta como entes independientes que se separan de la tendencia general de las muestras restantes. En algunos casos como en el TiO_2 muestran contenidos menores que los basaltos más primitivos de la serie calci-alcalina, así como también, presentan las más altas concentraciones de Nb en comparación con el resto de las muestras, circunstancias que suponen condiciones diferentes de generación para estas rocas.

Actualmente, se acepta como un hecho, que el enriquecimiento de LILE y empobrecimiento de HFSE mostrados por las rocas en diagramas multielementales normalizados a MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt), corresponden con características geoquímicas asociadas con ambientes de subducción (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

Dentro de este contexto, el enriquecimiento de elementos tales como Sr, Cs, K, Rb y Ba proviene de la deshidratación de la placa subducida (Perfit *et al.*, 1980) generando un flujo que es enriquecido en estos elementos incompatibles por efectos de la fusión de minerales hidratados como serpentina, clorita, hornblenda y arcillas minerales que forman parte de la placa oceánica subducida, así como de los sedimentos oceánicos que arrastra consigo. De acuerdo con la bibliografía (Best y Christiansen, 2001) la profundidad a la que se dan los procesos de deshidratación de la placa subducida es entre 100-110 Km. Los flujos generados por deshidratación, se enriquecieron en elementos móviles (Sr, Cs, K, Rb y Ba), que posteriormente son aportados al material astenosférico que sobreyace a la placa subducida promoviendo la fusión parcial de la cuña del manto y favoreciendo a su vez su metasomatismo. Las rocas asociadas a estos ambientes, registrarán esta firma geoquímica como parte de su composición.

Por su parte, las deflexiones en Nb, Ti y en general el empobrecimiento de elementos HFSE en rocas de ambientes de subducción, se atribuyen a la inmovilidad de estos elementos en medios acuosos, por lo que no son fácilmente liberados durante el proceso de fusión parcial de la cuña del manto.

La integración de las características químicas desplegadas por la serie de rocas del Campo Volcánico de Xalapa, apuntan hacia un origen relacionado estrechamente al ambiente tectónico de subducción presente en la costa del Pacífico, en la cual están involucradas las placas de Cocos y Norteamérica. Dentro de este escenario tectónico, la presencia de magmas calci-alcalinos se originó a partir de la interacción de los fluidos provenientes de la placa subducida y el producto de la fusión parcial de la cuña del manto. El fluido resultante experimentó procesos de diferenciación magmática dando origen a una serie de basaltos, andesitas basálticas y andesitas, con afinidad calci-alcalina.

En este mismo ambiente tectónico, existieron heterogeneidades en relación a la interacción de los fluidos acuosos con la fusión parcial del manto, ya que pulsos magmáticos originados como producto de dicha fusión, ascendieron a la superficie sin haber interactuado con los fluidos provenientes de la placa subducida, conservando así su composición original y manifestándose en superficie como volcanes con lavas de composición primaria.

Con la ocurrencia de condiciones tales como una muy baja o nula influencia de los fluidos acuosos, un rápido ascenso a través de la astenósfera, así como una fácil trayectoria a través de la corteza, los magmas primarios pudieron alcanzar la superficie conservando sus propiedades químicas originales, dando como resultado la presencia de volcanes alcalinos estrechamente relacionados con volcanes calci-alcalinos.

El proceso de metasomatismo parcial dentro de una misma fuente de generación magmática, puede explicar la presencia de magmas de afinidad química diferente en mutua relación, tal como se presenta en la región de Xalapa, donde los dos tipos de magmas (calci-alcalino y primario) se encuentran relacionados en tiempo y espacio, ya que de acuerdo con edades relativas obtenidas a partir de la morfometría de los volcanes y apoyada con edades reportadas en la bibliografía (Negendank *et al.*, 1985, Siebert y Carrasco, 2002), las rocas del CVX presentan una edad de Pleistoceno Tardío-Holoceno, mientras que su relación en espacio, se manifiesta a través de una particular cercanía entre volcanes con características químicas opuestas, tales como el Macuiltepetl y el Cerro Colorado 1, separados entre sí, por una distancia de 2.7 km, donde el primero presenta las rocas más evolucionadas del CVX con características calci-alcalinas, mientras que el segundo generó magmas eminentemente primarios.

La coexistencia de vulcanismo con características geoquímicas opuestas en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) ha sido reportada en otros sectores (Hasenaka y Carmichael, 1987; Márquez, 1998; Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 1999; Ferrari *et al.*, 2001 y Siebe *et al.*, 2004). En el sector oriental de la FVTM, Robin (1976) identificó la presencia simultánea de magmatismo con significados tectónicos opuestos; por un lado se encuentran las rocas con características calci-alcalinas y por otro, la presencia en el borde más oriental de rocas evidentemente alcalinas. Al respecto, Robin (1976) menciona que dichas variaciones químicas contrastantes se deben en primer lugar, al diferente ambiente tectónico dentro del cual se encuentra el vulcanismo. Considerando las grandes variaciones composicionales y las características tectónicas de la zona, este autor, asoció la génesis de las rocas calci-alcalinas de edad mio-plio-cuaternarias con los fenómenos de subducción existentes en la costa pacífica, perteneciendo así a la FVTM.

Por otra parte, los magmas de carácter primario, fueron asociados por este autor a los movimientos relacionados a la extensión del Golfo de México, los cuales produjeron *rifts* con direcciones N-S que a su vez desarrollaron cuencas marginales, mismas que jugaron un papel muy importante en la producción de magmatismo alcalino. Debido a la dificultad para explicar las fallas normales con dirección norte-sur, como consecuencia de los fenómenos de subducción, Robin (1976), propuso que el vulcanismo alcalino se encuentra relacionado con una tectónica distensiva asociada a la extensión del Golfo de México, dando lugar a una secuencia de rocas alcalinas que se encuentran expuestas desde la Sierra de San Carlos en el estado de Tamaulipas, hasta el Campo Volcánico de Los Tuxtlas, a la cual denominó Provincia Alcalina Oriental.

De acuerdo con Robin (1976), en el este de México se conjuga una tectónica compresional y distensiva asociada a la Faja Volcánica Trans-Mexicana y la Provincia Alcalina Oriental, respectivamente, donde la zona comprendida entre Palma Sola y Pico de Orizaba, representa el punto donde se conjugan dos tipos vulcanológicos opuestos. Dentro de este contexto, la región de Xalapa se encuentra incluida en la zona de intersección, que de acuerdo con este autor presenta características transicionales; aunque no detalla dichas características, asocia el origen de esta zona a los procesos de subducción que dieron origen a la FVTM.

Estudios posteriores llevados a cabo por Negendank *et al.* (1985) en la región oriental de México, dividieron el sector oriental de la FVTM en cuatro unidades geológicas: Cofre de Perote-Pico de Orizaba, Cuenca Oriental, Naolinco-Xalapa y Macizo de Palma Sola. De acuerdo con estos autores, el vulcanismo en este sector está representado por un conjunto de estratovolcanes y campos monogenéticos con rocas asociadas de composición calci-alcalina, subalcalina y alcalinas. Si bien se reporta el predominio de rocas con características calci-alcalinas, se menciona también la existencia de secuencias alcalinas especialmente en el Macizo de Palma Sola.

La interpretación geológica, estructural y geoquímica propuesta por Negendank *et al.* (1985), indica que en el sector oriental de la FVTM, no se observan características que puedan ser interpretadas como "rifting" continental lo suficientemente grandes como para generar la provincia alcalina de carácter de intraplaca como fue propuesto por Robin (1976; 1982). Para estos autores, el vulcanismo en este sector es el resultado de la subducción de la Placa de Cocos, por lo que de acuerdo con Negendank *et al.* (1985), la FVTM se extiende hasta las costas del Golfo de México, comprendiendo de esta manera, al vulcanismo alcalino de la porción más oriental.

Como parte de las conclusiones de dichos autores, consideran que el modelo tectónico clásico de compresión-calci-alcalino/tensión-alcalino, resulta obsoleto, debido a que no resuelve los problemas encontrados particularmente dentro del sector oriental de la FVTM, por lo que desde entonces, se ha sugerido un estudio más detallado, a fin de resolver los cuestionamientos que plantea la presencia de rocas con características geoquímicas contrastantes.

Besch *et al.* (1988), apoyados en estudios geoquímicos del sector oriental, reportan la presencia de dos grupos de rocas: calci-alcalinas y alcalinas predominando las primeras. De acuerdo con sus resultados, mostraron que los basaltos primarios son producto de la fusión parcial de una cuña de manto lherzolítica, afectada por procesos de subducción.

Como se ha visto hasta ahora, los escasos estudios realizados en el sector oriental, coinciden en reportar la presencia de rocas calci-alcalinas y alcalinas, pero difieren en relación a la interpretación de su génesis.

De esta forma, para algunos autores las rocas alcalinas suponen la presencia de un ambiente tectónico extensional, por lo que son consideradas como una provincia ajena a la FVTM; para otros, la presencia de ambas secuencias de rocas, puede asociarse a los procesos de subducción que dieron origen a la FVTM.

Lo presentado anteriormente, refleja una naturaleza volcánica compleja en el sector oriental de México; sin embargo, la coexistencia de rocas petrológicamente opuestas, no es un rasgo

particular de este sector de la FVTM, sino que parece repetirse en otros sectores de esta provincia volcánica.

Ejemplo de lo anterior es el Campo Volcánico Sierra Chichinautzin, en donde se reporta la presencia de rocas con características geoquímicas similares a los basaltos tipo OIB (Ocean island basalt) y por tanto, diferentes a los basaltos de arco continental; diversos autores han estudiado este campo volcánico y han propuesto variadas y controversiales hipótesis para explicar la presencia de un vulcanismo, cuya naturaleza difiere geoquímicamente en relación a lo que se esperaría dentro del contexto tectónico en el que se encuentra (Máquez *et al.*, 1999; Verma, 1999; Siebe *et al.*, 2004).

La coexistencia en tiempo y espacio de magmas de naturaleza heterogénea y opuesta, también ha sido reportada dentro de volcanes pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato; dentro de este campo, se presenta un rasgo similar al encontrado en el CVX (Volcán Macuiltepetl: calci-alkalino, Volcán Cerro Colorado 1: magma primario), esto es, la presencia de dos volcanes, asociados en tiempo y separados por una distancia de tan solo 3 Km, siendo estos volcanes: Jorullo y La Pilita (Luhr y Carmichael, 1985). Las rocas de ambos volcanes, califican como magmas primarios; sin embargo, el primero muestra características que lo sitúan como un volcán clásico de ambientes de subducción, mientras que el segundo es radicalmente diferente y presenta traquibasaltos con nefelina normativa, subsaturados en silice y enriquecimientos anómalos en elementos incompatibles.

Las diferencias contrastantes en estos dos volcanes situados dentro de uno de los campos monogenéticos más grandes, pone de manifiesto nuevamente, la complejidad de los procesos volcánicos que se llevan a cabo dentro de la FVTM.

A fin de representar gráficamente la presencia de rocas con características químicas contrastantes, en la figura 5.1 se comparan algunas de las muestras de los campos volcánicos de Xalapa, Sierra Chichinautzin y Michoacán-Guanajuato. Se consideraron las más representativas de cada uno de los campos, clasificadas como alcalinas y calci-alkalinas (Figura 5.1b).

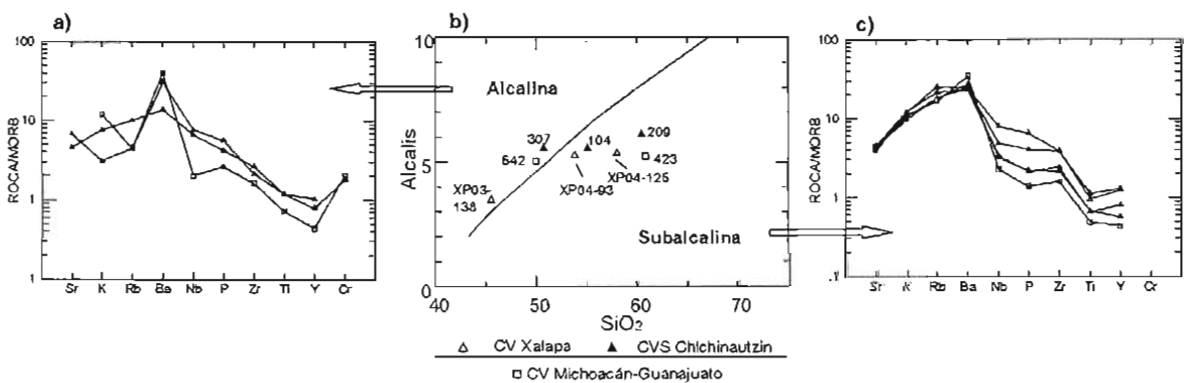


Figura 5.1. Comparación de rocas alcalinas y calci-alkalinas de los campos volcánicos de Xalapa, Sierra Chichinautzin y Michoacán-Guanajuato. En b) se grafican las muestras de los tres campos volcánicos; en a) Multidiagrama (Nystrom, 1993) de las rocas clasificadas como alcalinas y c) Multidiagrama de las rocas clasificadas como calci-alkalinas. Los datos del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin, fueron tomados de Wallace y Carmichael (1999) y los del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato de Hasenaka y Carmichael (1987).

En la figura 5.1c, se muestran las rocas calci-alcálinas; este conjunto de muestras presenta un comportamiento armónico del que sobresale el enriquecimiento de los elementos LILE, las deflexiones en los elementos HSE y las anomalías negativas de Ti y Nb. Estas características en conjunto, las identifican como rocas calci-alcálinas típicas de ambientes de subducción. Este comportamiento es similar para las rocas de los campos Michoacán-Guanajuato, Xalapa e incluso en las rocas del campo volcánico Sierra Chichinautzin, consideradas por Velasco y Verma (2001) y Márquez (1998) como magmas tipo OIB cuya génesis no está asociada a ambientes de arco. A diferencia de la figura 5.1c, las rocas clasificadas como primarias (Figura 5.1a) muestran decrementos en elementos incompatibles, así como ausencia de anomalías de Nb y Ti, mientras que en los elementos LILE, el comportamiento es caótico.

La presencia de vulcanismo alcalino y calci-alcálinos en un mismo ambiente tectónico, pone en duda los modelos tradicionales y conlleva a la generación de nuevas hipótesis que conduzcan al entendimiento de las "incongruencias" petrológicas encontradas a lo largo de la FVTM, provincia volcánica que tradicionalmente se ha asociado con rocas de carácter calci-alcálinas generadas en ambientes de márgenes convergentes.

La coexistencia de rocas calci-alcálinas y alcalinas en el Valle de México y alrededores fue explicada por Wallace y Carmichael (1999), a partir de la advección de manto astenosférico, que se genera por efectos de la subducción de la placa dentro de la cuña del manto debajo de la FVTM. Los efectos de la subducción de la placa producirán una descompresión que generará la fusión parcial de un manto no afectado por procesos de subducción. El material así formado en la región tras arco puede migrar hasta el punto donde se genera el magma, pudiendo o no, ser afectada por los procesos de subducción.

Wallace y Carmichael (1999), mencionan que la interacción de estos eventos resulta congruente con las variaciones en elementos traza que presentan las rocas, las que por un lado manifiestan la presencia de un manto enriquecido por procesos de subducción que originaron rocas calci-alcálinas y por otro, un manto heterogéneo con magmas basálticos alcalinos empobrecidos en HSE. Este planteamiento resuelve la presencia de volcanes asociados en tiempo y espacio que muestran composiciones contrarias, ejemplo de lo cual son los volcanes Jorullo y La Pilita (Luhr y Carmichael, 1985), localizados en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

Ideas más recientes son las propuestas por Verma (1999), Márquez *et al.* (1999) y Velasco y Verma (2001), quienes relacionan el vulcanismo de la FVTM a un *rift* activo que abre de oeste a este, en donde los magmas se generan como producto de una pluma mantélica que ascendió a la superficie y que apareció en el Mioceno Superior en la porción oeste de la FVTM; esta pluma mantélica supuso la emisión de magmas máficos con características primarias que posteriormente migraron hacia el oriente. Este modelo involucra la interacción de una pluma mantélica con procesos de *rift*, presentando así, una hipótesis alternativa a los procesos de subducción a los cuales tradicionalmente se ha asociado el vulcanismo en la FVTM.

Ferrari *et al.* (2001), han explicado la coexistencia de vulcanismo de afinidad geoquímica diferente, en el que se conjuntan la geología, la tectónica y la petrología. El modelo fue propuesto para el sector occidental del FVTM, donde se encuentran rocas calci-alcálinas con afinidades a basaltos tipo OIB. El modelo presentado por estos autores, se basa en una disminución en el movimiento de convergencia entre la Placa de Rivera y Norteamérica a fines del Mioceno, el cual

generó a su vez un movimiento de "roll back" en la porción de placa subducida. Este movimiento implica que la placa Rivera se deslice dentro de la cuña del manto, provocando un estiramiento y rompimiento parcial en el límite entre esta placa y la de Cocos.

El rompimiento parcial producido entre estas placas, permite la inducción dentro de una cuña de manto, de un flujo de material no enriquecido proveniente de la astenósfera. Posteriormente, cuando se reactiva la convergencia, en el Plioceno, se incrementa la cantidad de fluidos liberados por la placa subducida, lo que contribuye al metasomatismo del manto astenosférico. Este modelo explica como las lavas calci-alcalinas con características tipo OIB, se generaron por pequeñas cantidades de fusión de un manto heterogéneo modificado por los fluidos liberados de la placa subducida. La presencia de rocas netamente alcalinas en mutua relación con series calci-alcalinas no es considerada en este modelo.

Las circunstancias geológicas presentadas en los modelos anteriores, han sido aplicadas a un área específica dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, lo cual no implica que no funcionen en otros sectores, sin embargo, para poder extrapolar dichos modelos al sector oriental de la FVTM, será necesario realizar estudios más detallados en el sector oriental a fin de probar su funcionamiento.

5.2. Modelo de evolución

La fuente del magma que dio origen al vulcanismo en la región de Xalapa, se formó dentro del escenario tectónico de subducción en la costa pacífica mexicana, donde la Placa de Cocos se encuentra subduciendo a la Placa Norteamericana (Figura 5.2).

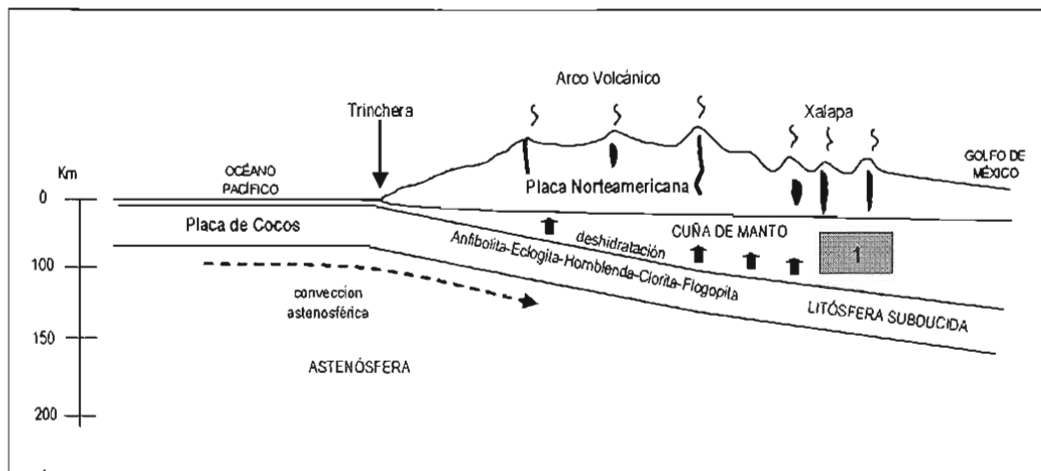


Figura 5.2. Contexto geotectónico dentro del cual se generaron los magmas del Campo Volcánico de Xalapa (Modificado de Best y Christiansen, 2001). El cuadro marcado con 1, se explica en la Figura 5.3.

Dentro de este escenario tectónico, la placa subducida modificó las condiciones físico-químicas del entorno, generando en primera instancia fluidos acuosos producto de su deshidratación (Figura 5.3. fase 1), que interactuaron con el líquido de la fusión parcial del manto al cual

enriqueció en elementos litófilos y en tierras raras ligeras (Figura 5.3. fase 2); en esta misma fuente pero en diferentes sectores, los fluidos acuosos tuvieron muy baja o nula influencia sobre el líquido de la fusión parcial del manto, por lo cual no interactuaron con los fluidos liberados de la placa subducida, evitando así su metasomatismo y permitiéndole conservar sus características químicas primarias. Este proceso debió acentuarse en las primeras fases eruptivas del vulcanismo de la región de Xalapa.

El resultado de la mezcla entre los fluidos acuosos provenientes de la placa subducida con la fusión parcial del manto, generó entonces un nuevo material enriquecido en elementos LILE y LREE, pero empobrecido en elementos tales como Nb y Ti. Este nuevo material ascendió dentro de la astenósfera (Figura 5.3, fase 3) hasta acumularse y llegar a conformar una fuente de magma común que alimentó los volcanes de la región de Xalapa (Figura 5.3. fase 4).

- *Primer evento eruptivo: Pleistoceno, >40,000 años*

A partir de la fuente de generación del magma descrita anteriormente y con una presión lo suficientemente grande como para inducir el ascenso del magma, se generaron pulsos magmáticos desde la fuente hasta la superficie. En esta fase, las condiciones estructurales de la corteza continental son de suma importancia, ya que de éstas dependerá en gran parte la formación de los volcanes monogenéticos y la evolución de los magmas a ellos asociados.

En este contexto, los conductos a través de los cuales se produce el ascenso del magma en la región de Xalapa, se asocian con las estructuras de las rocas subyacentes (secuencia mesozoica y rocas clásticas del terciario), afectadas por los eventos de deformación laramídicos y paleógenos que produjeron un sistema de fallas laterales con componentes normales y fracturas, con orientaciones N20°-60°E, es decir, paralelas al esfuerzo máximo de compresión (σ_1).

Hasta este punto, se encuentran las condiciones necesarias para iniciar el ascenso del magma; sin embargo, las variantes en su composición (fuente común metasomatizada y fusión parcial no afectada), así como la heterogeneidad de las condiciones estructurales de la corteza a través de la cual el magma ascendió, establecieron diferentes escenarios en la formación de los volcanes.

De esta forma, en el Pleistoceno, se desarrolló un primer escenario en donde los fluidos no metasomatizados se comportan como entes independientes que ascienden a la superficie a través de fallas y fracturas que favorecieron su fácil ascenso con tal velocidad, que se inhibió su estancamiento y por lo tanto su posible diferenciación (Figura 5.2. fase 5). Estas circunstancias se manifiestan en superficie a través de volcanes con magmas de composición primaria, tal como es el caso del volcán Cerro Colorado 1 (Figura 5.2. fase 6, volcán tipo A).

Dentro de la región de Xalapa, la presencia de volcanes con estas características en la primera fase eruptiva, únicamente se encuentra representada por el volcán Cerro Colorado 1, sin embargo, se supone la presencia de más volcanes con estas características químicas, pero que posiblemente fueron cubiertos por nuevos volcanes y sus productos, dejando como testigo de este proceso únicamente al volcán Cerro Colorado 1.

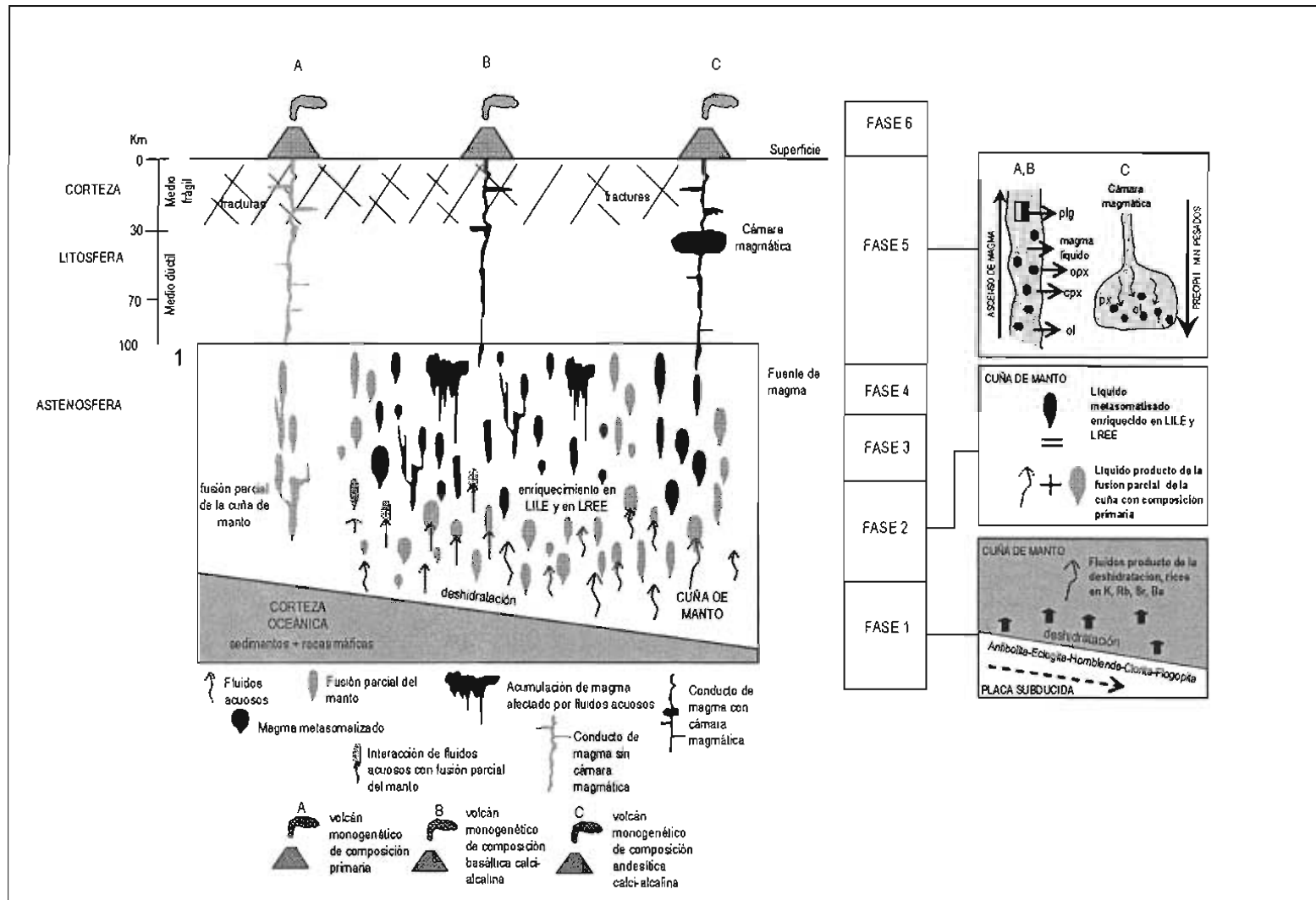


Figura 5.3. Escenario donde se generó el magma, su interacción con los fluidos acuosos con la fusión parcial de la astenósfera, su ascenso a superficie y el desarrollo de los diferentes volcanes monogénicos dentro el Campo Volcánico de Xalapa.

Como parte del primer evento volcánico (>40,000 años) en la región de Xalapa, se generó también, el ascenso de magmas a partir de una fuente común metasomatizada. A partir de la salida del magma, se presentaron dos casos: el primero donde el magma ascendió a través de un medio que le permite su fácil transporte a la superficie, reduciendo o incluso inhibiendo la asimilación de rocas de la corteza y donde no hay desarrollo de pequeñas cámaras magmáticas (Figura 5.3. fase 6, volcán tipo B), pero a la vez, permitiendo la ocurrencia de un proceso de cristalización de fases minerales tales como olivino y piroxenos en un porcentaje máximo de 12%, permitiendo así, que magmas esencialmente máficos alcanzaran la superficie. Este proceso, se manifiesta a través de volcanes como El Estropajo, Cerro Grande, Las Lomas, Las Margaritas y Malinche, los cuales se asocian con lavas basálticas y andesitas basálticas poco diferenciadas de características calci-alcalinas.

Coexistiendo con el escenario anterior, el segundo caso se da con el ascenso del magma a partir de la fuente común, en donde las condiciones estructurales de las rocas subyacentes de la región de Xalapa, tal como una mínima densidad de fracturas o fallas, dificultaron su transporte a la superficie, propiciando su temporal estancamiento y generando pequeñas cámaras magmáticas que promovieron procesos de diferenciación del magma. La manifestación final de este proceso en superficie son volcanes de tipo C (Figura 5.3. fase 6), los cuales presentan las lavas más evolucionadas representadas por andesitas-basálticas con alto contenido de sílice (hasta 57%) y andesitas con porcentajes de sílice de hasta 62%. Ejemplos de este proceso son los volcanes Cerro Chato, Pinoltepec, Pitaya y Tlalnehuayocan.

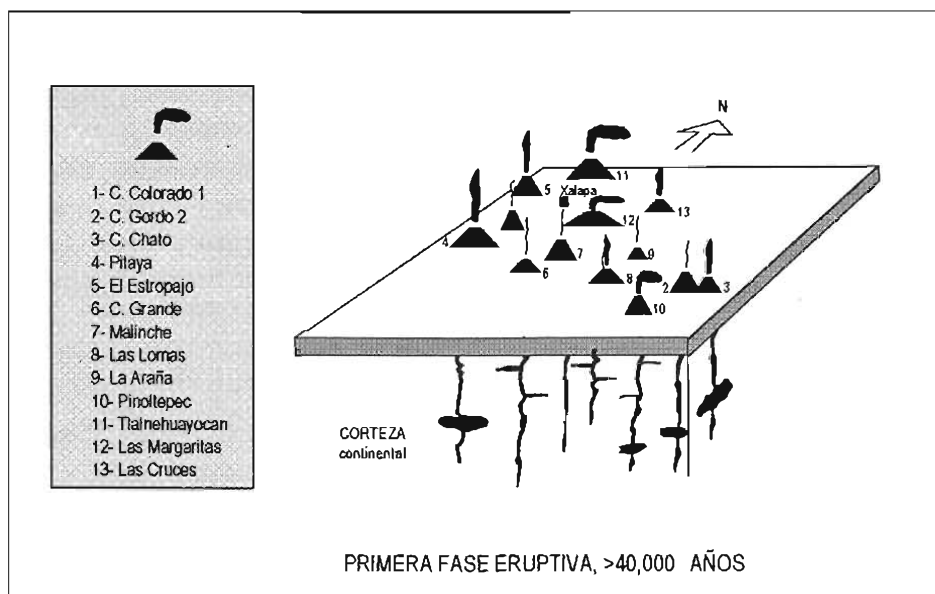


Figura 5.4. Primer evento eruptivo dentro de la región de Xalapa, en el cual se formaron 13 volcanes monogenéticos.

Los volcanes formados a partir de los diferentes escenarios anteriores, al no ser retroalimentados, ya sea por una disminución en la presión en la fuente de magma o en grado extremo por agotamiento del material, presentaron un sólo un evento eruptivo, dando lugar a volcanes monogenéticos (Figura

5.3, fase 6). De esta forma, se construyó el primer evento eruptivo en el Pleistoceno (>40,000 años) que se manifestó en la región de Xalapa.

Este proceso de generación de volcanes monogenéticos se repetirá en función de las condiciones del sistema volcánico, es decir, material disponible en la fuente del magma, presión para ejercer su salida y un escenario estructural que permita su ascenso a la superficie.

- Segundo evento eruptivo: Pleistoceno, 40,000 – 25,000 años

Considerando una fuente dinámica de magma, se produjeron sucesivos impulsos magmáticos que generaron nuevos volcanes con trayectorias independientes y en sitios cercanos a los anteriormente formados, debido a lo cual, los flujos de lava previamente formados, fueron cubiertos parcialmente por las nuevas coladas de los volcanes más recientes, provocando un traslape de materiales, configurando así, un segundo evento eruptivo en la región de Xalapa durante el Pleistoceno (40,000 – 25,000 años).

Este segundo evento muestra condiciones químicas similares al proceso anterior, puesto que se repite la presencia de magmas con características primarias, aunque de muy bajo volumen y magmas calci-alcálinos en la mayoría de los volcanes. La diferencia de volumen entre los magmas primarios y calci-alcálinos se explica por el hecho de que el ambiente de subducción es el predominante y donde se generan los magmas calci-alcálinos.

Los tres diferentes escenarios de formación de volcanes descritos en el primer evento, se repiten en el segundo, de tal manera que el material producto de la fusión parcial que no fue metasomatizado por procesos de subducción, se manifiesta con lavas alcalinas del volcán Cerro Gordo 1 (Volcán tipo A, Figura 5.3), localizado en la porción noroeste del área en estudio.

El escenario donde el transporte del magma calci-alcálico ocurrió fácilmente y el proceso de cristalización fraccionada se dio durante el ascenso de éste a la superficie, generó magmas esencialmente máficos de carácter calci-alcálico. Ejemplos de este escenario son los volcanes Culebras, Cerro Colorado 2 (Volcanes tipo B, Figura 5.3), así como las primeras manifestaciones del volcán Macuilitépetl (Figura 5.5), los cuales se asocian con lavas basáltico-andesíticas poco diferenciadas con presencia de fenocristales.

El segundo periodo volcánico en la región, presenta también volcanes cuya composición química sugiere que el ascenso se llevó a cabo con dificultad, provocando su estancamiento y consecuente formación de pequeñas y temporales cámaras magmáticas. Esto provocó fenómenos de diferenciación magmática que produjeron andesitas con contenidos de sílice entre 61 y 62%. Ejemplo de un volcán formado en este escenario es el Zimpizahua (Volcán tipo C, Figura 5.3) y las últimas coladas del volcán Macuilitépetl, mismos a los que se asocian las rocas más evolucionadas dentro de la región de Xalapa.

El emplazamiento de los volcanes de esta fase eruptiva, se realizó siguiendo las trazas de fallas y fracturas de la cobertura mesozoica y terciaria, por lo que en conjunto, se alinean predominantemente en una dirección N60°E (Figura 5.5).

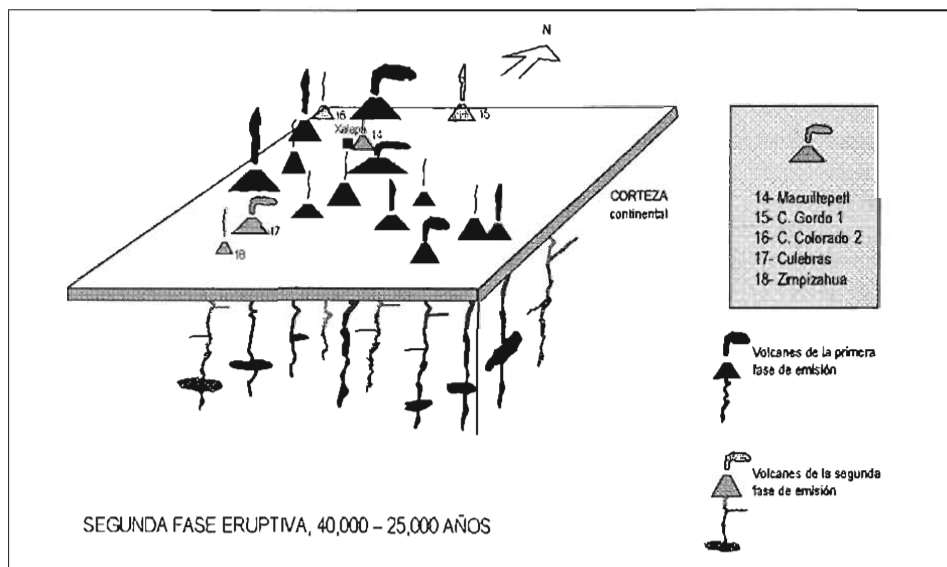


Figura 5.5. Segundo evento eruptivo en el que se forman 5 volcanes

- Tercer evento eruptivo: Holoceno, <10,000 años

A partir del análisis morfométrico de los volcanes se determinó la presencia de un tercer evento eruptivo en el Holoceno (<10,000 años). Este evento se diferencia de los dos ocurridos durante el Pleistoceno (>40,000 y 40,000 – 25,000 años) por el hecho de no manifestar magmas primarios, sino únicamente magmas calci-alcalinis, así como también por una disminución de la emisión magmática, ya que dentro de esta época fueron formados sólo 2 volcanes: el San Marcos y Mocho (Figura 5.6); el primero asociado a lavas de composición andesita-basáltica y andesita y el segundo con lavas de composición basáltica. Con la formación de estos últimos volcanes, finaliza el tercer episodio volcánico en la región de Xalapa.

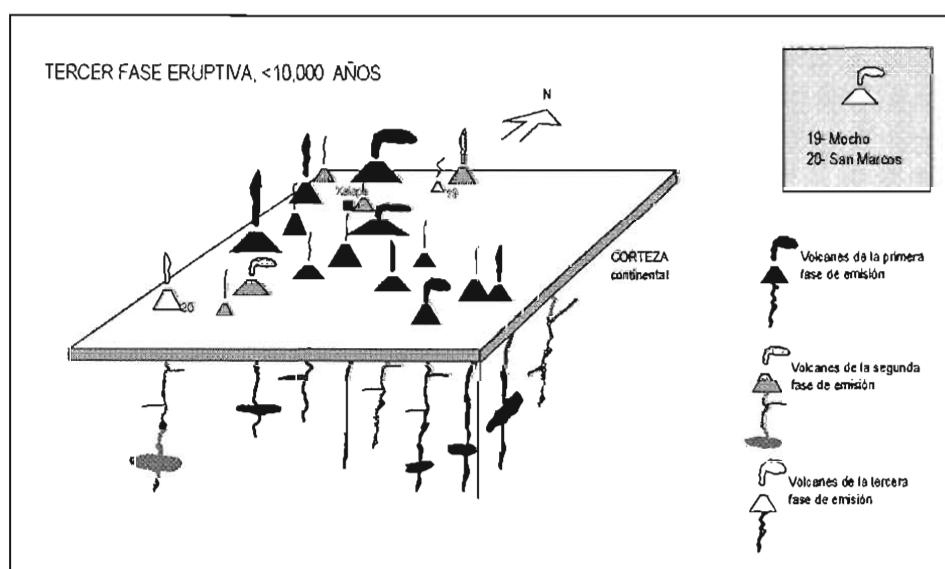


Figura 5.6. Tercer evento eruptivo en el que se formaron los dos volcanes restantes completando el vulcanismo de la región y constituyendo el Campo Volcánico de Xalapa.

En su conjunto, el proceso descrito anteriormente debió comenzar en el Pleistoceno Tardío y continuar hasta el Holoceno, periodo durante el cual se formaron por lo menos 20 volcanes con variaciones composicionales en sus rocas, pero relacionados genéticamente, llegando a conformar el campo de volcanes monogenéticos, que aquí se ha estudiado y denominado *Campo Volcánico de Xalapa* (Figura 5.7).

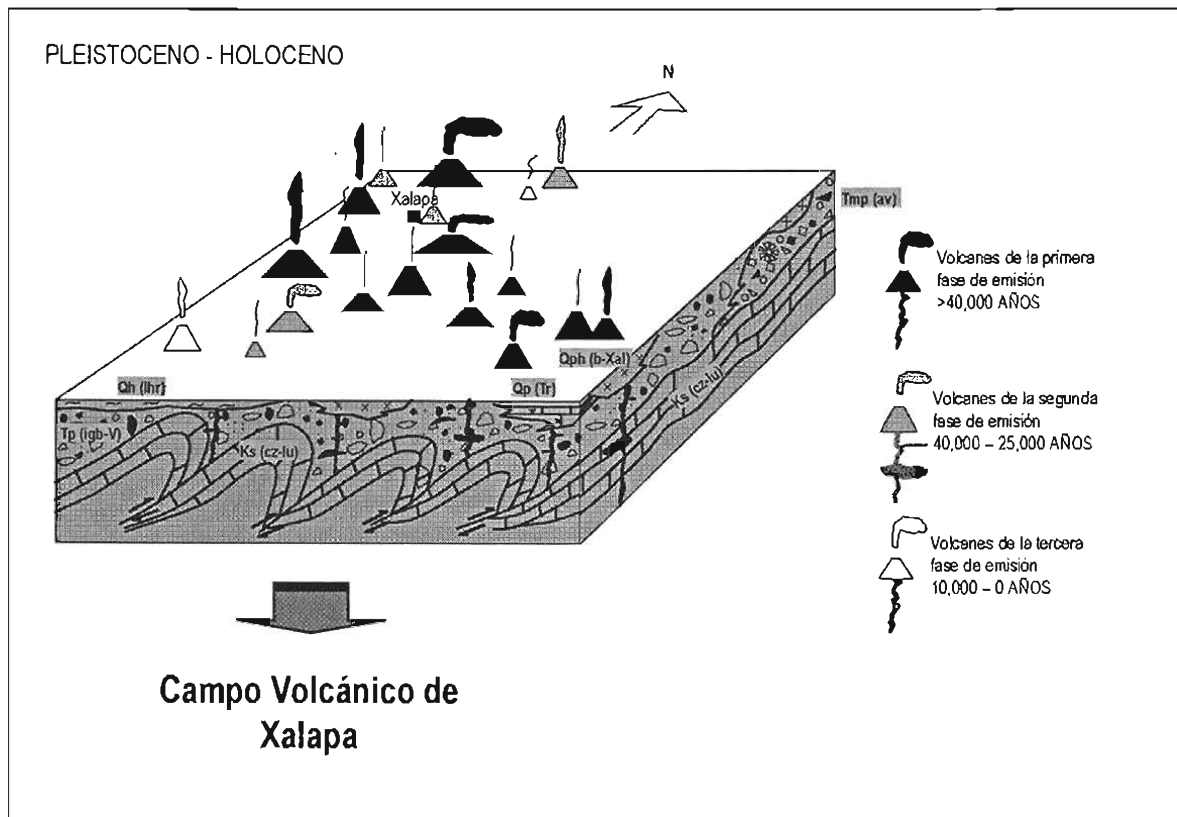


Figura 5.7. Campo Volcánico de Xalapa, en el que se resumen sus tres fases de erupción, los volcanes formados y el patrón estructural representado por las fallas y fracturas orientadas al NE, determinantes en el emplazamiento de los volcanes monogenéticos de este campo.

Capítulo 6

CONCLUSIONES

CAPITULO 6

Conclusiones

- Se estudiaron por primera vez los volcanes de la región de Xalapa en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM).
- El basamento de la región de Xalapa está constituido por rocas calcáreas de edad Cretácica correspondientes a la Sierra Madre Oriental; sobreyacen a estas rocas, secuencias volcánicas, siendo la más importante y de mayor extensión, un flujo piroclástico de composición riolítica que en este estudio se denominó Ignimbrita Las Viboras de edad Plioceno.
- Sobre la Ignimbrita Las Viboras se emplazaron 20 volcanes monogenéticos con derrames de lava asociados de composición predominantemente basáltica y basáltica-andesítica, de edad Pleistoceno-Holoceno, distribuidos en un área aproximada de 905 Km² y que en este estudio se han agrupado bajo el nombre de *Campo Volcánico de Xalapa (CVX)*.
- Dentro del Campo Volcánico de Xalapa, se identificaron al menos 20 edificios volcánicos monogenéticos: 12 conos de escoria, 6 conos de lava, 1 volcán escudo y 1 anillo piroclástico, cuyos depósitos fueron diferenciados y cartografiados.
- El volumen emitido por los aparatos volcánicos se estimó en 4.8 Km³, con una tasa de emisión de 0.12 Km³/1,000 años. El volumen de emisión del CVX, es el más bajo en comparación con los reportados para los campos volcánicos de Michoacán-Guanajuato, Sierra Chichinautzin y Valle de Bravo.
- Los volcanes monogenéticos se alinean en la dirección preferencial N60°E y direcciones subordinadas de N50°W y N30°E, asociadas a las fallas y fracturas en las rocas mesozoicas y terciarias, producidas por la Orogenia Laramide y por los eventos de deformación del Paleógeno.
- Los volcanes despliegan tamaños característicos de volcanes monogenéticos: diámetro de base entre 175 m y 655 m (Volcán Mocho y Volcán Malinche, respectivamente), alturas que oscilan entre 30 y 120 m (Volcán Las Cruces y Volcán San Marcos), pendientes de 22° a +45° (Volcán Las Cruces y Volcán Mocho, respectivamente).

- Con el análisis morfométrico de los volcanes se identificaron tres grupos de volcanes de acuerdo con su edad:
 - 1) De edad Pleistoceno (>40 000 años), son volcanes de formas poco preservadas, pendientes de 22° a 35°, relaciones de aspecto ($A/\emptyset b$) entre 0.04 y 0.11, superficies de lava con gran desarrollo de zonas de cultivo y escasas o nulas estructuras primarias. Dentro de este grupo se incluyen 14 volcanes.
 - 2) De edad Pleistoceno (40,000 – 25,000 años), son 4 estructuras volcánicas preservadas con pendientes entre 35° y 40°, valores de $A/\emptyset b$ entre 0.12 y 0.142, flujos de lava con menor grado de intemperismo, presencia de levées y derrames de lava con paredes abruptas.
 - 3) De edad Holoceno (<10,000 años), conos con formas bien preservadas, con pendientes de 40 y 45°, valores de $A/\emptyset b$ de 0.20 y 0.25. Dentro de este grupo se incluyen los volcanes San Marcos y Mocho, este último carente de vegetación y desarrollo de suelo.
- Las rocas del Campo Volcánico de Xalapa constituyen una serie esencialmente calcialcalina compuesta por basaltos, andesitas-basálticas, traquiandesitas-basálticas, traquiandesitas y andesitas.
- Se identificó la presencia de magmas primarios con características alcalinas en el volcán Cerro Colorado 1 y Cerro Gordo 1.
- Los dos grupos de magmas coexisten en tiempo y espacio.
- Petrográficamente, las rocas del Campo Volcánico de Xalapa, se dividieron en tres grupos:
 1. Basaltos: presentan texturas intergranulares y porfíricas, constituidas por un 10% de fenocristales y microfenocristales de olivino principalmente, englobados en una matriz microlítica constituida por plagioclasa y ferromagnesianos, óxidos de hierro y vidrio en forma intersticial. Son características de los fenocristales de olivino de este grupo la presencia de coronas de iddingsita y bordes de reacción.
 2. Andesitas Basálticas: presentan una textura porfídica, compuesta por 12% de fenocristales de plagioclasa y piroxeno con olivino subordinado, inmersos en una matriz intergranular de plagioclasa, piroxeno y vidrio. Son características comunes de este grupo la presencia de glomeropórfidos de plagioclasa y clinopiroxeno, así como bordes alterados y golfos de corrosión en los fenocristales.
 3. Andesitas: presentan texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa y piroxenos en menor proporción, inmersos dentro de una matriz microlítica de plagioclasa y piroxeno, con presencia de óxidos de hierro y eventualmente vidrio. Corrosión interna y bordes de reacción, así como golfos de corrosión son características de los fenocristales de plagioclasa.

- Las rocas de la serie calci-alcalina se encontraron en la mayoría de los volcanes; los términos máficos de la serie presentan concentraciones de Al_2O_3 entre 14 y 18.6%, TiO_2 entre 1.1 y 2.2%, así como, ligeras anomalías de Nb y Ti.
- La serie calci-alcalina presenta enriquecimientos en LILE y LREE, así como empobrecimientos en HFSE y HREE.
- Las rocas de composición primaria pertenecientes al volcán Cerro Colorado 1 están caracterizadas por la presencia de nefelina normativa, contenidos de MgO mayores a 10%, concentraciones de Cr > 446, Ni > 200 ppm y valores de Mg# > 66. La muestra del volcán Cerro Gordo 1, presenta concentraciones de MgO de 8.85%, Cr, 380 ppm, Ni 121 ppm, valores de Mg# de 66 y nefelina normativa de 0.98.
- Las rocas del volcán Colorado 1, presentan empobrecimientos de K y Rb, así como de HFSE.
- La génesis de las rocas del CVX se relaciona con los procesos de subducción que involucran la Placa de Cocos y la de Norteamericana que dieron origen a la Faja Volcánica Trans-Mexicana.
- La coexistencia de volcanes calci-alcalinos y alcalinos, se explica a través del proceso de metasomatismo parcial, en donde las rocas calci-alcalinas son el producto de la mezcla de fluidos liberados por la placa subducida y los líquidos de la fusión parcial en la cuña del manto. Los magmas de composición primaria ascienden fácilmente a superficie sin haber interactuado en la astenósfera con los fluidos acuosos de la placa subducida, permitiéndoles preservar su composición original.
- La asociación mineralógica mostrada por las rocas del CVX denota una secuencia de cristalización de olivino y augita como fases predominantes y a las plagioclasas y óxidos de hierro como fases secundarias. La geoquímica de las rocas denota una disminución en elementos incompatibles en función del aumento de MgO y un aumento en la concentración de tierras raras en las rocas diferenciadas, estas características presentan a la cristalización fraccionada como el proceso de diferenciación magmática de las rocas del Campo Volcánico de Xalapa.
- Se interpreta que los volcanes de la región de Xalapa, se formaron en tres eventos eruptivos: el primer evento ocurrido en el Pleistoceno (>40,000 años) dio lugar a la formación de los volcanes Macuiltepetl, Malinche, Estropajo, Pinoltepec, Cerro Gordo 2, Cerro Colorado 1, Araña, Tlalnehuayocan, Pitaya, Las Lomas, Las Cruces, Cerro Grande, Cerro Chato y Las Margaritas. En el segundo evento ocurrido también en el Pleistoceno, en el periodo comprendido entre los 40,000 y 25,000 años, se formaron los volcanes Cerro Gordo 1, Culebras, Cerro Colorado 2 y Zimpizahua. El tercer evento ocurrió en el Holoceno (<10,000 años) durante el cual se formaron los volcanes San Marcos y Mocho.
- Durante los dos eventos eruptivos del Pleistoceno se produjeron magmas tanto calci-alcalinos, como primarios, mientras que en el evento eruptivo del Holoceno, únicamente se manifestaron magmas calci-alcalinos, lo que sugiere que para el Holoceno hubo una predominancia de procesos de metasomatismo de la cuña del

manto sobre pulsos de magmas no alterados (metasomatismo parcial), generando por consecuencia una evolución hacia magmas calci-alcálinos.

- En la Faja Volcánica Trans-Mexicana se han documentado al momento 5 campos volcánicos monogenéticos: Campo Volcánico de Xalapa, Michoacán-Guanajuato, Sierra Chichinautzin, Valle de Bravo y Jilotepec. Las edades de los tres primeros campos son Pleistoceno-Holoceno; en el Campo Volcánico Valle de Bravo se reportaron rocas de edades de hasta 300,000 años y en el Campo Volcánico Jilotepec se dataron rocas de 2.4 Ma convirtiéndolo en el campo monogenético más antiguo en la FVTM. Los tres primeros campos muestran similitudes al presentar la coexistencia de volcanes con características calci-alcálinas y volcanes con magmas de tipo primario, poniendo de manifiesto la complejidad y diversidad de procesos volcánicos en la Faja Volcánica Trans-Mexicana, en donde el modelo tradicional de génesis no explica la coexistencia de ambos tipos de magmas.

Las diferencias entre estos campos, radican en el número de aparatos volcánicos y el área de influencia, siendo el Campo Volcánico de Xalapa el más pequeño con 20 volcanes distribuidos en una superficie de 905 Km².

- Se considera que las rocas del Campo Volcánico de Xalapa, forman parte del sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, por lo que se apoya la hipótesis de que el límite oriental de esta provincia se extiende a la costa del Golfo de México.

Referencias

REFERENCIAS

- Aguirre, D. G., Jaimes, V. M. y Nieto, O. J., 2005. The Valle de Bravo Volcanic Field. Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt. Submitted to GSA, sp. paper Penrose 2004.
- Aguirre, D. G., Jaimes, V. M., Nieto, O. J., y Lozano, S. R., 2003. El campo volcánico monogenético de Valle de Bravo, Edo. de México. Geología y Geoquímica: Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Geos, 23, p. 202.
- Alaniz, A. S., Nieto, S. A. y Ferrari, L., 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. *Geology*, 26, 591-594.
- Amoco-Pemex-IMP, 1995. Tertiary stratigraphy, basin evolution and its economic potential of the Veracruz basin, central Mexico. Reporte técnico interno.
- Ancochea, E., Brandle, J. L. y Huertas, M. J., 1995. Alineaciones de centros volcánicos en la isla de Tenerife. *Geogaceta*, 17, 53-58.
- Barnes, C. G., 1992. Petrology of monogenetic volcanoes, Mount Bailey area, Cascade Range, Oregon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 52, 141-156.
- Besch, T., Tobschall, H. J., Negendank, J. F. W. y Emmermann, R., 1988. Geochemical constraints on the origin of calcalkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 27-4, 641-663.
- Best, M. G. y Christiansen, E. H., 2001. *Igneous petrology*. Ed. Blackwell Science. 457 pt.
- Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geol. Rundsch*, 64, 476-497.
- Cañón, T. E. y Walker, G. P. L., 2004. Global aspects of volcanism: the perspectives of "plate tectonics" and "volcanic systems". *Earth Science Rev.*, 66, 1-2, 163-182.

- Cantagrel, J. M. y Robin, C., 1979. K-Ar dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks-Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 99-114.
- Carrasco, N. G., 1993. Structure, eruptive history and some major hazardous events of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico. Tesis Doctoral, Michigan Technological University, USA. 182 pt.
- Carrasco, N. G., 1997. Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, Mexico. *Geol. Mag.*, 134, 151-162.
- Carrasco, N. G. y Rose, W. I., 1995. Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico, 8.5-9.0 ka. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 69, 197-215.
- Cas, R. A. F. y Wright, J. V., 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Ed. Allen & Unwin. London, 528 pt.
- Connor, C., 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 33, 191-200.
- Connor, C., 1990. Cinder Cone Clustering in the Trans-Mexican Volcanic Belt: Implications for Structural and Petrologic Models. *J. Geophys. Res.* 95-B12, 19,395-19,405.
- Connor, C. y Conway, F. W., 2000. Basaltic volcanic fields: en Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J., eds. *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, New York. 331-343.
- Consejo de Recursos Minerales, 2000. Carta Geológico-Minera, Veracruz, E14-3, escala 1:250,000, Estados de Veracruz, Puebla y Tlaxcala. (Texto y mapa).
- Cox, K. G., Bell, J. D. y Pankhurst, R. J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Ed. George Allen & Unwin. London, Boston, Sydney; 450 pt.
- De Cserna, Z., De la Fuente, D. M., Palacios, N. M., Triay, L., Mitre, S. L. y Mota, P. R., 1988. Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, 104, 1-71.
- Delgado, A. M., López, M. D., York y Hall, C. M., 1992. Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 1590-1604.
- Delgado, G. H. y Martín, P. A. L., 1993. Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofis. Int.* 32, 511-522.
- Delgado, G. H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto, J., Lozano, R., Macías, H., Mendoza, C. y Silva, G., 1998. Geology of Xitle volcano in southern Mexico City -a 2000- year old monogenetic volcano in an urban area. *Rev. Mex. Cien. Geol.*, 15-2, 115-131.

- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Rev. Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología*. 2, 172-187.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M. y Lahsen, A., 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: Slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics*, 321, 407-427.
- Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. En Thorpe, S. R. (ed), *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Chichester: Wiley; 26-27.
- Fedotov, S. A., 1981. Magma rate in feeding conduits of different volcanic centers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 9, 379-394.
- Ferrari, L., Pasquaré, G. y Tibaldi, A., 1990. Plio-Quaternary tectonics of the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode. *Geofis. Int.*, 29, 5-18.
- Ferrari, L., Petrone, C. M. y Francalanci, L., 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology*, 29-6, 507-510.
- Ferriz, H. y Mahood, G., 1984. Eruptions rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico. *J. Geophys. Res.* 89, 8511-8524.
- Ferriz, H. y Mahood, G., 1987. Strong compositional zonation in a silic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt. *J. Petrol.* 28, 171-209.
- Fisher, R. V. y Schmincke, H. U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Ed. Springer-Verlag. Berlín, Heidelberg, New York, Tokyo, 471 pt.
- García, P. A., 2002. *Vulcanismo y Geología Estructural de la Región de Apan, Edos. de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México*. Tesis Doctoral, Univ. Nacional Autónoma de México, 151 pt.
- Gutmann, J. T., 2002. Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113, 345-356.
- Gymza, Estudios de Planeación Regional, 1987. *Exploración Geológico-Petrolera de tipo Tectónico*. Prospecto Huatusco-Jalapa de Díaz, Estado de Veracruz. Proyecto realizado para PEMEX. 196 pt. Inédito.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I. S. E., 1985a. A compilation of localitation, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *Geofis. Int.* 24-4, 577-607.

- Hasenaka, T. y Carmichael, I. S. E., 1985b. The Cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25, 105-124.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I. S. E., 1987. The Cinder Cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Petrology and Chemistry. *J. Petrol.* 28, 241-269.
- Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 63, 13-31.
- Hasenaka, T., Masao B., y Delgado, G. H., 1994. Contrasting volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico: Shield volcanoes vs cinder cones. *Geofis. Int.* 33-1, 125-138.
- Hooper, D. M., 1995. Computer-simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacán-Guanajuato volcanic fields, Mexico. *Geofis. Int.* 34, 321-340.
- Höskuldsson, A., 1992. Le complexe volcanique Pico de Orizaba-Sierra Negra-Cerro Las Cumbres (sud-est mexicain): Structure, dynamismes eruptifs et évaluations des aléas. Tesis Doctoral, Univ. Clermont Ferrand II, 210 pt.
- Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI), 1987. Carta Geológica Veracruz E14-3, Escala 1:250 000.
- Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI), 2000. Carta Topográfica Xalapa E14-B27, Escala 1:50 000.
- Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI), 2003. Carta Topográfica Coatepec E14-B37, Escala 1:50 000.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical clasification of the common rocks. *Ca., J. Earth Sci.*; 8, 523-548.
- Jaimés, V. M. C., Aguirre, D. G. J. y Nieto, O. J., 2003. The Valle de Bravo Volcanic Field. A new report of a Quaternary monogenetic field in the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. of Am., Annual Meeting of Cordilleran Section, Abstracts with Programs.* v. 35, p.8.
- Jaimés, V. M. C., 2004. Geología y geomorfología del Campo Volcánico Valle de Bravo. Tesis profesional, Fac. de Ing. UNAM. 95 pt.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrol.* 27, part 3, 745-750.
- Leyva, S. E., Aguirre, D. G. J. y Nieto, O. J., 2004. The Jilotepec volcanic field, Edo. de México. General characteristics of a monogenetic volcanic field in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: en Aguirre, D.G., Macías, V.J.L. y Siebe, C. eds.: Neogene

Quaternary Continental Margin Volcanism. Proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla, Mexico. UNAM. Public. esp. No. 2, p.26

López, I. M., 1991. Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola Area, central Veracruz, México. M.S. Thesis, Tulane University, U.S.A. 139 pt.

Lozano, S. C. R., Verma, S. P., Girón G. P., Velasco, T. F., Morán, Z. D., Viera F. y Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de Rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. Actas INAGEQ, 1: 203-208.

Luhr, J. F. y Carmichael, I. S. E., 1985. Jorullo Volcano, Michoacan, Mexico (1759-1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. Contrib. Mineral Petrol., 90, 142-161.

Lutz, T. M. y Gutmann, J. T., 1995. An improved method for determining and characterizing alignments of pointlike features and its implications for the Pinacate Volcanic Field, Sonora. J. Volcanol. Geotherm. Res. 100, 17659-17670.

Macdonald, G. A., 1972. Volcanoes. Ed. Prentice – Hall inc. 510 pt.

Márquez, G. A., 1998. Relaciones tecto-volcánicas en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano: El Campo Volcánico de Sierra Chichinautzin. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. España. 247 pt.

Márquez, G. A., Verma, P. S., Anguita, F., Oyarzun, R. y Brandle, J., 1999. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. J. Volcanol. Geotherm. Res. 93, 125-150.

Martín, P. A. L., 1980. Vulcanología de la Sierra Chichinautzin. Tesis de Maestría. Univ. Nacional Autónoma de Mexico. 230 pt.

Martín, P. A. L., 1982. Monogenetic Volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. Bull. Volcanol. 45-1, 9-24.

Martín, P. A. L., 1989. Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin. Tesis Doctoral, Univ. Nacional Autónoma de Mexico. 148 pt

Martín, P. A. L., Córdoba, C. y López, J., 1997. Volcanic impact in the southern basin of Mexico during the Holocene. Quaternary Int. 43-44, 181-190.

Mazzarini, F. y D'Orazio, M., 2003. Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system. J. Volcanol. Geotherm. Res. 125, 291-305.

Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics. Geofis. Int. 12-2, 55-70.

- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 38, 757-773.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1-16.
- Negendank, J. F. W., 1973. Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico. *Geofis. Int.* 13, 267-278.
- Negendank, J. F. W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., y Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Transmexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 24-4, 477-575.
- Nelson, S. A. y González C. E., 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Bull. Volcanol.* 55, 85-96.
- Nelson, S. A., González C. E. y Kyser, T. K., 1995. Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 191-211.
- Németh, K. y White, J. D. L., 2003. Reconstructing eruption processes of a Miocene monogenetic volcanic field from vent remnants: Waipiata Volcanic Field, South Island, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 124, 1-21.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., y Harakal, J. E., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 26, 109-158. Special Volume on Mexican Volcanic Belt-Part 3A.
- Ortega, G. F., Mitre S. L. M., Roldán, Q. J., Aranda, J. J., Morán Z. D., Alaniz, A. S. y Nieto, S. A., 1992. Carta geológica de la República Mexicana, Esc. 1:2 000 000. Univ. Nac. Auton. Mex.-Inst. Geol.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L. y Zanchi, A., 1987. Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 26-2, 159-175.
- Pearce, J. A., 1983. The role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: Hawkesworth, C. J. y Norry, M. J., (eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich: Shiva, 230-249.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- Perfit, M. R., Gust, D. A., Bence, A. E., Arculus, R. J. y Taylor, S. R., 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts: Implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, 30, 227-256.

- Porter, S., 1972. Distribution, Morphology, and Size Frequency of Cinder Cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am.*, 83, 3607-3612.
- Prost, G. y Aranda, M., 2001. Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico, en Bartolini, C., Buffler, E.T. y Cantú, Ch. A., eds. *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG. Memoir 75*, 271-291.
- Riggs, N. y Carrasco, N. G., 2004. Evolution of a complex, isolated dome system, Cerro Pizarro, Central Mexico. *Bull. of Vol.*, 66, 322-335.
- Robin, C., 1976. Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'Est du Mexique. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, 1637-1645.
- Robin, C., 1982. Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique: application au passage entre volcanisme alcaline et andésitique dans le Sud Mexicain (Axe Transmexicain et Provence Alcaline Orientale). Tesis Doctoral, Univ. Clermont Ferrand II. 503 pt.
- Robin, C. y Tournon, J., 1978. Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. *Can. J. Earth Sci.* 15, 1633-1641.
- Rodríguez, E. S. R. (en prensa). Geology of the Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.*
- Rodríguez, E. S., Siebe, C., Komorowski, J. C. y Abrams, M., 2002. The Quetzalapa Pumice: A voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113, 1-2.
- Rodríguez, E. S. R., 1998. El Campo Volcánico de Las Cumbres (CVLC) al oriente de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), Estados de Puebla y Veracruz: Evolución geológica y características de sus principales depósitos piroclásticos. Tesis Doctoral, Univ. Nacional Autónoma de México-Inst. de Geol. 263 pt
- Rodríguez, E. S., Komorowski, J.C. y Abrams, M., 1994. The Quetzalapa pumice at Las Cumbres complex: product of a powerful plinian eruption in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *International Volcanological Congress, Ankara, Turquía, (IAVCEI), Septiembre, 1994.* 12-16.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. 352 pt.
- Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am J. Science*, 279, 1089-1107.
- Shurbet, D. H. y Cebull, S. E., 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 101, 159-165.

- Siebe, C. y Verma, S., 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. *Chem Erde*, 48, 177-189.
- Siebe, C., Abrams, M. y Sheridan, M. F., 1993. Major Holoceno block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 1-33.
- Siebe, C., Rodríguez, L. V., Schaaf, P. y Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 130, 197-226.
- Siebert, L. y Carrasco, N. G., 2002. Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 115, 179-205.
- Suárez, G. y Singh, S. K., 1986. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt-Discussion. *Tectonophysics*, 127, 155-160.
- Takada, A., 1994. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *J. Geofis. Res.* 99, 13.563-13.573.
- Velasco, T. F., 2001. Aspectos geoestadísticos en geoquímica analítica: aplicación de un modelado geoquímico e isotópico de la sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano. Tesis Doctoral UNAM-Inst. de Geol., 273 pt.
- Velasco, T. F., y Verma, P. S., 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 1-36.
- Verma, P. S., 1985. Mexican Volcanic Belt, Part I. *Geofis. Int.* 24, 7-19.
- Verma, P. S., 1987. Mexican Volcanic Belt: present state of knowledge and unsolved problems. *Geofis. Int.* 26-2, 309-340.
- Verma, P. S., Lozano, S.C. R., Girón, G. P. y Velasco, T. F., 1996. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 2: 237-242.
- Verma, P. S., 1999. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 93, 151-171.
- Wallace, P. J. y Carmichael, I. S. E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contrib. Mineral Petrol.*, 135, 291-314.

- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrology. A Global Tectonic Approach*. Ed. Harper Collins. Londres, 466 pt.
- Wohletz, K. y Heiken, G., 1992. *Volcanology and Geothermal Energy*. Ed. University of California Press. Berkeley, Los Angeles y Oxford. 380 pt.
- Wood, C. A., 1980a. Morphometric evolution of cinder cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 7, 387-413.
- Wood, C. A., 1980b. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 137-160.
- Yáñez, G. C. y García, D. S., 1982. Exploración de la Región Geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. CFE. 93 pt.

Webgrafía

<http://www.jalapa.gob.mx>: Consultada en Junio de 2004, en relación al clima y flora del Estado de Veracruz.

http://www.veracruz.com/vera_climas.html: Consultada en Junio de 2004, en relación al clima del Estado de Veracruz.

Anexos

ANEXOS

**ANEXO 1
NORMA CIPW**

MUESTRA	XP0312	XP0326	XP0452	XP0456	XP0457	XP0481	XP0482(a)	XP0482(b)	XP0487	XP0469	XP0491	XP0492	XP0493
Mg #	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91
NORMA CIPW													
Q	5.86	4.87	0.00	4.78	5.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.74
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OR	9.51	10.53	9.02	9.20	16.38	6.81	5.99	3.27	5.25	8.06	5.57	5.95	10.75
AB	30.41	32.11	22.83	31.73	36.51	28.01	27.61	27.61	12.37	30.58	30.21	30.86	29.66
AN	25.82	25.00	33.57	24.13	18.04	23.11	28.47	29.94	24.29	30.86	26.83	26.25	23.22
LC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	0.98	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	5.97	0.00	0.00	0.00	0.00
Salic	71.60	72.50	66.41	69.83	76.43	58.20	62.07	60.83	47.88	69.50	62.61	63.06	64.38
AC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg-DI	4.71	4.55	8.05	4.96	1.49	11.93	6.96	9.81	15.49	3.46	5.27	4.99	6.40
Fe-DI	3.11	3.03	5.19	2.30	2.13	5.28	3.73	5.03	6.50	3.49	3.52	3.52	3.87
WO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
EN	9.39	8.92	0.00	12.43	5.12	0.00	12.65	1.90	0.00	5.01	3.23	3.69	11.64
FS	7.11	6.82	0.00	6.61	8.37	0.00	7.77	1.12	0.00	5.80	2.48	2.98	8.08
FO	0.00	0.00	7.96	0.00	0.00	11.61	1.37	9.67	14.96	3.02	8.38	7.48	0.00
FA	0.00	0.00	6.48	0.00	0.00	6.50	0.93	6.26	7.94	3.85	7.08	6.66	0.00
MT	1.45	1.43	1.94	1.32	1.74	1.99	1.79	2.00	2.32	2.11	2.37	2.38	1.74
IL	1.96	2.06	3.23	1.92	3.36	3.52	2.23	2.85	3.37	2.80	3.99	4.13	2.74
HM	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
RU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AP	0.67	0.69	0.75	0.64	1.39	0.99	0.51	0.54	1.58	0.96	1.09	1.14	1.17
Femic	28.41	27.51	33.61	30.18	23.60	41.83	37.94	39.18	52.16	30.52	37.41	36.97	35.65
TOTAL	100.01	100.01	100.02	100.01	100.03	100.02	100.01	100.01	100.04	100.02	100.02	100.03	100.02
hy	16.50	15.75	0.00	19.04	13.49	0.00	20.43	3.02	0.00	10.81	5.71	6.68	19.72
DI	45.78	47.50	32.83	45.70	56.39	35.09	33.60	30.89	23.59	38.64	35.78	36.81	41.15

**ANEXO 1
NORMA CIPW**

MUESTRA	XP0494	XP0496	XP0498	XP4100	XP4110	XP4111	XP4112	XP4125	XP4126	XP4138	XP4142	XP4147	XP4149
Mg #	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91

NORMA CIPW

Q	0.00	0.00	0.00	0.00	10.33	3.34	12.06	5.84	2.84	0.00	4.54	0.00	1.30
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OR	9.62	5.37	5.71	5.79	18.90	10.56	17.47	9.52	8.64	2.76	14.17	10.84	10.95
AB	27.04	28.27	29.10	30.31	34.06	33.65	32.35	32.79	31.58	17.35	34.25	30.97	30.76
AN	24.22	26.53	25.79	25.42	16.53	24.24	19.28	23.44	24.65	25.09	22.99	23.71	23.03
LC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.54	0.00	0.00	0.00
Salic	60.88	60.17	60.60	61.52	79.81	71.79	81.16	71.58	67.71	49.74	75.96	65.53	66.04

AC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg-DI	5.99	7.22	7.47	6.84	3.09	4.03	1.52	5.09	5.45	14.65	3.14	6.37	6.86
Fe-DI	2.30	3.81	3.89	3.96	1.83	2.91	0.98	2.50	2.51	6.88	2.52	4.26	4.40
WO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
EN	18.11	3.40	3.04	4.74	7.15	8.87	7.41	10.88	13.13	0.00	7.16	10.03	9.74
FS	7.99	2.05	1.81	3.15	4.86	7.36	5.45	6.12	6.94	0.00	6.59	7.70	7.16
FO	0.21	9.95	9.98	7.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.40	0.00	0.04	0.00
FA	0.10	6.63	6.56	5.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.95	0.00	0.04	0.00
MT	1.56	2.19	2.14	2.17	1.02	1.56	1.06	1.27	1.41	2.36	1.39	1.76	1.68
IL	2.15	3.55	3.50	3.48	1.70	2.65	1.84	1.93	2.15	3.42	2.38	3.03	2.92
HM	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
RU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AP	0.74	1.05	1.04	0.95	0.55	0.86	0.60	0.64	0.72	1.64	0.86	1.29	1.22
Femic	39.14	39.85	39.42	38.50	20.20	28.23	18.85	28.43	32.30	50.30	24.06	34.50	33.98

TOTAL	100.02	100.02	100.02	100.02	100.01	100.02	100.01	100.01	100.01	100.04	100.02	100.03	100.03
-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

hy	26.10	5.45	4.85	7.89	12.01	16.23	12.86	16.99	20.07	0.00	13.75	17.72	16.90
DI	36.66	33.64	34.81	36.10	63.28	47.54	61.88	43.14	43.06	24.65	52.97	41.82	43.02

**ANEXO 1
NORMA CIPW**

MUESTRA	XP4152	XP0302	XP0317	XP0318	XP03-7 B	XP03-30	XP03-33
Mg #	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91	57.91

NORMA CIPW

Q	0.00	2.53	8.25	5.72	32.41	33.70	33.35
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.59	1.02
OR	7.70	18.02	9.20	10.01	29.78	29.40	28.90
AB	29.37	33.24	29.04	29.35	32.16	31.42	30.99
AN	30.42	16.97	24.95	25.08	3.17	2.77	3.29
LC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Salic	67.48	70.75	71.44	70.16	97.92	97.87	97.55

AC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg-Di	3.86	2.69	5.00	6.01	0.00	0.00	0.00
Fe-Di	2.74	2.79	2.91	3.48	0.00	0.00	0.00
WO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
EN	9.74	7.01	9.98	9.87	0.28	0.25	0.40
FS	7.91	8.32	6.67	6.56	1.20	1.10	1.36
FO	1.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FA	1.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MT	1.86	1.87	1.38	1.39	0.20	0.19	0.23
IL	3.05	4.16	1.97	1.86	0.35	0.34	0.40
HM	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
RU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AP	1.25	2.45	0.66	0.68	0.05	0.24	0.05
Femic	32.54	29.30	28.57	29.85	2.08	2.13	2.44

TOTAL	100.03	100.05	100.01	100.01	100.00	100.00	100.00
--------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------

hy	17.64	15.33	16.66	16.43	1.48	1.35	1.76
Di	37.06	53.79	46.50	45.08	94.75	95.10	94.26

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
CAPÍTULO 1	
Figura 1.1. Ubicación del área de estudio dentro del contexto geográfico	5
CAPÍTULO 2	
Figura 2.1. Elementos geológicos del sector oriental de la FVTM	9
Figura 2.2. Columna estratigráfica de la región de Xalapa	11
Figura 2.3. Mapa geológico del Campo Volcánico de Xalapa	entre 20-21
Figura 2.4. Detalle del depósito de avalancha en el poblado de Xoltepec	12
Figura 2.5. Afloramiento de la Ignimbrita Las Viboras	13
Figura 2.6. Afloramiento de la Ignimbrita Xaltipan	14
Figura 2.7. Panorámica del suroeste del área en la que sobresalen los conos de escoria San Marcos y Culebras	15
Figura 2.8. Derrames de lava de basaltos del volcán Pinoltepec	16
Figura 2.9. Contacto entre Ignimbrita Las Viboras y las rocas basálticas del volcán Cerro Gordo 1 (CVX)	17
Figura 2.10. Afloramiento de los Basaltos Naolinco	18
Figura 2.11. Ambiente tectónico del oriente de México	21
Figura 2.12. Modelo de Elevación Digital del sector oriental de la FVTM	23
Figura 2.13. Distribución de volcanes mostrando los segmentos preferenciales de unión entre ellos	25

CAPÍTULO 3

Figura 3.1. Representación esquemática de la morfología de las estructuras volcánicas monogenéticas	28
Figura 3.2. Representación esquemática del modelo de gestación de volcanes según Takada (1994).....	31
Figura 3.3. Escenario de gestación de volcanes monogenéticos según Cañón y Walker (2004).....	32
Figura 3.4. Localización de Campos Volcánicos Monogenéticos en México.....	34
Figura 3.5. Campos volcánicos monogenéticos en el mundo	38
Figura 3.6. Localización de los volcanes en el área de estudio.	40
Figura 3.7. Parámetros morfométricos de los volcanes	41

CAPÍTULO 4

Figura 4.1. Ubicación de puntos de muestreo	75
Figura 4.2. Clasificación de rocas del Campo Volcánico de Xalapa, de acuerdo con Le Bas <i>et al.</i> (1986)	80
Figura 4.3. Clasificación de rocas del CVX, dentro del contexto alcalino-subalcalino de acuerdo con Irvine y Baragar (1971)	81
Figura 4.4. Diagrama AFM de las rocas del CVX	81
Figura 4.5. Rocas de la región de Xalapa, ubicadas dentro del campo de las series calci-alcalinas de medio y alto-K de acuerdo con Peccerillo y Taylor (1976).....	82
Figura 4.6. Características petrográficas del grupo de los basaltos	84
Figura 4.7. Características petrográficas del grupo de las andesitas basálticas–traquiandesitas basálticas	87
Figura 4.8. Características petrográficas del grupo de las traquiandesitas y andesitas	89

	Pág.
Figura 4.9. Diagramas binarios de elementos mayores, mostrando su variación con respecto al MgO	93
Figura 4.10. Diagramas binarios de elementos traza mostrando su variación con respecto al MgO	96
Figura 4.11. Diagramas multielementales normalizados a MORB (Nystrom, 1993) para cada uno de los grupos de rocas de la Región de Xalapa	98
Figura 4.12. Patrón de tierras raras para rocas de la Región de Xalapa	100
Figura 4.13. Diagramas de discriminación de procesos de fraccionación	103

CAPÍTULO 5

Figura 5.1. Comparación de rocas alcalinas y calci-alcalinas de los campos volcánicos de Xalapa, Sierra Chichinautzin y Michoacán-Guanajuato	109
Figura 5.2. Contexto geotectónico dentro del cual se generaron los magmas del Campo Volcánico de Xalapa	111
Figura 5.3. Escenario donde se generó el magma de los volcanes monogenéticos dentro el Campo Volcánico de Xalapa	113
Figura 5.4. Primer evento eruptivo dentro de la región de Xalapa	114
Figura 5.5. Segundo evento eruptivo de la región de Xalapa	116
Figura 5.6. Tercer evento eruptivo que completó el vulcanismo en la región y constituyó el Campo Volcánico de Xalapa	116
Figura 5.7. Resumen de las fases eruptivas del Campo Volcánico de Xalapa	117

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
CAPÍTULO 3	
Tabla 3.1. Aparatos volcánicos del Campo Volcánico de Xalapa	39
Tabla 3.2. Resumen de los parámetros morfométricos de los volcanes del Campo Volcánico de Xalapa	67
Tabla 3.3. Criterios morfológicos para determinar edades relativas	69
Tabla 3.4. Índices de juventud para determinación de edades relativas en volcanes monogenéticos	70
Tabla 3.5. Edades relativas de los volcanes del CVX de acuerdo con los criterios de Hooper (1995)	71
CAPÍTULO 4	
Tabla 4.1. Localidad y coordenadas de los puntos de muestreo, así como tipo de análisis realizado en cada uno de ellos	74
Tabla 4.2. Resultados de elementos mayores y traza de las rocas del Campo Volcánico de Xalapa	77-79