



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

IDENTIFICACIÓN DE RASGOS TECTÓNICOS MEDIANTE  
LA MEDICIÓN DE LA EMISIÓN DE DIÓXIDO DE  
CARBONO EN SUELOS DEL CAMPO VOLCÁNICO DE  
CHICHINAUTZIN

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**INGENIERO GEÓLOGO**

P R E S E N T A :

DANIEL GÓMEZ OCHOA

DIRECTOR DE TESIS:

**DR. HUGO DELGADO GRANADOS**



MÉXICO, D.F.

SEPTIEMBRE 2011



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AVENIDA DE  
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIRECCIÓN

**Designación de sinodales de Examen Profesional**

A los señores profesores:

Presidente	ING. JORGE NIETO OBREGON	 10/08/2011
Vocal	DR. HUGO DELGADO GRANADOS	 11/02/03
Secretario	ING. CLAUDIA CRISTINA MENDOZA ROSALES	
1o. suplente	ING. ALFREDO VICTORIA MORALES	 10/03/11
2o. suplente	ING. JAVIER ARELLANO GIL	 11/09/2011

Me permito informar a ustedes que han sido designados sinodales del Examen Profesional del señor GOMEZ OCHOA DANIEL registrado con número de cuenta 40501031-6 en la carrera de INGENIERÍA GEOLÓGICA quien ha concluido el desarrollo del tema que le fue autorizado.

Ruego a ustedes se sirvan revisar el trabajo adjunto y manifestar a esta Dirección, si es el caso, la aceptación del mismo.

Con el fin de asegurar el pronto cumplimiento de las disposiciones normativas correspondientes y de no afectar innecesariamente los tiempos de titulación, les ruego tomar en consideración que para lo anterior cuentan ustedes con un plazo máximo de **cinco días hábiles** contados a partir del momento en que ustedes **acusen recibo de esta notificación**. Si transcurrido este plazo el interesado no tuviera observaciones de su parte, se entendería que el trabajo ha sido aprobado, por lo que deberán **firmar el oficio de aceptación del trabajo escrito**.

Doy a ustedes las más cumplidas gracias por su atención y les reitero las seguridades de mi consideración más distinguida.

Atentamente,  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Cd. Universitaria, D.F. a 3 de Agosto de 2011.  
EL DIRECTOR

Mtro. José Gonzalo Guerrero Zepeda



# AGRADECIMIENTOS

Esta Tesis va con dedicatoria especial para mi tía Mela, por todo su esfuerzo, apoyo, amor y comprensión a lo largo de todos mis estudios universitarios; por las desveladas cuando salía de práctica. Te quiero muchísimo.

Para Mikel, el amor de mi vida. Quien me ha acompañado en mi andar geológico y que también estuvo conmigo durante las dos campañas de medición. Gracias por llevarme, traerme, las clases de manejo, todo tu amor y todo tu apoyo. Te amo.

Para mi mamá, quien desde lejos no ha dejado de apoyarme en todas las metas que me propongo y con quien siempre puedo contar.

Para mis hermanos, quienes de alguna manera han estado apoyando a mi mamá en mi ausencia durante todos estos años.

Gracias al apoyo de mi gran amigo Hugo Delgado, pues si no hubiera sido por su paciencia y apoyo, este trabajo no hubiera sido escrito por mí. También gracias por los viajes.

Y no menos importante, gracias al apoyo de Cinthia, José Manuel, Mathias, Paty, Lucio y el CENAPRED, así como al resto del equipo de Vulcanología del Instituto de Geofísica.

Al Dr. Dante Morán, por su gentil ayuda en la recopilación bibliográfica sobre Chichinautzin, y al Dr. Luca Ferrari por orientarme en los aspectos de la estratigrafía.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica de la UNAM (PAPIIT), por el financiamiento y la beca de Tesis otorgada a través del proyecto IN-108290-3 "Uso de emisiones de CO<sub>2</sub> en suelos para pronosticar futuras erupciones en el Campo Volcánico de Chichinautzin".

A Rodrigo Ramírez (roQ), por ayudarme con las ilustraciones, con el diseño del estilo de la Tesis y la impresión. Te quiero mucho amigo.

Pero sobre todo, GRACIAS a todas aquellas personas que de manera indirecta permitieron que mi investigación saliera adelante: a Gaby Serrato por ofrecernos su casa de Tepoztlán durante la campaña del 2010; a todos los policías municipales y estatales que no nos demoraron en los retenes; al cuerpo de guardabosques de Tulmiac que nos permitieron el paso al Corredor Biológico Chichinautzin; a los ejidatarios de Milpa Alta por no habernos madreado al entrar en sus terrenos.



# ÍNDICE

<b>Capítulo I. Resumen</b> .....	9
<b>Capítulo II. Introducción</b> .....	11
II.1 Antecedentes .....	12
II.2 Problema .....	12
II.3 Hipótesis .....	12
II.4 Objetivos .....	12
II.5 Localización del área de estudio .....	13
<b>Capítulo III. Marco geológico</b> .....	15
III.1 Entorno geodinámico .....	15
III.2 Geología regional del Campo Volcánico de Chichinautzin .....	17
III.2.1 Estratigrafía general .....	18
III.2.2 Geología estructural .....	20
<b>Capítulo IV. El Campo Volcánico de Chichinautzin</b> .....	23
IV.1 Trabajos previos .....	23
IV.2 Tipo de volcanes presentes .....	25
IV.3 Tipos de vulcanismo .....	27
IV.3.1 El vulcanismo monogenético .....	27
IV.3.2 Estilos eruptivos y tasa de producción magmática .....	30
IV.3.3 Composición magmática .....	31
IV.4 Tipos y uso de suelo .....	33
IV.5 Peligros volcánicos en el Campo Volcánico de Chichinautzin .....	35
<b>Capítulo V. Metodología</b> .....	37
V.1 El dióxido de carbono en suelos .....	37
V.1.1 Transporte de gases .....	37
V.1.2 El flujo de dióxido de carbono .....	37
V.1.3 Fuentes naturales del flujo de CO <sub>2</sub> .....	38
V.2 Aplicación en la Vulcanología .....	38
V.3 Descripción del método empleado .....	39
V.4 Estrategia de medición en el Campo Volcánico de Chichinautzin .....	41
V.4.1 Selección del área de trabajo .....	41
V.4.2 Instrumentación .....	42
V.4.3 Rutas de acceso .....	43
V.5 Procesamiento de datos .....	45
<b>Capítulo VI. Discusión</b> .....	49
VI.1 Resultados .....	49
VI.2 Significado de los resultados .....	59
<b>Capítulo VII. Conclusiones</b> .....	63
<b>Bibliografía</b> .....	65



# Resumen

El Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) ubicado al sur de la Ciudad de México forma parte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, donde ha ocurrido vulcanismo monogenético desde el Pleistoceno y se considera activo por haber presentado actividad en los últimos 2,000 años, siendo esta actividad eruptiva representada por la formación de grandes conos de escoria, domos y flujos de lava, así como volcanes escudo de grandes volúmenes de lava y actividad explosiva. El CVC abarca cerca de 2,400 km<sup>2</sup>, incluyendo una porción considerable de la capital mexicana y constituyendo un peligro potencial para su población e infraestructura.

En el año 2005, se llevó a cabo el primer reconocimiento de las emisiones de dióxido de carbono de los suelos del Campo Volcánico Chichinautzin por Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008). El objetivo de ese estudio fue evaluar el nivel de emisiones de CO<sub>2</sub> en el CVC, como parte de una nueva metodología para identificar las zonas más activas en la región para la evaluación de riesgos volcánicos. Esta nueva metodología aplica un método para medir el flujo de CO<sub>2</sub> de los suelos del CVC empleando un analizador infrarrojo y una cámara de acumulación. Las mediciones se llevan a cabo en una red de puntos sobre el terreno que cubre completamente al CVC. El método permite la identificación de las estructuras geológicas más activas (fallas y fracturas) que podrían servir como vía de ascenso a magmas, permitiendo el nacimiento de un nuevo volcán monogenético a través de estas estructuras. Con el fin de llevar a cabo un seguimiento sistemático de las emisiones de CO<sub>2</sub>, se realizaron dos campañas de mediciones adicionales en épocas de estiaje (abril-mayo del 2009 y marzo-abril del 2010), recorriendo las mismas estaciones visitadas durante el primer estudio a fin de mantener un control espacial detallado en las variaciones de los flujos en el tiempo.

Las mediciones de flujo de CO<sub>2</sub> en suelos (FCO<sub>2</sub>) y su variabilidad espacial y temporal en entornos volcánicos son importantes para la vigilancia volcánica y tectónica, la delimitación

---

tación de fallas y zonas de fractura, y la estimación de la contribución de  $\text{CO}_2$  a partir de fuentes geológicas en el ciclo global del carbono. Las principales causas de variabilidad en dichas mediciones corresponden a la variación espacial y temporal natural del subsuelo y los parámetros de la superficie que influyen en el flujo de gases, como las propiedades físicas del medio (porosidad, permeabilidad), la respiración biológica, los parámetros meteorológicos (el clima, la presión, temperatura), y la fuente de  $\text{CO}_2$  a profundidad.

La finalidad del método es monitorear las emisiones difusas de  $\text{CO}_2$  y encontrar diferencias importantes en los niveles de emisión que podrían marcar el inicio de un evento magmático. Los rasgos tectónicos de importancia que pueden identificarse se encuentran en las cercanías de Mixquic, Distrito Federal, debido a la gran cantidad de  $\text{FCO}_2$  liberado y por la recurrencia de eventos sísmicos en ese sector; así como en la Falla de La Pera, en la cual se reporta un importante flujo de  $\text{CO}_2$  para una zona de falla. Otras anomalías de importancia se han observado en las cercanías de Malinalco, Zempoala y el Parque Nacional de Los Dinamos, mismas que pueden atribuirse a la presencia de una estructura geológica profunda que esté permitiendo la ventilación de  $\text{CO}_2$ .

# Introducción

En algunas ocasiones y bajo ciertas condiciones tectónico-estructurales, la actividad volcánica puede manifestarse con la formación de campos volcánicos monogenéticos. Los volcanes de estos campos desarrollan su actividad eruptiva durante un período corto de tiempo, es decir, desde días hasta décadas. Lo que hace diferente a los campos volcánicos monogenéticos de los volcanes poligenéticos es que sus manifestaciones volcánicas posteriores se dan generalmente en sitios distintos al anterior. Ejemplos de otros campos volcánicos en el mundo se pueden apreciar en Coso, California, E.U.A.; Eifel en Alemania; y en nuestro país en la cuenca Serdán-Oriental en el estado de Puebla y el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato, entre otros (Delgado-Granados y Villalpando-Cortés, 2008). En los últimos 250 años, México ha sido testigo del surgimiento de dos volcanes monogenéticos en el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato: el volcán Jorullo (1759 – 1774) y el volcán Parícutin (1943 – 1952).

Acorde a lo que menciona Nolan (1979) *“Los daños provocados por la actividad del Parícutin en Michoacán desde 1943, fueron tales que los poblados de San Juan Parangaricutiro y Parícutin quedaron cubiertos por los flujos de lava y sus habitantes forzados a abandonar sus hogares y tierras, para edificar nuevas poblaciones como Nuevo San Juan Parangaricutiro”*.

Debido a que la composición magmática de los campos volcánicos monogenéticos es mayoritariamente basáltica, sus erupciones no resultan ser tan catastróficas y/o explosivas como las de los estratovolcanes; sin embargo, el impacto que estos flujos de lava pudieran tener sobre las grandes ciudades como la Ciudad de México, podrían causar un gran desorden en la vida social, política y económica de todo el país.

Por ello, es necesario encontrar métodos que permitan reconocer las zonas más activas de los campos volcánicos monogenéticos a través del reconocimiento de las zonas tectónicamente más activas.

---

## II.1 Antecedentes

En los últimos años, ha surgido el interés por realizar mediciones de la variación de los gases provenientes del subsuelo cuyo origen no sea biogénico, como una técnica para identificar procesos tectónicos a profundidad.

En México, la medición del CO<sub>2</sub> en suelos con fines geológicos es un área de investigación completamente nueva y sin precedentes, que se ha comenzado a llevar a cabo en el Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM. Esta metodología pretende ser un instrumento para la vigilancia volcánica de los campos volcánicos monogenéticos y volcanes centrales que no han presentado actividad histórica para mantener un control espacio-temporal de los procesos geológicos a profundidad relacionados con la actividad tectónica y la desgasificación magmática.

## II.2 Problema

El Campo Volcánico Chichinautzin está constituido por 276 estructuras volcánicas formadas entre el Pleistoceno y el Cuaternario cuyos productos eruptivos han cubierto las trazas de las fallas y fracturas, pero se reconocen en función de alineamientos de volcanes y rara vez es posible encontrar planos de falla expuestos, donde se pueda medir su orientación.

## II.3 Hipótesis

Los campos volcánicos suelen presentarse en regímenes corticales distensivos, ya sea puros extensionales, transtensionales o transcompresionales, manifestándose en superficie como las fallas y fracturas que podrían actuar como conductos de salida para los magmas generados a profundidad. Estas estructuras conducen también la desgasificación de CO<sub>2</sub> no biogénico previa al ascenso del magma. La posible ubicación del nacimiento de una nueva estructura volcánica monogenética está en función de la localización de las estructuras tectónicamente más activas que serían usadas por los magmas para ascender. Esto es posible mediante la cartografía de anomalías de flujo de CO<sub>2</sub> presumiblemente asociadas a las fallas tectónicas.

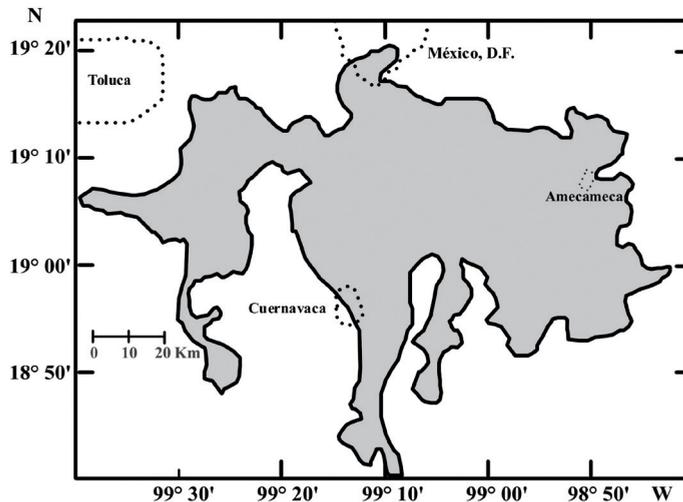
## II.4 Objetivos

1. Recopilar información bibliográfica y cartográfica sobre el Campo Volcánico Chichinautzin, de su geología regional, estructural y cartografía geológica, para reconocer las estructuras mayores y los alineamientos volcánicos principales.
2. Realizar mediciones de los flujos de CO<sub>2</sub> en suelo de 45 estaciones de trabajo del Campo Volcánico Chichinautzin a partir de una cuadrícula de 5 km de separación entre cada punto de medición, durante las temporadas de estiaje de los años 2009 y 2010, para determinar la ubicación de las estructuras ocultas que pudieran actuar como conducto de ascenso para un magma a profundidad.

3. Crear un Sistema de Información Geográfica (SIG) con mapas de contornos que muestren los isoflujos de  $\text{CO}_2$  medidas cada año y su relación con la geología, las estructuras mayores y los alineamientos volcánicos, para mantener un monitoreo anual de la respiración de los suelos del CVC.
4. Identificar las principales anomalías de  $\text{CO}_2$  y relacionarlas con la posible existencia de estructuras ocultas por los depósitos recientes.

## II.5 Localización del área de estudio

El área de estudio de este trabajo es el Campo Volcánico Chichinautzin (CVC), el cual, de acuerdo a Moran-Zenteno (1984), "se encuentra ubicado dentro de la provincia fisiográfica del Sistema Volcánico Transmexicano"; en la provincia geomorfológica de "Sierras Volcánicas y Planicies del Centro" (Lugo-Hubp y Córdova-Fernández, 1990). Se trata de una extensa región de 2,400  $\text{km}^2$  comprendidos de Este a Oeste, entre las laderas de la Sierra Nevada hasta las laderas del Volcán Nevado de Toluca en el Estado de México; y de Norte a Sur, desde el Pedregal de San Ángel en la Ciudad de México hasta Jiutepec, Morelos; actuando como parteaguas limítrofe entre la cuenca del Valle de México con la cuenca de Lerma y el valle de Cuernavaca, al sureste y sur respectivamente (**Figura 2.1**). Se encuentra a una distancia aproximada de 320 km de la fosa mesoamericana, además de representar el frente de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).



**Figura 2.1:** Croquis de localización del Campo Volcánico Chichinautzin respecto a los principales asentamientos urbanos, modificado de Velasco-Tapia (2003).

---

Las hojas topográficas 1:50,000 del INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) que cubren el área estudiada son: Toluca (E14A38), Ciudad de México (E14A39), Chalco (E14B31), Tenango de Arista (E14A48), Milpa Alta (E14A49), Amecameca (E14B41), Tenancingo (E14A58), Cuernavaca (E14A59), Cuautla (E14B51) y Jojutla (E14A69).

# Marco Geológico

### III.1 Entorno Geodinámico

El área principal de estudio es el Campo Volcánico Chichinautzin, ubicado en el frente de arco de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Ésta es una cadena montañosa de origen volcánico con una orientación general E-W y con una longitud cercana a 1,200 km que atraviesa México desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México y un ancho de 20 a 150 km de norte a sur entre los paralelos 19° y 21° de latitud norte (**Figura 3.1**). De acuerdo a Ortega-Gutiérrez et al. (1992), *“La FVTM se encuentra limitada al norte y suroccidente por la provincia de la Faja Ignimbrítica Mexicana y la cuenca de Nayarit, y al sur por las provincias Mixteca, Plataforma de Morelos, complejo orogénico de Guerrero-Morelos; así como por el Macizo Ígneo de Palma Sola y la provincia Juchateca por el oriente”*.

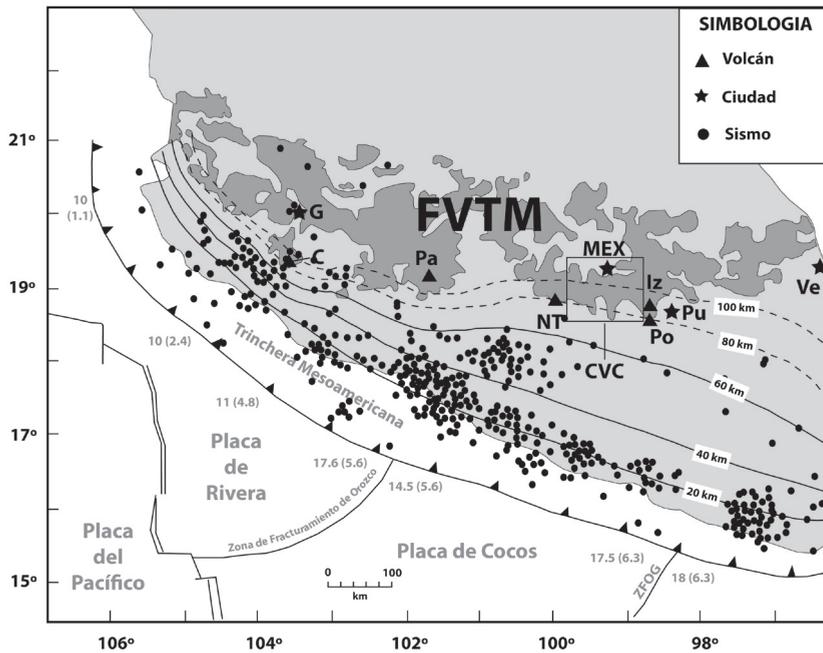
De acuerdo con Velasco-Tapia (2003), *“La FVTM está considerada como un arco continental producto de la subducción de las placas de Cocos y de Rivera bajo la placa Norteamericana y que además posee un régimen de deformación extensional a través de toda la Faja, con fallas normales activas y direcciones de ejes de esfuerzo independientes a la dirección de la subducción”*. Sin embargo cabe destacar que la FVTM se encuentra en una posición no paralela respecto a la trinchera mesoamericana, con una desviación de ~15-20°, acerca de la cual Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo (1977) exponen un modelo en el que sostienen que *“La velocidad de movimiento de la placa de Cocos y Norteamericana no es perpendicular a la Trinchera Mesoamericana debido a que en los extremos noroeste y sureste de la placa de Cocos ésta se vuelve más densa y menos caliente, así como de mayor espesor y rigidez, provocando la disminución paulatina del ángulo de subducción hacia el extremo sureste de la trinchera”*.

Márquez (1998), afirma que *“La placa de Cocos inicia la subducción bajo la placa Norteamericana en el Mioceno Tardío, formando la Trinchera Mesoamericana, con una dirección de convergencia de N 35° E y velocidades que varían entre 7.6 cm/año en la Falla de Te-*

huantepec (límite con la placa del Caribe) hasta 4.8 cm/año en la Zona de Fracturamiento de Orozco, cerca de la costa de Manzanillo, sobre el límite con la placa de Rivera”.

La FVTM está constituida por un gran número de conos cineríticos, maeres, domos y estratovolcanes con edades que abarcan del Terciario tardío al Cuaternario con una variedad petrológica de basaltos a dacitas que se relacionan con series magmáticas calcalcalinas enriquecidas en Mg (Schaaf et al., 2005), así como algunos volcanes y derrames alcalinos en la porción oriental (Siebe et al., 1995).

Según Negendank (1972), Márquez (1998), Márquez et al., (1999), Verma (1999), Velasco-Tapia (2003) y Meriggi et al., (2008) no se encuentra evidencia de la participación



**Figura 3.1:** Ubicación de la FVTM respecto al límite convergente. Las regiones de gris oscuro representan la actividad volcánica en los últimos 6 Ma. Los números a lo largo de la Trinchera Mesoamericana corresponden a la edad de la corteza oceánica que se está subduciendo en millones de años, y el valor entre paréntesis a la velocidad en cm/año en ese punto. Los puntos negros definen la distribución de sismos según Pardo y Suárez (1995). Las líneas negras son los contornos de isopropfundidades del plano de Benioff definido por la placa de Cocos (los contornos de 80 km y 100 km son inferidos). El Campo Volcánico de Chichinautzin se ubica en la región enmarcada al sur de la Ciudad de México (modificada de Márquez, 1998 y Schaaf et al., 2005).

de la placa de Cocos (basalto tipo MORB + sedimentos) en la génesis de los magmas del frente de arco, sino por el contrario, *“Que éstos se originan por la extensión cortical que a su vez produce la fusión parcial del manto litosférico y que puede incrementarse por la incorporación del agua liberada por la fusión de minerales hidratados logrando que la mayor parte de estos magmas se emplacen en la base de la corteza o dentro de ella”*.

Considerando la tasa de convergencia más baja de la actualidad de 5 mm/año y el máximo ángulo de subducción de 15° (Ferrari et al., 1990), la placa se puede proyectar más de 400 km desde la fosa hacia el interior del continente. Sin embargo, esa distancia se encuentra más allá del límite norte de la FVTM y la sismicidad relacionada a esta subducción desaparece mucho antes, como lo muestra la **Figura 3.1**; además de que la profundidad es escasa para alcanzar la zona de Benioff, es decir, la profundidad a la que la presión y temperatura provocan reacciones de deshidratación en las rocas de la placa subducida permitiendo que los fluidos liberados provoquen la fusión parcial del manto litosférico, la cual generalmente se ubica a  $\sim 124 \pm 38$  km de profundidad (Gill, 1981).

Basándose en este hecho, Pardo y Suárez (1995) infieren sin evidencias sísmicas, los contornos de 80 y 100 km de profundidad (líneas punteadas de la **Figura 3.1**) para poder sustentar el vulcanismo de la FVTM por la subducción de la placa de Cocos, contrario a lo que establecen Márquez (1998), Márquez et al., (1999), Verma (1999), Velasco-Tapia (2003) y Meriggi et al., (2008).

Así mismo, Shurbet (1984) a partir de información sísmica, propone que la placa Norteamericana en su porción del sur de México se encuentra dividida en varias microplacas que podrían estar moviéndose de manera independiente respecto a las otras placas que le rodean.

### III.2 Geología regional del Campo Volcánico de Chichinautzin

El Campo Volcánico Chichinautzin es un campo monogénico de edad Cuaternaria ubicado al sur de la cuenca del Valle de México. Esta cuenca resulta de especial interés por ser la región donde se ubica la Ciudad de México.

La cuenca del Valle de México se encuentra limitada al norte por las sierras de Tezontlalpan y Pachuca, al sur por las sierras del Ajusco y Chichinautzin, al poniente por las sierras de las Cruces y Tepotzotlán y al oriente por la Sierra Nevada. De acuerdo a Aguayo et al., (1989), *“La secuencia estratigráfica de la cuenca del Valle de México consiste de rocas volcánicas, depósitos aluviales, fluviales y lacustres del Cenozoico y Cuaternario, que sobreyacen discordantemente a rocas calcáreas y calcáreo-arcillosas del Cretácico, correspondientes al basamento de la secuencia volcánica en cuestión”*.

### III.2.1 Estratigrafía General

El basamento estratigráfico del Grupo Chichinautzin lo constituyen las Formaciones Morelos y Cuautla pertenecientes al Mesozoico (Albiano-Turoniano; Fries, 1960).

La Fm. Morelos corresponde a una sucesión de calizas y dolomías cuya textura es predominantemente de tipo grainstone, con nódulos de pedernal, un espesor mínimo de 900 m (Fries, 1960) debido a que su base no se encuentra expuesta y de edad Albiano-Cenomaniano.

Fries (1960) describe a la Fm. Cuautla como *“Un banco calcáreo de edad Cenomaniano-Turoniano que descansa discordantemente sobre la Fm. Morelos y con un espesor de 750 m que se acuña e interdigita con los sedimentos clásticos calcáreos suprayacentes de la Fm. Mezcala de al menos 1200 m de espesor y que continuó acumulándose hasta el Santoniano o incluso el Campaniano, cuando la región emergió definitivamente”*. Pasada la orogenia Laramide a mediados del Eoceno, comenzó la intrusión de diques y la acumulación de depósitos clásticos del Grupo Balsas durante el Eoceno Tardío y cede a principios del Oligoceno, hasta el comienzo del vulcanismo riolítico (Riolita Tilzapotla) y que yace concordantemente sobre el Grupo Balsas.

Mooser (1962) propone el nombre de Fm. Xochitepec para todas las tobas, brechas y complejos volcánicos profundamente erosionados que son más antiguos que los aparatos volcánicos del Plioceno descritos por Fries (1960) (Andesita Zempoala, volcán Popocatepetl y volcán Nevado de Toluca) ya que quedaron cubiertos por estos últimos y supuso que su edad es del Oligoceno Tardío al Mioceno.

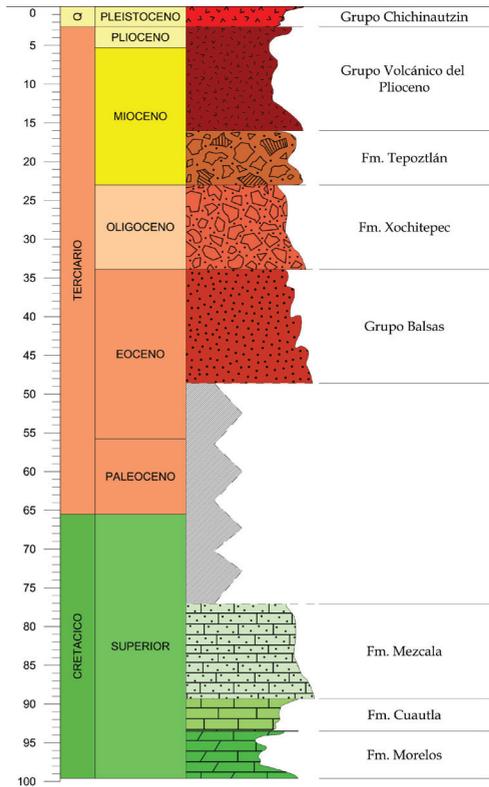
Sobreyaciendo a la anterior se tiene a la Fm. Tepoztlán, está compuesta predominantemente por detritos volcánicos depositados por corrientes de lodo o lahares en capas que varían en espesor quizás de 50 cm hasta más de 10 m y echado de 7° al Norte (Fries, 1960). Sus contrastes topográficos difieren notablemente de la mayoría de las rocas volcánicas y sedimentarias de la región, producida por fallamientos normales orientados N 65° E, N 60° E y E-W (Ávila-Bravo, 1998) y pendientes de 10° en la base a más de 45° en laderas, llegando inclusive a 90°, lo que hace que tengan un aspecto de acantilados escalonados (Martínez-Rodríguez, 2003). Según Lenhardt et al. (2010), *“Ésta formación alcanza espesores desde 78 m hasta 378 m, ubicando su localidad tipo en el poblado de Tepoztlán, Morelos y divide al cerro del Tepozteco en tres secciones, donde la primera tercera parte se compone de areniscas tobáceas y conglomerados, mientras que las dos terceras partes superiores, corresponden a depósitos de brechas tobáceas, originadas por flujos de detritos laháticos”*.

De acuerdo a los fechamientos mediante Ar-Ar y a las correlaciones paleomagnéticas realizadas por Lenhardt et al. (2010) en lavas dacítico-andesíticas de la Fm. Tepoztlán

se obtuvieron edades que varían entre 22.8 y 18.8 Ma, correspondientes al Mioceno Temprano (Aquitaniense – Burdigaliano).

Ávila-Bravo (1998) afirma que *“la Fm. Tepoztlán fue parcialmente sepultada por los flujos de lava pertenecientes al Grupo Chichinautzin, rodeándola e introduciéndose en las cañadas gracias a los escarpes preexistentes en la zona”*.

Finalmente, Fries (1960) define como Grupo Chichinautzin a *“Todas las corrientes lávicas, tobas y brechas que se han generado desde el Pleistoceno hasta el reciente”* de acuerdo al estudio paleomagnético de Mooser et al., (1974) y las dataciones radiométricas por <sup>14</sup>C realizadas en el volcán Xitle por Libby (1952), Bloomfield (1975) y otros (**Figura 3.2**). De acuerdo a lo que menciona Bloomfield (1975), *“En este grupo son comunes las estructuras asociadas a procesos explosivos y efusivos, como conos escoriáceos, volcanes escudo, coladas y domos de lava principalmente, cuyas composiciones son esencialmente andesíticas, pasando por algunos basaltos alcalinos y dacitas”*.

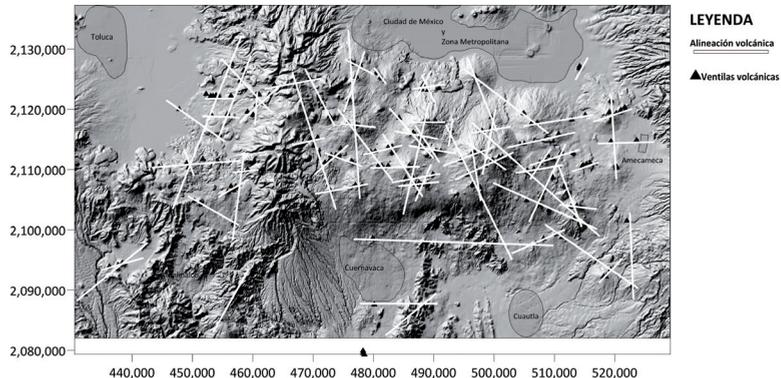


**Figura 3.2:** Columna cronoestratigráfica para la región donde se ubica el Campo Volcánico Chichinautzin. Se diseñó utilizando el software Strater 2.

### III.2.2 Geología Estructural

De acuerdo a Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008), “*Los volcanes monogenéticos se originan en la intersección de zonas de debilidad cortical, como son las fallas y fracturas*”. Sin embargo, los productos eruptivos de los campos volcánicos muy activos como el de Chichinautzin cubren las trazas de las fallas y fracturas que actúan como conducto a los magmas generados a profundidad y en muy raras ocasiones es posible encontrar planos de falla expuestos. Es por ello que las principales estructuras geológicas se reconocen en función de los alineamientos volcánicos (**Figura 3.3**). Nakamura (1977) demuestra que “*Los centros de emisión volcánica se alinean perpendicularmente al esfuerzo mínimo horizontal ( $\sigma_{hmin}$ )*” y afirma que en zonas de vulcanismo activo, este valor debe ser igual a  $\sigma_2$  ó  $\sigma_3$  para permitir a los magmas alcanzar la superficie”.

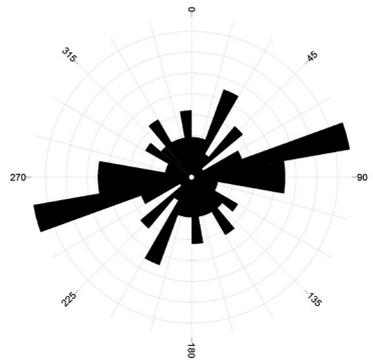
El predominio de las direcciones ENE-WSW y E-W de los alineamientos volcánicos (**Figura 3.3** y **figura 3.4**), muestran que estas son las direcciones estructurales preferenciales de las fracturas del área. Estos resultados, junto con los datos que reportan Fries (1960) y Bloomfield (1975), sugieren un campo con deformación extensional que tiene una dirección predominantemente N-S para el CVC, con una componente lateral sinistral (Márquez, 1998), generando que los esfuerzos en  $\sigma_1$  sean similares a  $\sigma_2$ . Los resultados para una falla E-W inclinada al Norte (como en el caso del límite Norte del CVC) en una zona sometida a un campo de esfuerzos con  $\sigma_1$  (vertical) =  $\sigma_2$  (ENE) >  $\sigma_3$  (NNW) corresponden a un movimiento normal con componente sinistral. De acuerdo a Márquez (1998), la dirección de deslizamiento a lo largo de este plano de falla sería de NNW a NW.



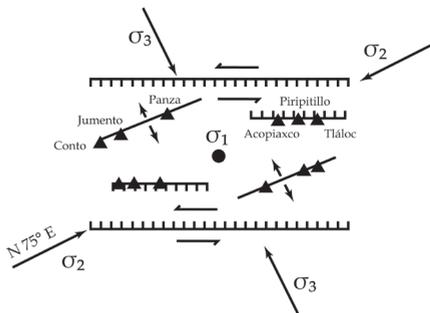
**Figura 3.3:** Mapa de alineaciones volcánicas. La localización de las estructuras volcánicas se basó en el catálogo reportado por Márquez (1998). El mapa se diseñó utilizando el software Surfer® 9.

Por lo tanto, el campo de esfuerzos del CVC indica deformación con extensión en dirección NNW a NW, con  $\sigma_1$  en la vertical (**Figura 3.5**). De esta manera se puede observar cómo la disposición de la actividad volcánica del CVC puede explicarse mediante procesos extensionales. Entonces la dirección predominante N75°E del diagrama de frecuencias de la **Figura 3.4** puede ser interpretada como fracturas tensionales que se abren perpendicularmente a  $\sigma_3$ , mientras que la dirección E-W corresponde a la dirección de las fallas normales con componente sinistral. En conclusión, el ascenso de los magmas en el CVC está controlado por la extensión de ambos sistemas.

Por otro lado, Alaniz-Álvarez et al., (1998), proponen un modelo en el que relacionan la coexistencia de los campos volcánicos monogenéticos de la FVTM cuyas direcciones preferenciales son E-W, con los complejos volcánicos poligenéticos con tendencias N-S (p.ej. Popocatepetl, Iztaccihuatl, Sierra de las Cruces), y afirman que *“En la FVTM existen dos grupos de fallas normales y ortogonales entre sí, que fueron activados casi simultáneamente y cuyos vectores de deslizamiento se encuentran controlados por el campo de esfuerzos regional, es decir, se desplazan de manera sincrónica. Sin embargo, el esfuerzo de cizalla en los planos de orientación N-S corresponden al 50% de los esfuerzos de cizalla que se tienen en los planos de orientación E-W. Por lo tanto, dependiendo de la tasa de producción magmática se pueden tener dos escenarios: (1) cuando la tasa de producción magmática es alta, se puede manifestar actividad poligenética y monogenética, teniendo prioridad la primera cuando la diferencia entre los esfuerzos es baja; y (2) cuando la tasa de producción magmática es baja, el vulcanismo monogenético se manifiesta cuando la diferencia de esfuerzos también es baja”*.



**Figura 3.4:** Roseta de rumbos en la que se trazaron 78 alineaciones y las direcciones preferenciales se ubicaron en la dirección N75°E-S75°W y E-W. El diagrama se trazó utilizando el software RockWorks® 14.



**Figura 3.5:** Campo de esfuerzos para el Campo Volcánico Chichinautzin ( $\sigma_1$  vertical). Los volcanes (triángulos) se localizan en fallas normales sinistralas E-W y fracturas tensionales N75°E (modificado de Márquez, 1998).



# El Campo Volcánico de Chichinautzin

### IV.1 Trabajos Previos

El primer informe geológico sobre el Campo Volcánico Chichinautzin fue realizado por Humboldt (1849), quien constataba la presencia de alineaciones volcánicas con orientaciones E-W, cuya causa relacionaba con la existencia de una fisura que atravesaba el centro de México desde el Golfo de México hasta el Pacífico.

Debido a que el CVC se ubica bastante cerca de la Ciudad de México, se han realizado importantes estudios relacionados con la actividad volcánica de Chichinautzin. Los trabajos iniciales en el México contemporáneo sobre el vulcanismo del CVC se concentraron en las coladas del Volcán Xitle, que cubren amplias zonas del sur de la capital mexicana, incluyendo la Ciudad Universitaria de la UNAM.

De estos trabajos destaca el de Libby (1955), quien hizo la primera datación por  $^{14}\text{C}$  de restos vegetales hallados bajo una de las coladas cercanas a la pirámide de Cuicuilco, resultando una edad de  $2,422 \pm 250$  años de antigüedad.

Fries (1960) fue el primero en enfocarse en la cartografía y geología regional, definió al grupo Chichinautzin como flujos de lava, brechas y capas de ceniza de composición andesítica-basáltica y estimó que su espesor era de 1,800 m con base en la diferencia de elevaciones entre el valle de Cuernavaca y el volcán Chichinautzin.

Schlaepfer (1968) contribuye en la elaboración del mapa geológico con escala 1:100,000 de la región comprendida entre el Distrito Federal, Estado de México y Morelos, abarcando una porción importante de Chichinautzin.

---

Negendank (1972, 1973) realizó estudios geoquímicos y petrológicos sobre rocas de la cuenca del Valle de México y concluyó que la cuenca se formó durante tres períodos de vulcanismo, desde el Oligoceno hasta el presente, con una tendencia dacítica a andesítica.

Mooser et al. (1974) recabaron datos paleomagnéticos de rocas pertenecientes al CVC presentando una polaridad normal, concluyendo que debieron de haberse formado dentro de los últimos 700 mil años.

Bloomfield (1975) realiza estudios radiométricos, petrológicos, geomorfológicos, geoquímicos y estratigráficos de una porción occidental del campo volcánico, obteniendo las edades por  $^{14}\text{C}$  de 13 eventos eruptivos.

Delgado-Granados y Martin del Pozzo (1993) consideran que *“Entre el Plioceno y Holoceno han ocurrido diversos eventos de actividad volcánica, caracterizados principalmente por la formación de estratovolcanes poligenéticos en la sierra de las Cruces, seguido por el emplazamiento de domos andesíticos en la sierra del Ajusco y culminando con la proliferación de vulcanismo monogenético en Chichinautzin”*.

Pardo y Suárez (1995) infieren sin evidencias sísmicas los contornos de 80 y 100 km de profundidad del plano de Benioff para poder sustentar el vulcanismo de Chichinautzin por la subducción de la placa de Cocos.

Lozano (1997) realiza un reconocimiento sobre los riesgos geológicos por vulcanismo a los que se encuentra expuesta la ciudad de México y la probabilidad de que estos sucedan.

Ávila Bravo (1998) complementa el reconocimiento estratigráfico realizado por Fries (1960) de la Fm. Tepoztlán y zonas aledañas, y propone un mapa geológico local.

Márquez (1998) realiza estudios de geoquímica y petrología, así como de percepción remota de las alineaciones volcánicas y establece un modelo de magmatismo en el que deslinda al vulcanismo de Chichinautzin como producto de la subducción de la placa de Cocos, concluyendo que este es el producto de la fusión parcial de la corteza inferior.

Delgado et al. (1998) realizaron estudios de petrografía y geoquímica en siete flujos de lava del volcán Xitle y concluyen que éste produjo  $0.12 \text{ km}^3$  de tefras y  $0.96 \text{ km}^3$  de lavas para un total de  $1.08 \text{ km}^3$  de magma extruido. Asimismo sugieren una edad radiométrica de 2,000 años AP.

Verma (1999) establece que *“El origen del CVC se puede visualizar en términos de dos fuentes distintas. Los magmas máficos se generan a partir de la fusión parcial del manto superior heterogéneo, mientras que los magmas evolucionados se generan en la corteza inferior heterogénea”*.

Siebe (2000) obtiene una nueva edad radiométrica para las lavas del volcán Xitle de  $1,670 \pm 35$  años, a partir de muestras de carbón halladas debajo de los derrames de lava.

Velasco-Tapia (2003) realiza estudios de geoquímica analítica en rocas del CVC y descarta los modelos de cristalización fraccionada como los mecanismos dominantes de evolución magmática.

Considerando a la placa de Cocos como basalto tipo MORB + sedimentos silíceo-carbonatados, Schaaf et al. (2005) afirman la contribución química de estos sedimentos marinos al encontrar una tasa elevada de Ba/Nb en rocas del volcán Popocatepetl y del CVC. Debido a que el Ba suele concentrarse en los sedimentos oceánicos que contienen minerales hidrotermales y arcillas, Schaaf et al. (2005) sí relacionan a la subducción como fuente del magmatismo en el CVC.

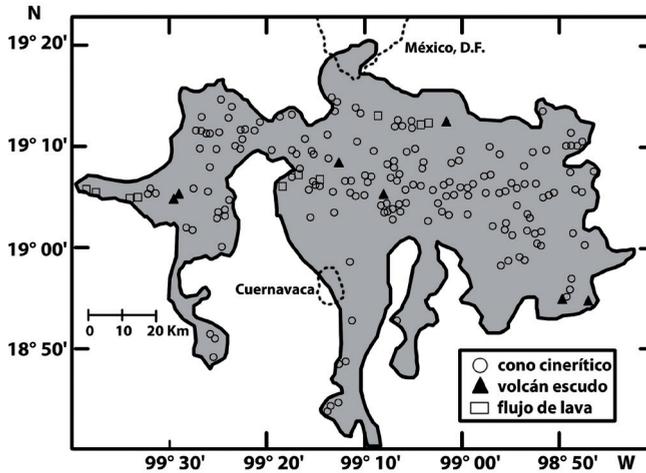
Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008) proponen un método para identificar las zonas de mayor actividad tectónica en el CVC, vías potenciales para el ascenso de magmas, mediante el uso de patrones de distribución de las tasas de emisión de CO<sub>2</sub> del suelo; reportando dos zonas de mayor magnitud: una al sur de la ciudad de México y otra cerca de Tenango, Estado de México.

### IV.2 Tipo de volcanes presentes

Un volcán es una forma del relieve generada a partir de la extrusión de material ígneo proveniente del interior de la Tierra, cuyas dimensiones pueden variar desde pequeños montículos hasta enormes montañas.

De acuerdo con Martin del Pozzo (1982) y Velasco-Tapia (2003), predominan tres tipos de estructuras volcánicas dentro del CVC (**Figura 4.1**):

- (a) Conos de escoria con coladas de lava asociadas producidos por actividad estromboliana (p. ej., Xitle, Chichinautzin).
- (b) Volcanes escudo, formados por extensas coladas de lava y un cono de escoria en la cima (p. ej., Teuhtli, Pelado).
- (c) Espesos flujos de lava asociados a fisuras.



**Figura 4.1:** Distribución espacial de los centros volcánicos del Campo Volcánico Chichinautzin. Las edades son a partir de mediciones de  $^{14}\text{C}$  realizadas por Velasco-Tapia (2001). Mapa modificado de Velasco-Tapia (2003).

Márquez (1998) afirma que “Los conos de escoria son el tipo morfológico más abundante debido a que de las 221 estructuras, 201 son de este tipo (91%) contra 10 volcanes escudo y 10 flujos de lava (4.5% cada uno)”.

Las dimensiones de los conos de escoria poseen un rango de alturas de 15 m a 260 m; sus diámetros cratéricos varían de 175 m a 500 m (Márquez, 1998) y la densidad de conos por kilómetro cuadrado varía de 0.1 a 0.15 (Bloomfield, 1975; Martin del Pozzo, 1982).

Las coladas de lava son predominantemente andesíticas y en menor proporción basáltico-alcalinas y dacíticas (Bloomfield, 1975), que llegan a alcanzar longitudes y espesores de hasta ~22 km y 300 m respectivamente (Martin del Pozzo, 1982). Los flujos de lava presentan estructuras aa muy escoriáceas cuyas bases y cimas se encuentran altamente oxidadas y en menor frecuencia, la presencia de pahoehoe y túneles de lava (Bloomfield, 1975; Márquez, 1998; Espinasa-Pereña, 1999).

## IV.3 Tipos de Vulcanismo

De acuerdo con Francis (1993), *“La actividad volcánica o vulcanismo, es la manifestación en la superficie de un planeta o satélite de procesos térmicos internos a través de la emisión a la superficie de productos sólidos, líquidos y/o gaseosos. Por lo tanto, resulta ser un fenómeno estrechamente ligado a la tectónica de placas y sus manifestaciones se presentan en diversos ambientes tectónicos”*.

### IV.3.1 El vulcanismo monogenético

A menudo, los resultados de esta actividad volcánica permiten la formación de campos volcánicos en lugar de grandes edificios volcánicos. Los campos volcánicos comprenden pequeños volcanes (por lo general con volúmenes inferiores a 1 km<sup>3</sup>), tales como conos cineríticos, maares, anillos de toba, volcanes escudo y flujos de lava. Los volcanes de éste tipo son generalmente basálticos en su composición y cada uno es producido por un sólo episodio de actividad eruptiva que puede durar desde varios días a unos pocos años (p.ej., volcán Parícutin). A estos volcanes, se les denomina monogenéticos.

Según Connor y Conway (2000), *“Las características físicas principales de los campos volcánicos monogenéticos incluyen el número de centros de emisión individuales, la recurrencia de las erupciones volcánicas, la distribución de éstos centros de emisión y su relación con las características tectónicas”*, tales como cuencas, zonas de falla y rift.

Los volcanes monogenéticos pueden presentarse agrupados dentro de los campos volcánicos o pueden constituir alineamientos a lo largo de las estructuras tectónicas, tales como fallas o fracturas. En períodos de cientos hasta millones de años, el vulcanismo monogenético puede dar lugar a campos volcánicos tan extensos conformados por cientos y hasta miles de volcanes individuales. Los campos volcánicos pequeños contienen menos de 50 centros de emisión distribuidos en menos de 1,000 km<sup>2</sup>; mientras que los grandes campos volcánicos contienen más de 100 centros de emisión distribuidos en más de 1,000 km<sup>2</sup>. El CVC posee 221 estructuras volcánicas distribuidas a lo largo de 1,400 km<sup>2</sup> por lo que se le clasifica como un campo volcánico grande.

El carácter episódico del vulcanismo monogenético es aún más notorio por los patrones espaciales de la distribución de las estructuras volcánicas. Los estudios de estos patrones (Connor y Conway, 2000) en campos volcánicos han puesto de manifiesto lo siguiente:

1. El cambio del lugar del nuevo centro de emisión es un fenómeno común en los campos volcánicos monogenéticos.
2. Los centros de emisión pueden llegar a encontrarse agrupados.
3. Las alineaciones volcánicas están en todas partes, incluso alineamientos cortos de pocos volcanes, hasta de más de 20 km de longitud y conformadas por numerosas estructuras.

---

Sin embargo, la distribución de los grupos en la mayoría de los campos volcánicos no se relaciona directamente con la distribución de las fallas u otras estructuras que pudieran facilitar el transporte del magma a través de la corteza. Aunque las alineaciones volcánicas a menudo se producen cerca o sobre las fallas, la densidad de fallas rara vez es alta dentro de las estructuras agrupadas en comparación con otras áreas cercanas.

De acuerdo con Hasenaka y Carmichael (1987), *“La FVTM posee alrededor de 1,096 estructuras monogenéticas de composición basáltica y 120 de composición silícica, abarcando un área de 40 mil kilómetros cuadrados y con edades de 3.5 Ma hasta el presente”*.

Aunque no existen erupciones históricas en el CVC, como en el de Michoacán-Guanajuato donde se han presentado 2 erupciones en los últimos 250 años (Jorullo: 1759-1774; y Parícutin: 1943-1952), la zona debe considerarse como volcánicamente activa.

Al menos cuatro volcanes del área han presentado actividad en tiempos prehistóricos: los volcanes Xitle, Pelado, Chichinautzin y Guespalapa. Los fechamientos realizados en paleosuelos encontrados debajo de las lavas del volcán Xitle fueron analizadas mediante  $^{14}\text{C}$  por Delgado et al. (1998) obteniendo una edad de  $1,977 \pm 43$  años; mientras que Siebe (2000) obtiene una edad de  $1,670 \pm 35$  años, y ambos aseguran que éstas lavas alcanzaron a cubrir la pirámide prehispánica de Cuicuilco. Arana-Salinas (1998) reporta una edad de 870 a 1,700 años (1,285 años en promedio) obtenida mediante el mismo método para el volcán Pelado. Por otro lado, el volcán Chichinautzin, mismo que le da el nombre a este campo volcánico, así como el volcán Guespalapa fueron fechados por Siebe et al., (2004) por el mismo método del radiocarbón obteniendo edades de 1,835 años y 2,800-4,700 años, respectivamente. Cabe destacar que Chichinautzin es una palabra náhuatl que significa *“Señor que quema”*, término que permite suponer que la región ya se encontraba habitada cuando sucedieron algunos de estos eventos eruptivos. Arana-Salinas (1998) reporta el hallazgo de pedacería de cerámica encontrada entre los depósitos de flujos piroclásticos de la etapa explosiva del volcán Pelado y de la existencia de una pequeña pirámide al norte del volcán construida con materiales producidos por este mismo volcán.

Algunas técnicas de fechamiento aplicadas en los campos volcánicos incluyen la obtención de la edad relativa de los flujos de lava mediante la estratigrafía (Fries, 1960), por paleomagnetismo (Mooser et al., 1974), por la geomorfología de los conos cineríticos (Bloomfield, 1975; Martin del Pozzo, 1982) y determinaciones de edades radiométricas en estructuras volcánicas individuales (Libby, 1952; Bloomfield, 1975; Delgado et al., 1998; Siebe et al., 2004). A menudo, resulta necesario aplicar una variedad de técnicas de fechamiento de manera conjunta con la cartografía geológica a fin de delinear la cronología de las erupciones volcánicas dentro de un campo.

Connor y Conway (2000) establecen un método simple para estimar las tasas promedio de recurrencia de la actividad volcánica ( $\lambda_r$ ) dadas por la siguiente expresión:

$$\lambda_r = \frac{N - 1}{t_o - t_y}$$

donde N es el número total de centros de emisión o ventilas volcánicas,  $t_o$  es la edad del evento más antiguo, y  $t_y$  es la edad del evento más joven. Las tasas típicas de recurrencia a largo plazo promedio en campos volcánicos son del orden de  $10^{-4}$  a  $10^{-5}$  eventos volcánicos por año (ventilas / año). Las tasas de recurrencia de eventos volcánicos son una simple medida de la actividad relativa en los campos volcánicos.

Por otro lado, Scandone (1979) calculó la tasa de recurrencia para el CVC obteniendo valores de  $0.31 \times 10^{-3}$  ventilas/año (mismo orden de magnitud que el obtenido en la **Tabla 4.1**) y asume que este valor corresponde a un límite inferior debido a que no toma en cuenta los centros volcánicos que han ido quedando sepultados. Sin embargo, hace constar que este valor es dos órdenes de magnitud menor que la tasa de recurrencia general calculada para toda la FVTM, e incluso un orden de magnitud menor que las tasas calculadas para los dos volcanes más activos de México: el Popocatepetl y Colima. En cambio Siebe et al. (2004) determinó una tasa de recurrencia volcánica de  $0.8 \times 10^{-3}$  ventilas/año entre los volcanes Guespalapa, Chichinautzin y Pelado.

Tabla 4.1: Tasa de recurrencia para el Campo Volcánico Chichinautzin obtenida para el presente estudio; donde N es el número total de estructuras volcánicas en el campo (Márquez, 1998; Velasco-Tapia, 2003),  $t_o$  es la edad del evento más antiguo (volcán Coaxusco; Bloomfield, 1975),  $t_y$  es la edad del evento más reciente (volcán Xitle; Delgado et al. 1998),  $\lambda_r$  es el valor de la tasa de recurrencia obtenido a partir de los datos de estos autores.

N=221 ventilas	<b><math>\lambda_r = 6.01 \times 10^{-3}</math></b>  <b>[ventilas / año]</b>
$t_o = 38,590$ años	
$t_y = 2,000$ años	

Resulta importante aclarar que actualmente existe una gran variedad de técnicas para medir la tasa de recurrencia volcánica debido a la subjetividad de los datos que pueden emplearse. Estas variaciones muy contrastantes de la tasa de recurrencia volcánica que se presentan en la **Tabla 4.2** son prueba de esto. Los valores de  $\lambda_r$  obtenidos mediante el método propuesto por Connor y Conway (2000) se obtuvieron con

base en el cálculo de todos los centros de emisión cartografiados por Márquez (1998) pero el rango de edades es demasiado amplio; Scandone (1979) no consideró algunos centros eruptivos descubiertos recientemente; mientras que Siebe (2004) sólo se enfoca en la actividad volcánica de tres centros eruptivos.

Tabla 4.2: Tabla comparativa de las tasas medias de recurrencia mencionadas y su respectiva recurrencia en años.

Autor	Tasa media de recurrencia ( $\lambda r$ ) [Ventilas / Año]	Recurrencia (r) [Años / Ventila]
Este estudio con base en el método de Connor y Conway (2000)	<b><math>6.01 \times 10^{-3}</math></b>	<b>166.31</b>
Scandone (1979)	<b><math>0.31 \times 10^{-3}</math></b>	<b>3,225.80</b>
Siebe et al., (2004)	<b><math>0.80 \times 10^{-3}</math></b>	<b>1,250</b>

Por otra parte, Lewis-Kenedi et al. (2004), reportan para el Campo Volcánico de Tequila (ubicado a 40 km al WNW de Guadalajara, Jal.), *“Períodos intensos de actividad volcánica –770 años de intermitencia–, seguidos de episodios extensos de inactividad –110 mil años– y posterior reactivación intermitente a cada 5,844 años”*. Por lo tanto, los valores de  $\lambda r$  obtenidos para el presente estudio no pueden tomarse como erróneos si consideramos de igual manera que el CVC ha tenido episodios repetitivos de actividad y episodios extensos de inactividad.

### IV.3.2 Estilos Eruptivos y Tasa de producción magmática

Si bien ya se ha mencionado en el apartado IV.2 que el vulcanismo en el Campo Volcánico Chichinautzin se caracteriza por la presencia de conos de escoria de actividad estromboliana, volcanes escudo, flujos y domos de lava, los estudios realizados por Márquez et al. (1999), indican que *“La actividad hidromagmática también es característica en este campo volcánico tras haber encontrado depósitos de oleada piroclástica asociados principalmente a volcanes escudo y conos cuyas morfologías son similares a los anillos y conos de toba”*.

Los datos de volumen y edad que presentan Márquez (1998) y Márquez et al. (1999) obtenidos mediante modelos digitales de elevación y fechamientos radiométricos por  $^{14}\text{C}$  respectivamente, indican que *“La tasa de producción magmática del CVC es muy alta: 470 km<sup>3</sup> en 40 mil años; es decir, 11.75 km<sup>3</sup> cada mil años”*. En cambio, Hasenaka (1994) reporta que *“En el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) cerca de 48 km<sup>3</sup> de magma han sido producidos en los últimos 40 mil años a través de conos cineríticos y volcanes escudo principalmente, equivalentes a una tasa de salida de magma de 1.2 km<sup>3</sup> cada mil años”*, es decir, 10 veces menor que en el CVC.

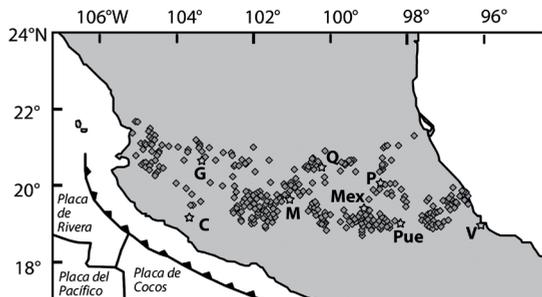
Por otro lado, el volumen emitido por el CVC es similar a la del volcán Popocatepetl: 600 km<sup>3</sup> (Márquez et al., 1999). Sin embargo, el CVC inició su actividad hace apenas 40 mil años, mientras que el volcán Popocatepetl lo hizo hace más de 300 mil años, es decir, a una tasa de producción de magma de tan sólo 2 km<sup>3</sup> cada mil años; por lo tanto, el Campo Volcánico Chichinautzin ha producido magma a una tasa casi 6 veces mayor que el volcán Popocatepetl en los últimos 40 mil años. Sin duda estos datos destacan la importancia del volcanismo en Chichinautzin.

### IV.3.3 Composición magmática

Las rocas con afinidad calciocalina se encuentran ampliamente distribuidas a todo lo largo y ancho de la Faja Volcánica Transmexicana, y se han emplazado durante todos sus períodos de actividad (**Figura 4.2**). Gómez-Tuena et al., (2005) afirma que *“Las rocas basálticas más primitivas están siempre asociadas a conos cineríticos monogenéticos y derrames fisurales, mientras que los estratovolcanes y las estructuras caldéricas presentan rocas mucho más evolucionadas”*.

Debido a que la vida media de los centros de emisión monogenéticos es demasiado corta para permitir la formación de cámaras magmáticas, los procesos de diferenciación y mezcla se ven ampliamente atenuados (Gómez-Tuena et al., 2005). Sin embargo, el origen del CVC y la coexistencia de rocas calciocalinas y alcalinas, sigue siendo motivo de fuerte discusión.

Si bien la mayor parte de las rocas del CVC son de composición andesítica y dacítica con afinidad calciocalina y características típicas de magmatismo de arco (Schaaf et al., 2005), también existe en menor grado la presencia de basaltos alcalinos, según reportan Wallace y Carmichael (1999). Sus investigaciones demuestran que las rocas menos diferenciadas se localizan hacia el centro del campo volcánico sobre una franja de tendencia N-S cerca del meridiano 99.2°W; mientras que las rocas emplazadas hacia los flancos tienden a composiciones más diferenciadas y muy similares a los productos de los estratovolcanes cercanos.



**Figura 4.2:** Distribución geográfica de las rocas calcialcalinas con contenido de MgO > 5% en peso. Las estrellas representan las principales ciudades del centro de México (C = Colima, G = Guadalajara, M = Morelia, Q = Querétaro, MEX = Ciudad de México, P = Pachuca, Pue = Puebla, V = Veracruz; tomado de Gómez-Tuena et al., 2005).

Sin embargo, autores como Márquez (1998), Verma (1999), Velasco-Tapia y Verma (2001) y Velasco-Tapia (2003) muestran con base en estudios de geoquímica, que *“Las rocas más primitivas del CVC carecen de las características típicas de los procesos de subducción, y que en cambio tienen una mayor semejanza con rocas asociadas a islas oceánicas”* –OIB, ocean island basalts–, concluyendo que *“Los magmas máficos se generan a partir de la fusión parcial del manto superior heterogéneo, mientras que los magmas evolucionados se generan en la corteza inferior heterogénea”*. Así mismo Márquez et al. (1999) complementa esta teoría afirmando que *“La formación de estos basaltos tipo OIB podría estar relacionada con una pluma proveniente del manto que actúa en conjunto con la extensión y rifting de la FVTM que comenzó desde el Mioceno Tardío”*. Por otro lado, Wallace y Carmichael (1999) aseguran que *“La formación de rocas tipo OIB tendría que provenir de un manto anhidro y geoquímicamente enriquecido; mientras que las de afinidad calcialcalina tendrían que provenir de un manto hidratado y metasomatizado”*.

Siebe et al. (2004) refutan el modelo de la pluma proveniente del manto propuesto por Márquez et al. (1999) y afirman que *“Las rocas tienden a volverse gradualmente más silíceas con el paso del tiempo mediante un proceso de cristalización fraccionada de minerales accesorios, como la apatita, circón, hornblenda, esfena, entre otros”*.

Por último, Gómez-Tuena et al. (2005) reconocen que *“Ninguno de estos modelos puede explicar completamente el origen del magmatismo en el CVC debido a que un proceso simple de cristalización fraccionada no puede explicar algunas tendencias geoquímicas; mientras que los modelos de fusión cortical, contaminación y/o cristalización fraccionada han resultado difíciles de comprobar con argumentos térmicos o geoquímicos convincentes”*.

#### IV.4 Tipos y uso de suelo

En el ámbito geológico y geomorfológico Lugo-Hubp y Córdova-Fernández (1990) ubican al Campo Volcánico Chichinautzin dentro de la provincia geomorfológica de Sierras Volcánicas y Planicies del Centro. Por su parte, la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) a través del Diario Oficial de la Federación en 1937 (Martínez-Rodríguez, 2003) decretaron al Corredor Biológico Chichinautzin (CBCH) como un Área de Protección de Flora y Fauna por ser la zona de recarga de los acuíferos de Morelos y Distrito Federal, cubriendo un área de 661 km<sup>2</sup> (poco menos de la mitad del CVC; **Figura 4.3**) para frenar el deterioro ambiental y el daño de los ecosistemas más importantes de los estados englobados. En estas áreas no se permite realizar actividades productivas, las únicas actividades que se permiten son la investigación científica y la educación ecológica, así como la reproducción del ganado, recolección de hongos comestibles y la agricultura de temporal (Martínez-Rodríguez, 2003).



**Figura 4.3:** Ubicación geográfica del Corredor Biológico Chichinautzin (modificado de Vega-Guzmán et al., 2008)

El Corredor Biológico Chichinautzin se compone en su mayoría por materiales volcánicos recientes y éstos representan el factor dominante en el desarrollo de cada una de las características que quedan impresas en los suelos. El desarrollo de éstos se ve acelerado cuando los materiales volcánicos son de tipo piroclástico, manifestando un mayor grado de evolución, en comparación a los que se desarrollan a partir de roca dura, como coladas y brechas. Por otro lado, el factor relieve también influye en el desarrollo de los suelos, debido a que las regiones con pendientes mayores a 20° tendrán procesos de erosión más fuertes que no permiten la acumulación de materia orgánica. Finalmente, Martínez-Rodríguez (2003) asegura que *“La condición climática está determinada por la precipitación y la temperatura, que al conjugarse con los rangos altitudinales propician el grado de descomposición de la materia orgánica”*.

---

En resumen, las unidades edáficas presentes son muy variadas, según Martínez-Rodríguez (2003), en el Corredor Biológico Chichinautzin se presentan 14 unidades de suelos representadas en diez asociaciones y cinco órdenes de acuerdo al Sistema Americano de Taxonomía de suelos (*Soil Taxonomy*, 1999), denominados como: entisoles, inceptisoles, andisoles, molisoles y vertisoles.

Martínez-Rodríguez (2003) separa al Corredor Biológico Chichinautzin en función de las provincias fisiográficas incluidas en el corredor y las describe de la siguiente manera:

1. Provincia Sierra Madre del Sur: Abarca el 29% y es originada de materiales sedimentarios de naturaleza calcárea, correspondientes a una montaña de caliza, de edad Cretácica y que aflora al Sur de Tepoztlán. En esta unidad los factores determinantes para el desarrollo de suelo son la presencia de caliza, un clima semicálido subhúmedo y una vegetación de selva baja que permiten la humificación rápida gracias a la acumulación de materia orgánica producto de la hojarasca.
2. Provincia Eje Neovolcánico: Abarca el 71%, lo que representa que los suelos son desarrollados a partir de materiales volcánicos. Esta queda subdivida en cuatro unidades denominados como “*Grandes Paisajes*”, como se describen a continuación:
  - a) Lahares: Ocupan el 8%, corresponden a depósitos Cenozoicos muy fracturados e intensamente fallados de la Fm. Tepoztlán. Su vegetación se compone por pinos en las partes altas, encinos en zonas de mayor humedad y selva baja caducifolia en altitudes menores. Sus suelos están representados por Inceptisoles, es decir, suelos en los que los carbonatos o sílice amorfa han sido alterados, pero no acumulados hasta un grado significativo.
  - b) Montañas andesíticas: Ocupan el 7% del área total, corresponde a rocas Plio-Cuaternarias constituidas por materiales de origen volcánico de la Fm. Zempoala con elevaciones cercanas a los 3,200 m de altitud; su vegetación se compone de oyamel en las partes altas y pinos en las partes bajas, que aportan gran cantidad de hojarasca que junto con su mesoclima frío subhúmedo permiten la acumulación de la materia orgánica que es arrastrada frecuentemente por la erosión hídrica, ocasionando un lavado de laderas y pérdida de la misma.
  - c) Superficies cubiertas por piroclastos: Están formadas por la acumulación de ceniza volcánica que cubrió el relieve original, propiciando que se pierda su morfología a consecuencia de la nivelación, abarcando un 36% del área. La acumulación de material es más evidente en las partes planas, sin embargo en pendientes mayores también se observa una acumulación similar aunque los depósitos sean de menor espesor; se localizan en un amplio rango altitudinal que va desde 1,300 m a 2,900 m, con una vegetación que varía desde pino en las partes altas, encino en las partes intermedias y selva baja caducifolia en las partes más bajas. Los suelos presentan características de andisoles, es de-

cir, formados a partir de materiales andesíticos y de muy alta porosidad (hasta 400%).

**d) Derrames volcánicos:** Representan el relieve más joven y ocupan el 45% del área. Comprende todas las coladas y brechas volcánicas de edad Cuaternaria y composición andesítico-basáltica; su altitud fluctúa entre 1,400 m y 3,400 m, con pendientes que varían entre 7° y 25°, o hasta 35° en zonas de mayor altitud. La vegetación está compuesta por oyamel en las partes de mayor altitud, seguido por bosques de pinos en la zona intermedia, encinos en la zona de mayor humedad y finalmente selva baja caducifolia en altitudes menores a 2,000 m; los suelos son poco desarrollados ubicados dentro de los entisoles, es decir, materiales no consolidados que carecen de laminaciones por acumulación de arcilla.

### IV.5 Peligros volcánicos en el Campo Volcánico Chichinautzin

De acuerdo con Tilling y Punongbayan (1989), *“Peligro volcánico se define como la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo”*. Por otro lado, define a los riesgos como *“La posibilidad de pérdida de vidas humanas o daños a la infraestructura”*.

A la hora de determinar la peligrosidad de un campo volcánico monogenético hay que tener en cuenta que en este tipo de vulcanismo, los volcanes hacen erupción una sola vez, por lo que se debe de intentar pronosticar dónde será el siguiente lugar más probable para la próxima erupción y cuáles serán sus características. Debido a la variedad de estructuras volcánicas que presenta el CVC, su actividad puede considerarse peligrosa, ya que aparecen grandes conos de escoria como el volcán Xitle, domos-colada de gran extensión y volumen como los de Milpa Alta, y volcanes escudo de gran volumen como el volcán Pelado, el cual tuvo eventos de actividad explosiva relacionado con eventos hidromagmáticos (Márquez, 1998). Una erupción actual de cualquiera de estos tres tipos tendría un importante impacto sobre la infraestructura del Distrito Federal y zona conurbadas, si aunamos la alta concentración demográfica de la demarcación.

Por todo ello, el peligro volcánico asociado al CVC debe seguirse estudiando con detenimiento para aminorar los daños asociados a un posible evento eruptivo, que pueden causar el desequilibrio de la vida económica de todo el país.



# Metodología

Definir primero los procesos físicos que gobiernan el transporte de un gas a través de un medio poroso es de vital importancia para después comprender la metodología empleada en el presente estudio. En los siguientes apartados se definirán los procesos que controlan el flujo de gases a través de un medio poroso como el suelo para poder comprender mejor la metodología empleada en este trabajo.

## V.1 El dióxido de carbono en suelos

### V.1.1 Transporte de gases

Según Camarda (2006), *“El transporte de gases a través de medios porosos puede ocurrir por medio de dos procesos diferentes: la difusión y la advección”*. La difusión molecular la define como *“El proceso donde la materia se transporta de una región de alta concentración a una región de baja concentración”*; mientras que la advección o transporte de masas es *“El proceso donde la materia se transporta en respuesta a un gradiente de presión. En general –concluye–, el transporte de gas se produce debido a la combinación de estos dos mecanismos diferentes”*.

### V.1.2 El flujo de dióxido de carbono

La exhalación es el proceso mediante el cual los gases se transportan del suelo a la atmósfera a través de los mecanismos descritos anteriormente. La exhalación difusiva de gas ocurre debido a la diferencia de concentraciones del mismo en el suelo y atmósfera. Por otro lado, *“La exhalación advectiva sucede cuando el gas en el suelo se encuentra sometido a una presión mayor que la presión atmosférica”* (Voltattorni et al., 2006).

En los últimos años, disciplinas como la Biología, Ecología, Agronomía, y ahora la Geología, se han dedicado a medir la exhalación de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) hacia la atmósfera a partir de fuentes individuales (naturales y antropogénicas) para estimar la

aportación global del  $\text{CO}_2$  y establecer modelos más precisos para el ciclo del carbono a nivel mundial (Cardellini et al., 2003), debido a que el  $\text{CO}_2$  es uno de los gases traza más abundantes en el efecto invernadero y el consecuente calentamiento global. Estos estudios de exhalación de dióxido de carbono se han desarrollado principalmente en las zonas agrícolas para medir la respiración del suelo, así como en zonas donde el  $\text{CO}_2$  pueda derivarse de una estructura geológica a profundidad (Sanci et al., 2009). A la exhalación de dióxido de carbono, también se le conoce como flujo de  $\text{CO}_2$  o flujo de salida ( $\text{FCO}_2$ ) y se expresa en unidades de  $[\text{masa} \cdot \text{área}^{-1} \cdot \text{tiempo}^{-1}]$ .

### V.1.3 Fuentes naturales del flujo de $\text{CO}_2$

De acuerdo a Kuzyakov (2006), *“Se pueden distinguir cinco principales fuentes biogénicas del  $\text{FCO}_2$ . Estos son la respiración de la raíz, la respiración rizomicrobiana, el producto de la descomposición de residuos vegetales, la preparación de la tierra antes de sembrar por incorporación de residuos de plantas y por la descomposición microbiana de la materia orgánica del suelo”*. Sin embargo Chiodini et al. (1998), aseguran que *“El  $\text{FCO}_2$  también puede liberarse a la atmósfera a partir de fuentes volcánicas activas y en reposo a través de fumarolas o emanaciones difusivas del suelo producto de la desgasificación magmática”*.

La importancia de los gases magmáticos va más allá de su rol en las erupciones volcánicas. Según Tilling y Punongbayan (1993) *“Las concentraciones de volátiles en los magmas basálticos en orden decreciente son los siguientes:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SO}_2$ , F, Cl, entre otros”*. Como se puede apreciar, el dióxido de carbono es el que se encuentra en mayor concentración; aspecto que nos permitirá marcar la pauta para el monitoreo de dióxido de carbono en los suelos del CVC por su composición andesítica-basáltica, es decir, que las anomalías de  $\text{FCO}_2$  altos pueden relacionarse directamente con una desgasificación magmática y descartar su origen biogénico.

## V.2 Aplicación en la Vulcanología

La aplicación de las mediciones del flujo de  $\text{CO}_2$  es de gran interés para la Geología, debido a su potencial para identificar procesos geológicos profundos. Por ejemplo, se tiene el caso que describen Miller et al. (2004) en el que demuestran que *“Una serie de réplicas sísmicas que duraron cerca de 30 días en el norte de Italia fueron producidas por la liberación continua de  $\text{CO}_2$  almacenado a 5 km de profundidad, causado por el fracturamiento de la roca almacén durante los eventos sísmicos principales; el posterior avance del gas hacia la superficie fue fracturando más roca y provocando dichas réplicas”*.

Camarda (2006) realizó mediciones de flujos de  $\text{CO}_2$  al norte de la provincia de Messina, Italia y logró determinar la ubicación de una falla inversa con orientación NNW-SSE oculta por los depósitos volcánicos más recientes y que afecta incluso al basamento metamórfico del Paleozoico. Además, la presencia de emisiones submarinas de dióxido de carbono cerca de la playa de Fetente indica que esta estructura se extiende más allá de la línea de la costa.

Desde 1987, D'Alessandro et al. (1997) midieron los flujos de salida de dióxido de carbono para el Monte Etna (considerado uno de los volcanes más activos del mundo) obteniendo flujos de 1 Mt / año (~2,740 t / día) y mediante análisis de inclusiones fluidas en olivinos, determinaron que el CO<sub>2</sub> queda secuestrado a presiones de 7 kbar y 1,200°C. Posteriormente calcularon que los magmas del Monte Etna poseen un 0.7 wt% de CO<sub>2</sub>, concluyendo que se requiere una producción de 0.7 km<sup>3</sup> / año de magma para producir tal cantidad de dióxido de carbono.

Froncini et al. (2004) realizaron mediciones del FCO<sub>2</sub> en el Monte Vesubio en una superficie que abarcó 5.5 km<sup>2</sup> con 636 puntos de medición incluyendo flancos y cráter del volcán, obteniendo un FCO<sub>2</sub> de 151 t /día y concluyen que *“La morfología del cráter y la estratigrafía local ejercen un control directo sobre la difusión del CO<sub>2</sub>”*. Además, consideran que *“El monitoreo constante del dióxido de carbono en terrenos volcánicos puede usarse como una herramienta para pronosticar erupciones volcánicas”*.

De acuerdo con Lewicki et al. (2005), *“Las mediciones del FCO<sub>2</sub> en suelos y su variabilidad natural y temporal en los entornos volcánicos y geotérmicos son importantes para la vigilancia volcánica, la exploración geotérmica y la delimitación de zonas de fallas y fracturas”*.

### V.3 Descripción del método empleado

La técnica utilizada para medir el FCO<sub>2</sub> consiste en la determinación de la tasa de aumento de la concentración de CO<sub>2</sub> dentro de una cámara de acumulación que se coloca en la superficie del suelo. Esta técnica, conocida como método de la cámara de acumulación o de cámara cerrada, ha sido utilizada con éxito en las ciencias agrícolas para determinar la respiración del suelo y para medir el flujo en suelos de otras especies gaseosas, como el óxido nitroso (N<sub>2</sub>O). Este método resulta ser la mejor manera de medir los valores del FCO<sub>2</sub> de carácter vulcanológico y geotérmico, ya que es un método absoluto, que no exige supuestos o correcciones en función de las características del suelo.

Sanci et al. (2009) describen los diferentes métodos que utilizan cámaras de acumulación, entre ellos el método de la cámara cerrada y de ciclo dinámico (empleado en el presente estudio), en el cual *“El aire circula entre la cámara y un analizador de gases infrarrojo externo –IRGA, por sus siglas en inglés– mediante un sistema de bombeo, y donde el aumento de la concentración de CO<sub>2</sub> en el tiempo es proporcional al FCO<sub>2</sub>”*.

A continuación se enumerarán los pasos que deben completarse para realizar una medición de la tasa de incremento de la concentración de CO<sub>2</sub> en un punto de muestreo en campo:

1. Resulta de vital importancia que para evitar la contaminación de nuestro punto de muestreo por el CO<sub>2</sub> emitido por vehículos, se apague el motor de la camioneta y se aleje la cámara de acumulación de carreteras o caminos muy transitados o de la quema de pastizales.
2. Para evitar la influencia del CO<sub>2</sub> biogénico en la medición es necesario remover la capa de suelo más externa e insertar un tubo de PVC unido a la cámara de acumulación (deben de ser del mismo diámetro) y aislar las conexiones con un empaque o teflón, si es necesario.
3. Se deben realizar las conexiones de las mangueras de la cámara de acumulación, así como del puerto serie de la computadora hacia el analizador infrarrojo. Es importante crear el archivo del registro en la computadora desde antes de encender el analizador, debido a que si se hace después, se pierden los datos del principio.
4. Tomar las temperaturas ambientales y del suelo antes de comenzar el muestreo.
5. Encender el IRGA y esperar a que se encienda la luz verde que indica que ya se encuentra listo para empezar a medir.
6. Una vez encendida la luz verde, se pone en funcionamiento la unidad de flujo de gas integrada al IRGA, el cual permite que el aire exhalado por el suelo circule en un ciclo continuo entrando por la cámara de acumulación, pasando por las trampas de reactivos alcalinos que retienen el vapor de agua disuelto en el aire y posteriormente por el analizador infrarrojo, el cual mide la concentración en partes por millón de CO<sub>2</sub> cada segundo y después lo devuelve a la cámara de acumulación, reiniciado el ciclo.
7. Esta circulación del aire debe durar al menos de 3 a 5 minutos, hasta que el analizador haya alcanzado una cota máxima, que corresponde al valor del CO<sub>2</sub> ambiental.
8. Posteriormente, se inserta la cámara de acumulación con el tubo de PVC en el orificio escarbadado, asegurándose que no haya fugas para la circulación del aire. Deben pasar al menos 10 minutos con el sistema funcionando para alcanzar otra cota, correspondiente a la máxima concentración de CO<sub>2</sub> en el suelo.
9. Mientras pasan estos 10 minutos, se deben recabar los datos sobre temperatura ambiental, temperatura del suelo, presión atmosférica, altitud y posición geográfica mediante una unidad GPS.
10. Una vez realizadas estas tareas y completados los 10 minutos, se procede a tomar la lectura del valor máximo detectado por el IRGA y a extraer la cámara de acumulación del suelo para permitir que el analizador infrarrojo regrese a la medición original de concentración de CO<sub>2</sub> ambiental.
11. Cuando se alcanza este valor, se apagan los instrumentos y se cierra el software de la computadora para su posterior procesamiento. No es necesario seleccionar la opción de guardar nuevamente o se sobrescribirán los registros causando una pérdida de datos.

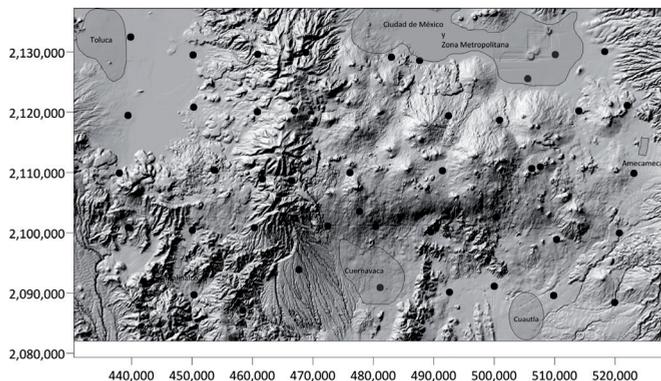
## V.4 Estrategia de Medición en el Campo

### Volcánico Chichinautzin

#### V.4.1 Selección del área de trabajo

La zona de estudio se eligió con base en el trabajo realizado por Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008) en el que deciden trazar una retícula de 45 puntos formando un rectángulo que abarca casi por completo toda la extensión del Campo Volcánico Chichinautzin. La idea original de Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008) era crear una retícula con estaciones de trabajo equidistantes cada 10 km pero tuvieron que modificarla para mejorar el acceso a esos puntos mediante las vías de transporte existentes y accesibles mediante un vehículo “*todo terreno*” (**Figura 5.1**); sin embargo, durante los recorridos realizados para la recopilación de datos del presente estudio, algunas de las ubicaciones originales tuvieron que ser reubicadas dentro de un rango de 100 m debido a la incapacidad de llegar al punto exacto (nuevas construcciones, propiedad privada, zonas de barranca o zonas de alto peligro a orillas de la carretera; **Figura 5.1**).

Para llevar a cabo dichas mediciones, el trabajo de campo se dividió en dos temporadas: la primera entre el 3 de abril y el 2 de mayo del 2009; y la segunda, entre el 22 de marzo y el 2 de abril del 2010. Estas fechas se eligieron durante la temporada de estiaje para la zona de estudio, debido a que las mediciones realizadas en el 2005 por Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008) fueron realizadas en la misma temporada y se busca hacer una comparación.



**Figura 5.1:** Distribución de los 45 puntos de medición en el CVC, basado en los puntos reportados por Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008).

## V.4.2 Instrumentación

El equipo utilizado para la medición de las concentraciones de CO<sub>2</sub> (**Figura 5.2**) en suelos del Campo Volcánico Chichinautzin consiste de:

- Analizador infrarrojo de CO<sub>2</sub> (IRGA) de la marca LI-COR® Inc. modelo LI-6252.
- Equipo de control de flujo de la marca LI-COR® Inc. modelo LI-670 que consiste en una bomba de flujo acoplable al analizador.
- Cámara de acumulación de la marca LI-COR® Inc. modelo 6000-09.
- Termómetro digital Fluke® con dos termopares para medir las temperaturas del suelo y ambiental.
- Computadora portátil con puerto y cable serial que registra los valores de las concentraciones de CO<sub>2</sub> en archivos de texto medidas por el analizador.
- Unidad GPS de mano marca Magellan® modelo eXplorist 210.
- Tres tubos de PVC de 10 cm de diámetro y longitudes de 15 cm, 30 cm y 50 cm.



**Figura 5.2:** Vista general de toda la instrumentación instalada en la estación de trabajo número 12. (A) Cámara de acumulación con tubo de PVC insertada en el suelo; (B) analizador infrarrojo de dióxido de carbono; (C) unidad de control de flujo acoplada al analizador infrarrojo; (D) computadora portátil conectada al analizador infrarrojo; (E) Termómetro digital con termopares.

Antes de comenzar la primera campaña de mediciones, el analizador infrarrojo se calibró el 27 de marzo de 2009 por personal del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y se le realizaron los cambios de reactivos el día 30 de marzo del mismo año por la misma dependencia. Para la segunda campaña de mediciones, la calibración del instrumento y cambio de reactivos se realizaron el día 17 de marzo del 2010 en las instalaciones del CENAPRED y del Instituto de Geofísica, respectivamente, pero por parte del autor del presente estudio.

### V.4.3 Rutas de acceso

Para poder cubrir las 45 estaciones de trabajo de manera rápida y eficaz, se diseñaron 7 rutas continuas de un día de duración cada una, es decir, una semana de trabajo continuo y sin descanso permite recorrer todas las estaciones. A continuación se describen cada una de ellas:

**Ruta 1-** Roja: Parte de Ciudad Universitaria con dirección al Parque Nacional Los Dínamos hacia la estación número 45. A continuación, se desciende hasta el Anillo Periférico hasta tomar la Av. Picacho Ajusco para llegar a la estación de trabajo número 20 vía Toluca. Se continúa por la misma carretera hasta arribar a la estación de trabajo número 21, ubicada a un costado de la carretera. Continuando por la carretera a Xalatlaco, tomar la desviación a Chalma hasta llegar al poblado de La Esperanza, y posteriormente a la estación de trabajo número 34. A partir de La Esperanza, se debe de tomar el camino de terracería que lleva a Santiago Tianguistenco hasta arribar a la estación número 26. Salir de Santiago Tianguistenco por el oriente y tomar la carretera que lleva a La Marquesa hasta la estación número 22. Se continúa por la misma carretera tomando la desviación que lleva a Ocoyoacac – San Jacuzulco hasta llegar al poblado de San Pedro Cholula, donde se ubica la estación número 23. Finalmente, se debe llegar a Metepec, culminando con la estación número 24 y pernoctando en la ciudad de Toluca, Estado de México. Distancia recorrida: 130 km.

**Ruta 2-** Naranja: Partiendo de la ciudad de Toluca, se debe de avanzar hacia el Sur en dirección a la ciudad de Tenancingo de Degollado pasando por las estaciones número 25, 35 y 33. A partir de Tenancingo de Degollado, debe tomarse la carretera que lleva al Santo Desierto del Carmen para poder arribar a la estación número 36. Finalmente se debe regresar por el mismo camino hasta Tenancingo y tomar la desviación que lleva a Malinalco, pasando por la estación de trabajo número 32 y pernoctando en esta ciudad. Distancia recorrida: 109 km.

**Ruta 3-** Amarilla: Esta ruta inicia en el poblado de Malinalco y es la más larga de todas. Se parte con dirección a Chalma pasando por la estación de trabajo número 31 y posteriormente tomando la desviación a San Andrés hasta llegar a la comunidad rural de

---

Tlajotla, Morelos. Regresar por donde se llegó girando a la derecha en el entronque Malinalco – Chalma con dirección a Chalma, hasta llegar al poblado de Ocuilán de Arteaga donde se deberá de tomar la desviación de vuelta a Santiago Tianguistenco y posteriormente la salida hacia San Juan Atzingo hasta arribar en la estación de trabajo número 30. Una vez terminado este punto, se deberá volver por el mismo camino que se recorrió hasta el entronque de Ocuilán de Arteaga – Chalma y tomar la carretera con destino a Cuernavaca, Morelos. Al llegar al entronque, tomar la desviación hacia Buenavista del Monte hasta llegar a la estación 39. Regresar y seguir por la carretera hasta llegar a la ciudad de Cuernavaca, Morelos donde se deberá de avanzar al sur hasta la zona de la ciudad conocida como CIVAC, donde se realizará la medición en la estación número 38. Finalmente, tomar la autopista Cuernavaca – México con dirección a Tepoztlán, no sin antes detenerse en la estación de trabajo número 13 ubicada en una bahía lateral de la autopista y pernoctando en la ciudad de Tepoztlán. Distancia recorrida: 160 km.

**Ruta 4-Verde:** Esta ruta comienza en el poblado de Tepoztlán, donde se ubica la estación número 4 justo al pie del cerro del Tepozteco. Una vez realizado este punto, se deberá salir de Tepoztlán por la carretera libre a Yau-tepec, arribando en la estación número 5 antes de la entrada a este poblado. Posteriormente se deberá continuar por la carretera libre Yau-tepec – Cuautla con destino a Yecapixtla y posteriormente tomar la desviación a Xochitlán, pasando por las estaciones de trabajo 3 y 1. Después se debe regresar hasta la carretera Cuautla – Amecameca y avanzar hacia el norte hasta *la ruta de acceso* que lleva al poblado de Tlacotitlán, donde se realizará la medición del punto 2. Finalmente se deberá retomar la carretera Cuautla – Amecameca con dirección a la Ciudad de México, pasando por las estaciones número 16 y 9, y regresando hasta la Ciudad de México para pernoctar. Distancia recorrida: 117 km.

**Ruta 5-Azul:** Esta ruta es la más corta e inicia en la caseta de peaje de la carretera Chalco – Amecameca. Una vez pasada la caseta de peaje se deberá de tomar la desviación por debajo del puente hacia el poblado de San Martín Cuautlalpan, donde se llevará a cabo la estación número 8. Regresar e ingresar a Chalco para realizar la estación número 7. Tomar la salida de Chalco hacia Mixquic y realizar la estación número 44 en la entrada de este último poblado. Finalmente, regresar hasta la gasolinera y tomar la desviación con dirección hasta Temamatla donde se llevará a cabo la medición número 17. Distancia recorrida: 75 km.

**Ruta 6-Morada:** Esta ruta comienza al sur de la Ciudad de México en el Deportivo Xochimilco, a partir del cual se deberá viajar hacia el sur con dirección al poblado de Santiago Oztotepec, donde se llevará a cabo la medición número 43. Regresar al poblado de San Salvador Cuauhtenco y tomar la desviación que lleva al panteón y posteriormente al manantial de Tulmiac a través de un camino de terracería. Para

poder ingresar a esta zona del campo volcánico Chichinautzin es necesario portar identificación y oficios que lo acrediten como estudiante o investigador de la UNAM o el cuerpo de guardabosques le negará el acceso. Una vez que se haya llegado a Tulmiac, continuar el camino de terracería hacia el sur hasta llegar a los derrames del volcán Chichinautzin, donde se realizará la medición número 42. Regresar de nuevo hasta Tulmiac y tomar la desviación de terracería que lleva al poblado de Parres, donde se incorporará a la Carretera Federal México – Cuernavaca en dirección hacia el Sur, donde se encontrará con las estaciones de medición número 14 y 15 sobre la orilla de la carretera. Continuar sobre la Carretera Federal hasta el entronque con Huitzilac, donde se tendrá que desviar hacia este poblado pasando primero por la comunidad de Huertas de San Pedro, la cual alberga a la estación de trabajo número 27. Llegando a Huitzilac, se debe tomar la carretera con destino al Parque Nacional Lagunas de Zempoala donde se encuentran las estaciones de trabajo número 28 y 29. Regresar a la Ciudad de México por la Carretera Federal México – Cuernavaca. Distancia recorrida: 112 km.

**Ruta 7-Negra:** Esta ruta comienza cerca del H. Colegio Militar ubicado al Sur de la Ciudad de México, donde se lleva a cabo la estación de trabajo número 40. Después se tendrá que regresar por Viaducto Tlalpan hasta Periférico con destino a la Escuela Nacional de Artes Plásticas (ENAP – UNAM) donde se realiza la estación de trabajo número 45. De ahí, es necesario tomar la antigua carretera México – Oaxtepec con dirección a Milpa Alta, donde se realizará la medición número 19, a un costado de la carretera. Continuar por la carretera hacia Oaxtepec y salirse en el entronque CICITEC-IPN donde se llevará a cabo la medición número 12. Regresar y seguir por la carretera hasta el punto 18, ubicado a un costado de la carretera. Se debe seguir avanzando hasta llegar al poblado de Tlalnepantla, donde se lleva a cabo la medición número 11. Posteriormente, en el poblado de Oaxtepec se lleva a cabo la medición número 6. Finalmente, se debe volver hasta Tlayacapan, donde se toma la desviación hacia Totolapan, comunidad donde se lleva a cabo la medición número 10. Distancia recorrida: 102 km.

Debido a que es necesario mantener una constante vigilancia de los flujos de CO<sub>2</sub> en el CVC, fue que se diseñó este plan de monitoreo de 7 días, sistematizando la navegación y reduciendo los costos por duración de la campaña y complejidad de las vías de acceso.

## V.5 Procesamiento de datos

El proceso de cálculo para obtener los flujos de salida de CO<sub>2</sub> se realizaron con base en el método propuesto por Gerlach et al. (2001) mediante el cual se toman a consideración las propiedades termodinámicas del dióxido de carbono, su tasa de incremento en suelo respecto al tiempo y una constante que depende de la cámara de acumulación, tal como lo muestra la siguiente ecuación:

$$F_{CO_2} = \left( \frac{P \cdot V}{R \cdot T \cdot A} \right) \left( \frac{dC_{CO_2}}{dt} \right)$$

donde:

$F_{CO_2}$ , corresponde al flujo de salida de dióxido de carbono en unidades de flujo [ $\text{mol} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ ].

P, corresponde a la presión atmosférica detectada dentro de la cámara de acumulación en [Pa].

V, es el volumen del sistema en [ $\text{m}^3$ ].

R, es la constante molar de los gases en [ $\text{Pa} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ].

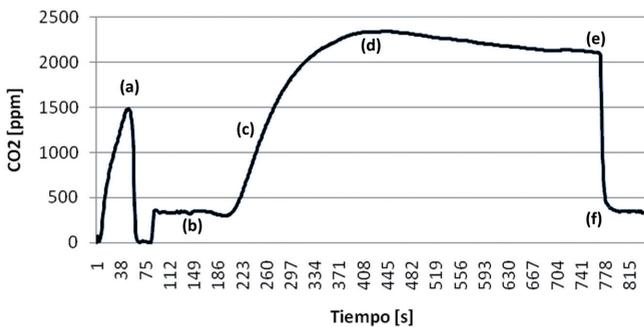
T, es la temperatura de la cámara de acumulación en [K].

A, corresponde al área que ocupa la cámara de acumulación sobre el suelo en [ $\text{m}^2$ ].

$dC_{CO_2}/dt$ , corresponde a la tasa de incremento de la concentración de dióxido de carbono ( $C_{CO_2}$ ) respecto al tiempo, después de haber sido colocada sobre la superficie del suelo.

Sin embargo, resulta importante destacar que para el cálculo de la tasa de incremen

to de  $CO_2$ , es necesario graficar los valores obtenidos en campo de  $C_{CO_2}$  contra el tiempo (600 segundos) y posteriormente obtener el valor de la pendiente máxima ( $dC_{CO_2}/dt$ ), tal como lo muestra la **Figura 5.3**.



**Figura 5.3:** Gráfica de la estación N30 (2010) que muestra el patrón de comportamiento ideal durante el lapso de medición de las concentraciones de  $CO_2$ . (a) Encendido del analizador infrarrojo (despreciable); (b) Inicio de la circulación del aire (se lee el  $CO_2$  ambiental); (c) Inserción de la cámara de acumulación en el suelo; (d) Concentración máxima de  $CO_2$  en suelo; (e) Extracción de la cámara de acumulación; (f) El analizador regresa al valor de  $CO_2$  ambiental.

De esta forma y mediante la elaboración de tablas con el programa de paquetería Microsoft® Excel, se hizo el cálculo de los flujos para las 45 estaciones medidas en el CVC (ver resultados en el siguiente capítulo) durante las dos campañas de medición. Posteriormente, estos flujos obtenidos fueron cartografiados sobre un modelo digital de elevación adquirido de INEGI del área del CVC usando el programa Surfer® 9 en forma de isolíneas mediante la interpolación de "kriging" para visualizar geográficamente las principales anomalías de  $\text{FCO}_2$ .



## Discusión

### VI.1 Resultados

Las tablas que se presentan a continuación son el resumen de todos los datos recabados en las 45 estaciones de trabajo en campo y los resultados obtenidos a partir del procesamiento de estos datos mediante la metodología propuesta en el capítulo anterior (**Tabla 6.2** y **Tabla 6.3**). Sin embargo, también fueron necesarios otros valores que permanecen constantes de acuerdo a los parámetros físicos del analizador infrarrojo, de la cámara de acumulación y del CO<sub>2</sub> (**Tabla 6.1**).

Tabla 6.1: Constantes importantes para el cálculo del flujo de CO <sub>2</sub> en las 45 estaciones estudiadas en el CVC.		
Constantes	Valor	Descripción
R	8.31451 [Pa · m <sup>3</sup> · mol <sup>-1</sup> · K <sup>-1</sup> ]	Constante universal de los gases en unidades del Sistema Internacional.
V <sub>Total del sistema</sub>	1.07 × 10 <sup>-3</sup> [m <sup>3</sup> ]	Es la suma total de los volúmenes de los medios a través de los cuales viaja el CO <sub>2</sub> durante el ciclo de acumulación.
A <sub>Suelo expuesto</sub>	0.00716 [m <sup>2</sup> ]	Corresponde al área que ocupa la cámara de acumulación sobre el suelo.

$V_{\text{Cámara}}$	$9.62 \times 10^{-4} \text{ [m}^3\text{]}$	Es la cantidad total de gas que puede circular dentro de las tuberías de la cámara de acumulación.
$V_{\text{tubería}}$	$8.146 \times 10^{-5} \text{ [m}^3\text{]}$	Es la cantidad de gas alojado en las tuberías que van de la cámara al analizador.
$V_{\text{Analizador}}$	$3.5628 \times 10^{-6} \text{ [m}^3\text{]}$	Es la cantidad de gas que puede circular dentro del analizador infrarrojo.
$V_{\text{Unidad de flujo}}$	$2.2525 \times 10^{-5} \text{ [m}^3\text{]}$	Es la cantidad de gas que puede circular dentro de la unidad de flujo, encargada de bombear el aire.
1 [mol de $\text{CO}_2$ ]	44 [g de $\text{CO}_2$ ]	Es la masa molar empleada para convertir los flujos a unidades de $[\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{día}^{-1}]$ .

Respecto a las **Tabla 6.2** y **Tabla 6.3**, cabe aclarar que cuando los valores del  $\text{FCO}_2$  son iguales a cero, es debido a que se obtuvo una pendiente negativa en la tasa de incremento de  $\text{CO}_2$ , lo cual puede traducirse como una fuga de aire durante el ciclo de acumulación de dióxido de carbono al momento de la medición producto de la alta porosidad del medio, provocando una difusión de los gases en direcciones más horizontales que verticales.

Resulta importante aclarar que durante los cálculos de los valores de  $\text{FCO}_2$  realizados por Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008), ellos obtuvieron los valores de la pendiente de la tasa de aumento de concentración del  $\text{CO}_2$  en suelos mediante una regresión lineal aplicada a la curva generada durante los 600 segundos que dura la medición en suelos; es decir, la pendiente que obtuvieron no corresponde a la tasa máxima de incremento del  $\text{CO}_2$  en suelos y esto causó que sus flujos resultaran más bajos que los que aquí se presentan. Debido a la ausencia de suficiente información, solo se pudieron corregir algunos de los puntos realizados por Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008), y aún así los resultados no variaron mucho.

Tabla 6.2: Datos y resultados de los cálculos del  $\text{FCO}_2$  de la campaña de mediciones del 2009

Estación	Fecha	Hora [UTC-6:00]	$T_{\text{cam}}$ [K]	$P_{\text{cam}}$ [KPa]	dC/dt	$F_{\text{CO}_2}$ [ $\text{g m}^{-2} \text{día}^{-1}$ ]
N01	09-04-09	15:25	312.26	83.32	3.1207	56.8724
N02	01-05-09	16:03	312.76	79.46	5.9117	102.5809
N03	09-04-09	17:06	315.34	85.09	-0.1284	0
N04	09-04-09	12:11	301.9	83.77	5.0149	95.0396
N05	09-04-09	13:31	306.71	88.43	2.5458	50.1317
N06	01-05-09	13:24	308.13	88.21	2.7102	52.9910
N07	08-04-09	12:04	302.45	79.16	7.4327	132.8665
N08	08-04-09	11:04	296.98	78.95	-1.7505	0
N09	08-04-09	16:39	306.65	76.06	11.948	202.4069
N10	01-05-09	14:41	314.5	81.7	7.2624	128.8541
N11	01-05-09	11:31	303.89	79.91	11.072	198.8509
N12	01-05-09	10:10	300.96	73.5	0.338	5.6378
N13	02-05-09	14:36	304.88	81.92	2.979	54.6699
N14	25-04-09	14:06	303.61	72.73	5.8239	95.2858
N15	25-04-09	15:52	303.05	76.58	8.893	153.4851
N16	08-04-09	17:49	303.57	76.52	2.6447	45.5312
N17	08-04-09	14:26	307.46	78.08	-0.2171	0
N18	01-05-09	10:35	302	73.92	2.4298	40.6202
N19	01-05-09	09:33	296.36	74.55	9.4012	161.5207
N20	03-04-09	17:22	305.11	67.62	2.4368	36.8855
N21	07-04-09	10:05	298.34	71.76	0.2774	4.5572
N22	30-04-09	14:59	305.72	71.01	11.642	184.6886
N23	30-04-09	15:55	307.35	75.72	8.6282	145.1825
N24	30-04-09	17:09	307.32	75.57	2.5832	43.3844
N25	07-04-09	12:46	304.46	75.91	0	0
N26	07-04-09	11:17	300.01	75.84	4.8139	83.1144
N27	25-04-09	16:43	305.09	78.97	2.2625	39.9981
N28	25-04-09	18:12	303.85	72.03	19.363	313.5044
N29	25-04-09	18:43	298.49	71.73	6.6451	109.0660

N30	26-04-09	16:21	306.16	75.12	10.863	182.0429
N31	26-04-09	13:31	311.42	86.03	28.859	544.5045
N32	26-04-09	14:27	309.17	79.71	0.1162	2.0462
N33	07-04-09	14:37	305.69	79.09	2.9285	51.7490
N34	30-04-09	12:58	303.79	73.15	12.198	200.6071
N35	07-04-09	18:43	308.3	75.12	1.2765	21.2432
N36	07-04-09	16:12	312.97	77.28	0	0
N37	26-04-09	12:06	307.26	84.86	-0.2223	0
N38	26-04-09	19:27	306.56	86	-1.3243	0
N39	26-04-09	17:48	303.65	81.91	2.2548	41.5421
N40	03-04-09	14:42	311.56	77.02	7.7189	130.3269
N41	30-04-09	10:16	298.86	70.86	25.521	413.2833
N42	25-04-09	11:43	299.21	72.36	0.6964	11.5027
N43	25-04-09	09:43	295.07	72.83	3.5267	59.4526
N44	08-04-09	12:54	304.55	79.05	81.996	1453.6261
N45	03-04-09	13:26	307.92	78.2	7.9075	137.1592

Tabla 6.3: Datos y resultados de los cálculos del  $\text{FCO}_2$  de la campaña de mediciones del 2010

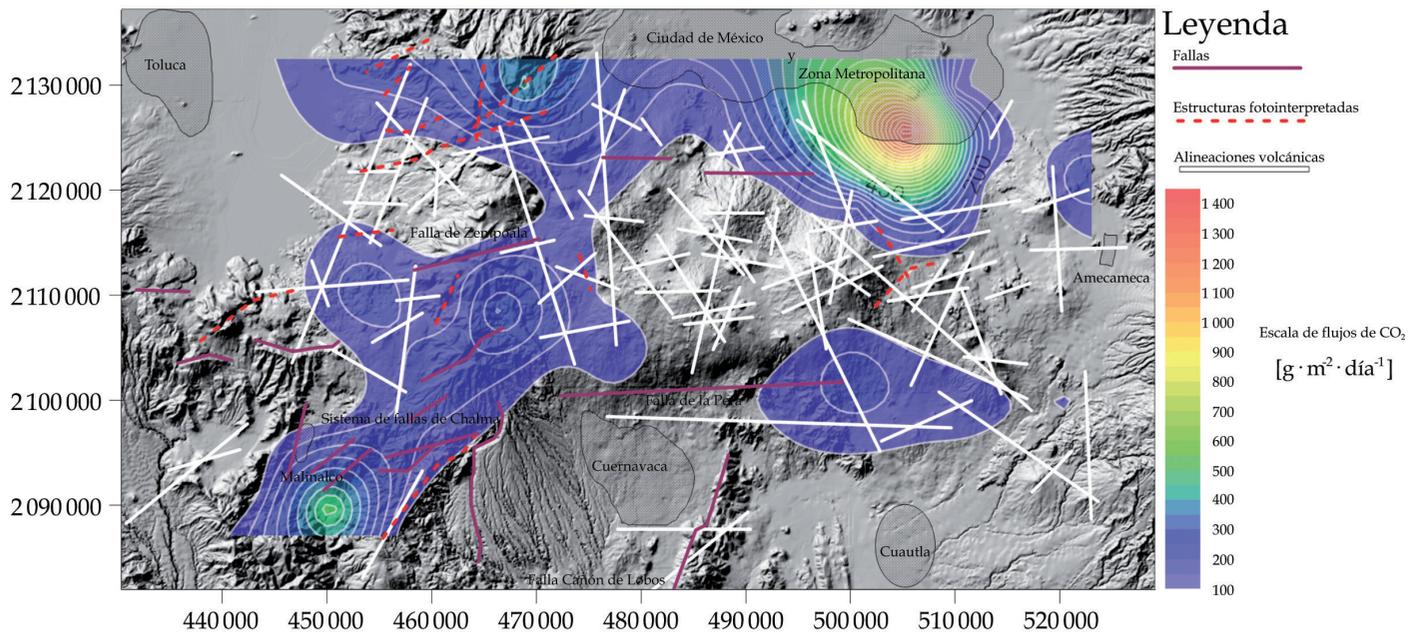
Estación	Fecha	Hora [UTC-6:00]	$T_{\text{cam}}$ [K]	$P_{\text{cam}}$ [KPa]	dC/dt	$F_{\text{CO}_2}$ [ $\text{g m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ]
N01	26-03-10	13:47	308.38	83.50	0.4209	7.7858
N02	26-03-10	16:53	310	79.43	3.1353	54.8774
N03	26-03-10	15:54	310.8	84.93	0.2946	5.4996
N04	26-03-10	10:48	298.2	83.63	17.021	326.1045
N05	26-03-10	11:50	303.85	88.24	4.4492	88.2726
N06	02-04-10	12:21	302.71	87.96	0.0454	0.9013
N07	29-03-10	14:32	302.84	78.41	1.6517	29.2152
N08	29-03-10	13:45	298.41	78.17	14.234	254.7309
N09	29-03-10	17:13	300.07	75.82	0.9929	17.1382
N10	02-04-10	14:15	306.28	81.66	0.2727	4.9668
N11	02-04-10	11:12	299.41	79.85	0.8603	15.6743
N12	02-04-10	10:12	297.56	73.56	5.0981	86.1016

N13	24-03-10	19:05	303.75	81.23	3.3067	60.4121
N14	30-03-10	15:30	298.11	72.77	1.2487	20.8233
N15	30-03-10	16:56	299.65	77.09	12.001	210.9169
N16	26-03-10	17:42	305	76.35	0.3033	5.1866
N17	29-03-10	16:19	302.01	77.48	0.0222	0.3891
N18	02-04-10	10:31	298.74	73.86	2.5196	42.5576
N19	02-04-10	09:43	293.7	74.49	1.257	21.7783
N20	22-03-10	11:31	295.38	67.56	0.3237	5.0578
N21	22-03-10	12:14	298.98	70.97	0.9447	15.3186
N22	22-03-10	15:58	303.84	70.25	15.208	240.2163
N23	22-03-10	16:57	303.57	75.40	0.5986	10.1573
N24	22-03-10	18:25	299.65	75.35	6.8747	118.0934
N25	23-03-10	10:53	297.92	75.72	4.857	84.3349
N26	22-03-10	14:33	303.13	74.90	6.6693	112.5789
N27	30-03-10	17:36	301.16	78.93	0.318	5.6938
N28	30-03-10	18:27	298.88	72.14	6.5533	108.0590
N29	30-03-10	19:04	295.56	71.91	1.9691	32.7293
N30	24-03-10	14:24	307	74.94	18.144	302.5532
N31	24-03-10	11:32	301.25	85.97	17.657	344.2241
N32	24-03-10	10:28	298.31	79.86	8.596	157.2022
N33	23-03-10	13:53	304.49	78.46	-0.0833	0
N34	22-03-10	13:23	300.82	72.61	1.6249	26.7927
N35	23-03-10	12:54	301.83	74.92	0.0206	0.3493
N36	23-03-10	15:48	306.79	76.75	2.002	34.2156
N37	24-03-10	12:38	305.59	84.52	-0.1125	0
N38	24-03-10	17:19	307.76	85.97	1.3782	26.3003
N39	24-03-10	15:56	306.53	81.75	0.837	15.2495
N40	02-04-10	15:23	304.28	77.00	0.5246	9.0694
N41	22-03-10	09:26	292.99	70.53	19.772	325.1311
N42	30-03-10	14:06	300.39	72.23	3.7865	62.1959
N43	30-03-10	12:23	299.72	73.22	4.2755	71.3553
N44	29-03-10	15:16	304.79	78.31	7.9189	138.9955
N45	01-04-10	11:40	302.21	78.82	3.8114	67.9099

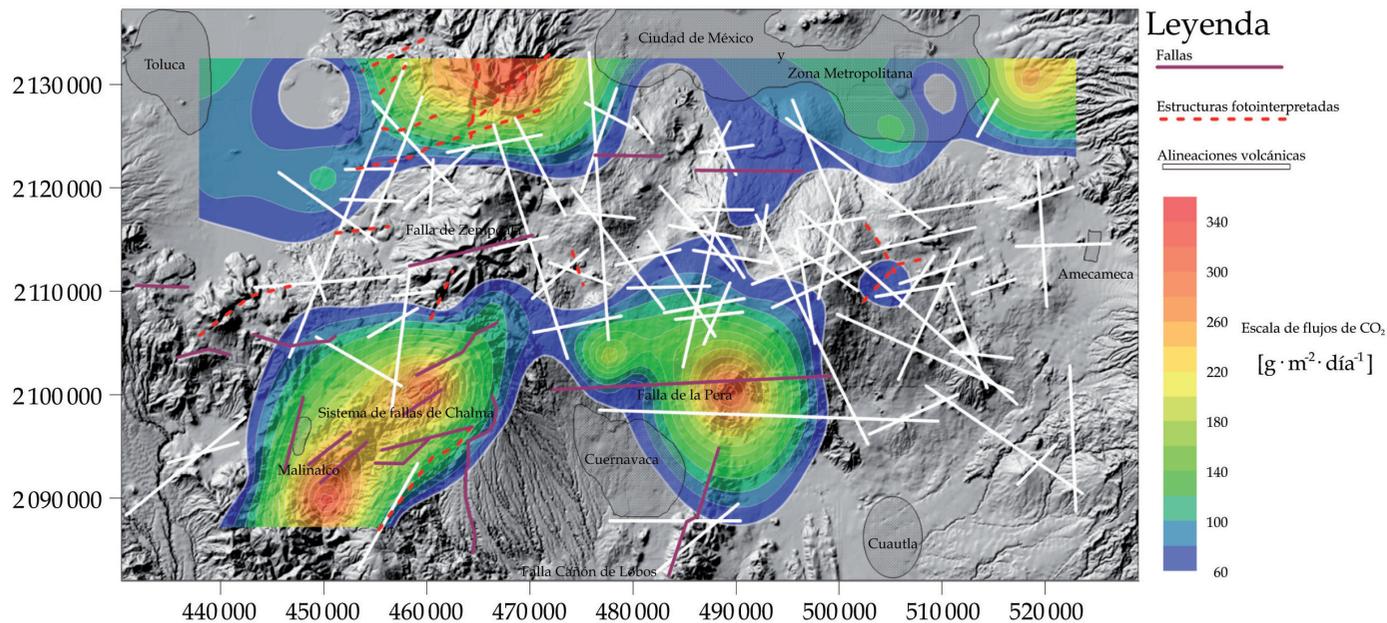
---

Posteriormente con los datos de posición GPS recabados en los sitios de medición (bajo la proyección UTM), se procedió a cartografiar los mapas de contornos de iso-flujos de dióxido de carbono utilizando los valores de Z como los valores de  $FCO_2$ , tal como lo muestra la **Tabla 6.4**.

Los mapas de iso-flujos de  $CO_2$  de las **Figura 6.5** y **Figura 6.6** muestran la distribución de flujos de  $CO_2$  a lo largo del CVC en los años 2009 y 2010, respectivamente. En la **Figura 6.5** pueden observarse dos zonas donde el  $FCO_2$  es mayor. La principal de éstas se ubica al SE de la Ciudad de México, en las inmediaciones de San Andrés Mixquic, D. F. con flujos cuyos valores ascienden a  $1.4 [t \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}]$  y la segunda en la estación Pueblo Nuevo ubicada al SE de Malinalco, Edo. de México., cuyos valores ascienden a  $0.54 [t \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}]$ . Por otro lado, en la **Figura 6.6** pueden observarse diversas anomalías distribuidas sobre los bordes Norte y Sur del campo volcánico, siendo la máxima de  $0.34 [t \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}]$  también en la estación de Pueblo Nuevo, y las segundas en magnitud en la estación Tepoztlán, Mor. y Los Dinamos, D.F., ambas con  $0.32 [t \cdot m^{-2} \cdot dia^{-1}]$ . Otras anomalías de menor magnitud pueden ser observadas en Huexoculco, Edo. de México., San Juan Atzingo, Edo. de México. y sobre la Carretera Federal México – Cuernavaca, siendo estas dos últimas correlacionables con los sistemas de falla de Chalma y La Pera, respectivamente.



**Figura 6.5:** Mapa de iso-flujos de CO<sub>2</sub> para la campaña de mediciones del año 2009. El valor más alto fue de 1,453  $[g \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}]$  ubicado en las inmediaciones de Mixquic, D.F.; y el valor más bajo fue de 2  $[g \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}]$  ubicado al NE de la comunidad de Malinalco, Edo. de México. Se muestran las trazas de las fallas (en morado) y fracturas fotointerpretadas (en líneas punteadas rojas), así como las alineaciones volcánicas de la **Figura 3.3**.



**Figura 6.6:** Mapa de isoflujos de CO<sub>2</sub>, obtenido para la campaña de mediciones del año 2010. El valor más alto fue de 344 [g · m<sup>-2</sup> · día<sup>-1</sup>] ubicado dentro del Sistema de Fallas de Chalma; y el valor más bajo fue de 0.3 [g · m<sup>-2</sup> · día<sup>-1</sup>] ubicado al SE de la ciudad de Tenango, Edo. De México. Se muestran las trazas de las fallas (en morado) y fracturas fotointerpretadas (en líneas punteadas rojas), así como las alineaciones volcánicas de la **Figura 3.3**.

**Tabla 6.4:** Datos empleados para elaborar los mapas de isoflujos de CO<sub>2</sub> de ambas campañas de medición. Coordenadas UTM 14Q - WGS84

Estación	Nombre	X	Y	2009 F <sub>CO<sub>2</sub></sub> [g m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> ]	2010 F <sub>CO<sub>2</sub></sub> [g m <sup>-2</sup> día <sup>-1</sup> ]
N01	Xochitlán	519942.24	2088426.47	56.8724	7.7858
N02	Tlacotitlán	520675.22	2099988.68	102.5809	54.8774
N03	Yecapixtla	509851.26	2089569.98	0	5.4996
N04	Tepoztlán	489549.74	2100119.47	95.0396	326.1045
N05	Yautepec	492607.39	2090154.90	50.1317	88.2726
N06	Oaxtepec	500010.72	2091139.31	52.9910	0.9013
N07	Chalco	510124.44	2129577.86	132.8665	29.2152
N08	Huexoculco	518292.65	2130066.17	0	254.7309
N09	Tlamanalco	522002.66	2121116.95	202.4069	17.1382
N10	Totolapan	510311.68	2098850.58	128.8541	4.9668
N11	Tlalnepantla	500363.67	2102612.19	198.8509	15.6743
N12	CICITEC-IPN 1	506203.68	2110656.28	5.6378	86.1016
N13	Autopista 95	480402.97	2101053.35	54.6699	60.4121
N14	C.F. Mex-Cuer 1	476150.37	2109956.40	95.2858	20.8233
N15	C.F. Mex-Cuer 2	477721.20	2103542.86	153.4851	210.9169
N16	Zoyatzingo	523100.47	2109828.32	45.5312	5.1866
N17	Temamatla	514028.46	2120212.92	0	0.3891
N18	CICITEC-IPN 2	507617.28	2110946.64	40.6202	42.5576
N19	Milpa Alta	500875.29	2118707.50	161.5207	21.7783
N20	El Capulín	466949.20	2120235.45	36.8855	5.0578
N21	Xalatlaco	460816.22	2120069.65	4.5572	15.3186
N22	Atlapulco	460881.99	2129635.68	184.6886	240.2163
N23	San Pedro Cholula	450189.46	2129532.90	145.1825	10.1573
N24	Metepéc	439821.97	2132489.15	43.3844	118.0934
N25	San Antonio La Isla	439413.31	2119463.07	0	84.3349
N26	Santiago Tlanguistenco	450268.80	2120822.76	83.1144	112.5789

N27	San Pedro	472452.49	2101120.89	39.9981	5.6938
N28	Zempoala	466506.01	2108663.21	313.5044	108.0590
N29	Santa Martha	461663.30	2108907.80	109.0660	32.7293
N30	San Juan Atzingo	460328.78	2100853.74	182.0429	302.5532
N31	Pueblo Nuevo	450343.58	2089678.61	544.5045	344.2241
N32	Malinalco	450052.18	2100407.72	2.0462	157.2022
N33	Tenancingo	439436.99	2100905.94	51.7490	0
N34	La Esperanza	453674.16	2110375.07	200.6071	26.7927
N35	Tenango	437965.84	2109926.69	21.2432	0.3493
N36	Desierto del Carmen	442004.71	2091993.05	0	34.2156
N37	Tlajotla	458387.38	2087111.86	0	0
N38	CIVAC	481098.32	2090922.09	0	26.3003
N39	Buenavista del Monte	467682.51	2093844.46	41.5421	15.2495
N40	H. Colegio Militar	483018.07	2129132.00	130.3269	9.0694
N41	Los Dinamos	468829.55	2129907.39	413.2833	325.1311
N42	Chichinautzin	491449.07	2110282.28	11.5027	62.1959
N43	Oztotepec	492426.50	2119426.14	59.4526	71.3553
N44	Mixquic	505578.18	2125536.19	1453.6261	138.9955
N45	Tepepan	487631.73	2128565.06	137.1592	67.9099

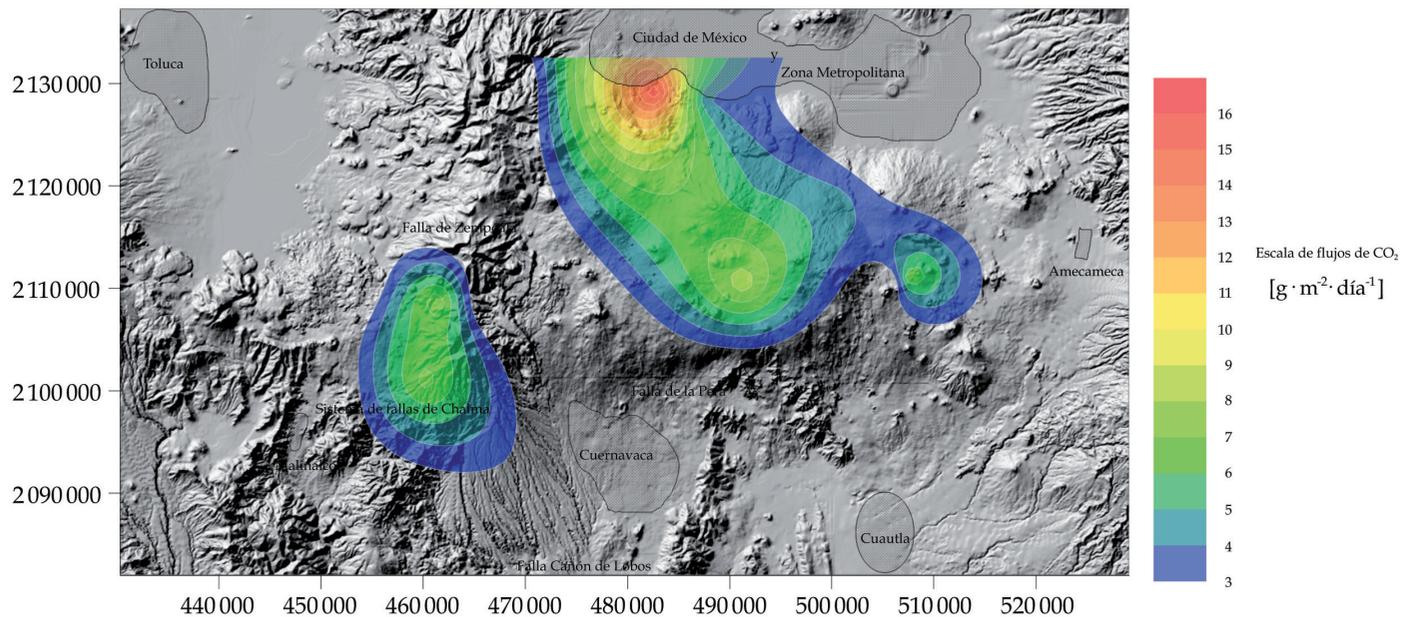
## VI.2 Significado de los Resultados

Todas las mediciones se realizaron de manera similar. Sin embargo, el comportamiento de los flujos de dióxido de carbono en todas las estaciones de trabajo varió de una u otra forma. A continuación se discutirán las mediciones más sobresalientes.

La **Figura 6.7** muestra los resultados obtenidos por Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008). En su caso, la anomalía principal puede observarse al Sur de la Ciudad de México, en la estación N40 – Colegio Militar, alcanzando valores de  $16.064 \text{ [g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}]$  que representan tan solo el 1.1% del flujo máximo calculado durante el presente estudio respecto a la estación N44 – Mixquic medida el 8 de abril del 2009, con un valor de  $1,453.626 \text{ [g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}]$ . Este flujo rebasa incluso los valores reportados para volcanes activos como el Vesubio o el Etna (Fron dini et al, 2004; D’Alessandro et al, 1997)

La región circundante a la estación N44 – Mixquic se encuentra densamente poblada pues corresponde a la Zona Metropolitana oriente de la Ciudad de México y los valores tan altos de  $\text{FCO}_2$  reportados en este punto pueden estar influenciados por los siguientes factores:

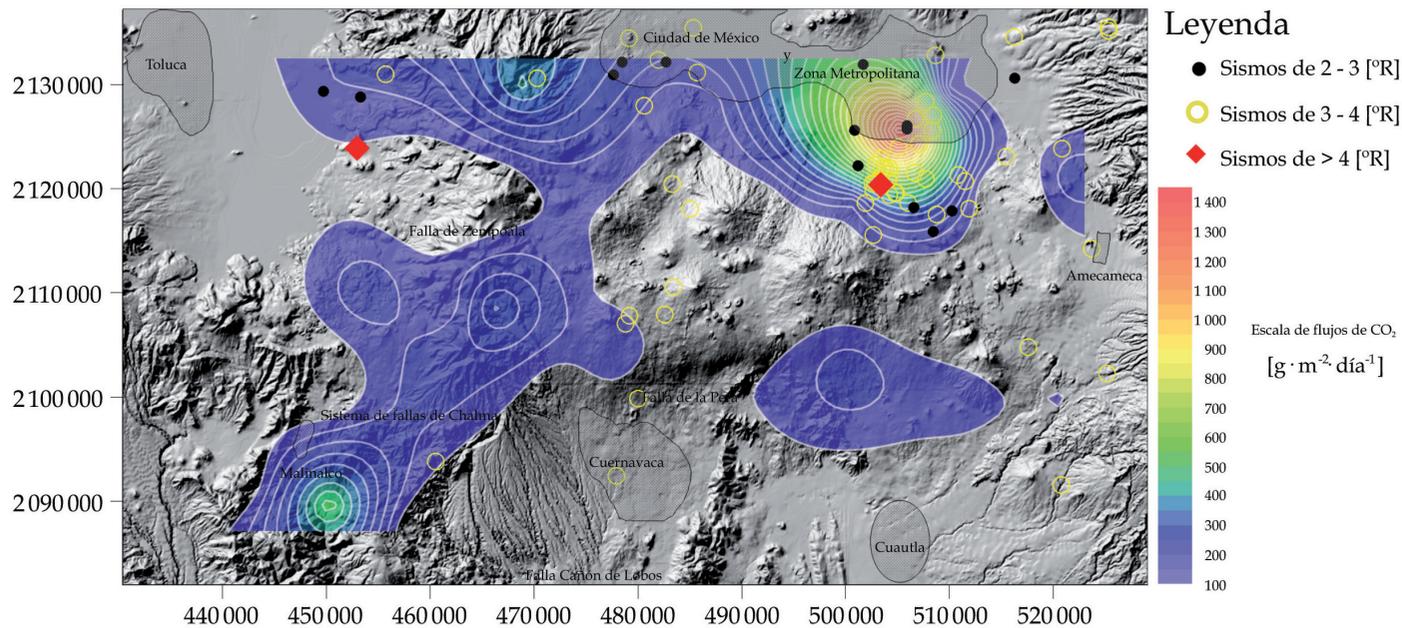
1. La existencia de antiguos tiraderos de basura en los alrededores de Chalco, Estado de México y el mismo desarrollo urbano han provocado la contaminación de aguas subterráneas en la zona, que puede generar una producción de  $\text{CO}_2$  adicional.
2. La estación se encuentra en lo que fuere el Lago de Texcoco y por lo tanto la presencia de materia orgánica en el lecho del lago puede estar aún en estado de descomposición y liberar  $\text{CO}_2$ .
3. La presencia de una estructura geológica oculta y a profundidad que está permitiendo la ventilación de  $\text{CO}_2$  proveniente de una posible fuente volcánica.



**Figura 6.7:** Mapa de isoflujos de CO<sub>2</sub> obtenidos por Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008).

A partir de datos sísmicos recabados del Servicio Sismológico Nacional se construyó el mapa de la **Figura 6.8**, el cual muestra los contornos de isoflujos del año 2009 y epicentros de los sismos que han sido detectados dentro del CVC desde 1996 hasta el 2010. De este mapa resulta interesante la alta concentración de sismos en el sector NE del campo volcánico, muy cerca de la estación de trabajo N44 – Mixquic, y que permite pensar que los fenómenos sísmicos de la zona pudieran estar relacionados con esa gran cantidad de CO<sub>2</sub>.

Sin embargo, existen otras anomalías no tan altas dentro del Sistema de Fallas de La Pera, Chalma y Zempoala, así como en el Parque Nacional de Los Dinamos ubicado al SW de la Ciudad de México, en las que se puede apreciar claramente que estas estructuras geológicas regionales actúan como ventilas de CO<sub>2</sub> a través de sus planos de debilidad al ser zonas de mayor permeabilidad.



**Figura 6.8:** Mapa de isoflujos de CO<sub>2</sub> para la campaña de mediciones del 2009 con la ubicación de sismos registrados en la zona desde 1996 hasta el 2010.

---

## VII. CONCLUSIONES

Como se puede apreciar en los mapas del capítulo anterior (VI. Discusión), se puede llegar a las siguientes conclusiones:

Los valores de  $\text{FCO}_2$  obtenidos durante las campañas de medición del 2009 y 2010 son mucho más altos que los obtenidos por Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008).

Durante los últimos 5 años ha habido una variación notable en las anomalías registradas al sur de la Ciudad de México. La anomalía mayor que reportan Delgado-Granados y Villalpando-Cortés (2008) en N40 - Colegio Militar se ha ido desplazando hacia el E-SE e incrementado casi 91 veces.

En la campaña de mediciones del 2009, se reporta un flujo máximo de  $1,453 \text{ [g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{día}^{-1}]$  en las inmediaciones de Mixquic, que rebasa incluso valores reportados para volcanes activos como el Vesubio o el Etna, pero que puede estar influenciado por la acción de materia orgánica en descomposición remanente en lo que fuere el Lago de Texcoco, por la contaminación de acuíferos y por la posible existencia de una falla oculta a profundidad.

La actividad sísmica reportada cerca del valor máximo del 2009 al SE de la Ciudad de México se puede relacionar con sistemas de fallas o fracturas, debido a que dichos sistemas son poco profundos, permitiendo visualizar de forma clara la actividad geológica a profundidad relacionable con procesos volcánicos y su respectiva desgasificación magmática, de tal forma que dichas estructuras permanecen ocultas por los depósitos recientes. y a la posible presencia de estructuras geológicas ocultas por los depósitos Cuaternarios.

Se reportan anomalías que concuerdan con los sistemas de fallas regionales como los de La Pera, Zempoala y Chalma, lo cual prueba que estos planos de debilidad actúan como conductos de desgasificación volcánica.

Resulta de vital importancia para los cálculos del  $\text{FCO}_2$  calcular la máxima pendiente de la curva de concentraciones de  $\text{CO}_2$  dentro del intervalo de tiempo que toma al analizador infrarrojo medir las concentraciones de  $\text{CO}_2$  desde que se inserta en la capa de suelo hasta que alcanza una cota máxima, para obtener la mejor aproximación.

La tasa de recurrencia volcánica obtenida de 167 años por ventila, aunado a la diferencia de edades tan corta entre las erupciones del volcán Xitle (hace 1,670 años) y el volcán Pelado (entre 870 y 1,700 años) permite darse cuenta de que existe una amenaza

volcánica latente en las inmediaciones de la Ciudad de México, asumiendo que el CVC se ha encontrado en un extenso estado de reposo desde la última erupción, así como se ha reportado para el Campo Volcánico de Tequila.

Se recomienda el monitoreo anual de  $\text{CO}_2$  a lo largo de todo el CVC, haciendo énfasis en las zonas que presentan mayores anomalías, al considerárseles rasgos tectónicos potenciales, mediante la medición de un mayor número de estaciones en dichas zonas. Así mismo, se recomienda realizar varias campañas de medición en un mismo año, de día, de noche, en temporada de estiaje y en temporada de lluvias para conocer la variabilidad espacio-temporal del  $\text{FCO}_2$  de los suelos del campo volcánico durante parámetros físicos diferentes como la temperatura ambiental, humedad del terreno, hora y las variaciones de presión atmosférica según las condiciones meteorológicas.

## BIBLIOGRAFÍA

**Arana-Salinas, L.**, (1998). "Geología del volcán Pelado", Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

**Aguayo, C.J.**, Marín, C.S., Sánchez, D.F., (1989). "Evolución Geológica de la Cuenca de México", Simposio Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos A.C., pp. 25-41.

**Alaniz-Álvarez, S.A.**, Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., (1998). "Effect strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt", *Geology*, Vol. 26, No. 7, pp. 591-594.

**Ávila-Bravo, V.**, (1998). "Cartografía geológica y estratigráfica del Grupo Chichinautzin en el área de Tepoztlán, Morelos", Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

**Bloomfield, K.**, (1975). "A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico", *Geologische Rundschau*, Band 64, No. 2, pp. 476-497.

**Camarda, M.**, (2006). "Soil CO<sub>2</sub> flux measurements in volcanic and seismic areas: laboratory experiments and field applications", PhD Thesis, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanología – Università degli Studi di Palermo, Italia.

**Cardellini, C.**, Chiodini, G., Frondini, F., Granieri, D., Lewicki, J., Peruzzi, L., (2003). "Accumulation chamber measurements of methane fluxes: applications to volcanic-geothermal areas and landfields" *Applied Geochemistry*, Vol. 18, pp. 45-54.

**Chiodini, G.**, Sioni, R., Guidi, M., Raco, B., Marini, L., (1997). "Soil CO<sub>2</sub> flux measurements in volcanic and geothermal areas", *Applied Geochemistry*, Vol. 13, No. 5, pp. 543-552.

**Connor, C.B.**, Conway, F.M., (2000). "Basaltic volcanic fields", *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 1417 p.

**D'Alessandro, W.**, Giammanco, S., Parello, F., Valenza, M., (1997). "CO<sub>2</sub> output and  $\delta^{13}\text{C}$  (CO<sub>2</sub>) from Mount Etna as indicators of degassing of shallow asthenosphere", *Bulletin of Volcanology*, Vol. 58, pp. 455-458.

**Delgado-Granados, H.** y Martin del Pozzo, A.L., (1993). "Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, Southwest of Mexico City", *Geofísica Internacional*, Vol. 32, No. 3, pp. 511-522.

**Delgado-Granados**, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H.L., Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G., (1998). "Geology of Xitle Volcano in Southern Mexico City – A 2000-year old monogenetic volcano in an urban area", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 15, No. 2, pp. 115-131.

**Delgado-Granados**, H. y Villalpando-Cortés, R., (2008). "Método para pronosticar la localización de un nuevo volcán al sur de la Ciudad de México", *Revista especializada en Ciencias Químico-Biológicas*, Vol. II, No. 1, pp. 5-16, México.

**De Mets**, C., Wilson, D., (1997). "Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, Num. B2, pp. 2789-2806.

**Espinasa-Pereña**, R., (1999). "Origen y evolución de tubos de lava en la Sierra Chichinutzin: el caso del volcán Suchiooc", Tesis de Maestría en Ciencias Geológicas, Instituto de Geofísica, UNAM.

**Ferrari**, L., Pasquare, G., Tibaldi, A., (1990). "Plio-quaternary tectonics of the Central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting modes", *Geofísica Internacional*, Num. 29, pp. 5-18.

**Francis**, P., (1993). "Volcanoes: a planetary perspective", Oxford: Clarendon, 443 p.

Fries, C., (1960). "Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero", *Boletín del Instituto de Geología*, Vol. 60, 236 p.

**Fron dini**, F., Chiodini, G., Caliro, S., Caredellini, C., Granieri, D., Ventura, G., (2004). "Diffuse CO<sub>2</sub> degassing at Vesuvio, Italy", *Bulletin of Volcanology*, Vol. 66, pp. 642-651.

**Gerlach**, T.M., Doukas, M.P., McGee, K.A., Kessler, R., (2001). "Soil efflux and total emission rates of magmatic CO<sub>2</sub> at the Horseshoe Lake tree kill, Mammoth Mountain, California, 1995 – 1999", *Chemical Geology*, Vol. 177, pp. 101-116.

**Gill**, J., (1981). "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer, Alemania.

**Gómez-Tuena**, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., (2005). "Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica TransMexicana", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen conmemorativo del Centenario: Temas selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, Num. 3, pp. 227-283.

**Hasenaka**, T., Carmichael, I.S.E., (1987). "The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and chemistry", *Journal of Petrology*, Vol. 28, pp. 241-269.

**Hasenaka**, T., (1994). "Size, distribution and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 63, pp. 13-31.

**Humboldt**, A., (1849). "Cosmos", Londres, Henry G. Bohn Ltd., Vol. 1, 390 p.

**Kuzyakov**, Y., (2006). "Sources of CO<sub>2</sub> efflux from soil and review of partitioning methods", *Soil Biology & Biochemistry*, Vol. 38, pp. 425-448.

**Lenhardt**, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J., Hinderer, M., (2010). "Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico)", *Bulletin of Volcanology*, Vol. 72, pp. 817-832.

**Lewicki**, J.L., Bergfeld, D., Cardellini, C., Chiodini, G., Granieri, D., Varley, N., Werner, C., (2005). "Comparative soil CO<sub>2</sub> flux measurements and geostatistical estimation methods on Masaya volcano, Nicaragua", *Bulletin of Volcanology*, Vol. 68, Num. 1, pp. 76-90.

**Lewis-Kenedi**, C.B., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., (2004). "The eruptive history of the Tequila Volcanic Field, Western Mexico: age, volumes, and relative proportions of lava types", *Bulletin of Volcanology*, Vol. 67, pp. 391-414.

**Libby**, W. F., (1955). "Radiocarbon dating", University of Chicago Press.

**Lozano-Velázquez**, L.C., (1997). "Reconocimiento de los riesgos geológicos y de carácter antrópico en la Delegación Tlalpan, D.F.", Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

**Lugo-Hubp**, J., Córdoba-Fernández, C., (1990). "Morfogénesis (Mapa de la República Mexicana)", *Atlas Nacional de México, Hoja Geomorfología 1*, Num. IV.3.3, Escala 1 : 4,000,000. Instituto de Geografía, UNAM.

**Márquez**, A., (1998). "Relaciones tecto-volcánicas en el centro del Cinturón Volcanico Mexicano: el Campo Volcánico de Sierra Chichinautzin", Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, España.

**Márquez**, A., Verma, S.P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandie, J.L., (1999). "Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extensión at the front of the Central Transmexican Volcanic Belt", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 93, pp. 125-150.

**Martin del Pozzo**, A.L., (1982). "Monogenetic Volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico", *Bulletin of Volcanology*, Vol. 45, pp. 9-24.

**Martínez-Rodríguez**, A.A., (2003). "Levantamiento de suelos a nivel general del Corredor Biológico Chichinautzin, Morelos", Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM.

**Meriggi**, L., Macias, J.L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S., (2008). "Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (Central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 25, Num. 2, pp. 197-216.

**Miller**, S.A., Colletini, C., Chiaraluce, L., Cocco, M., Barchi, M., Kaus, B.J.P., (2004). "Aftershocks driven by a high pressure CO<sub>2</sub> source at depth", *Nature*, Vol. 427, Issue 6976, pp. 724-727.

**Morán-Zenteno**, D., (1984). "Geología de la República Mexicana", Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 82 p. México.

**Mooser**, F.M., (1962). "Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México", Congreso Geológico Internacional, México D.F., Libro guía de la excursión.

**Mooser**, F.M., Naim, A.E.N., Negendank, J.F., (1974). "Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII A Palaeomagnetic and Petrologic study of volcanoes of the Valley of Mexico", *Geologische Rundschau*, Vol. 63, Num. 2, pp. 451-483.

**Nakamura**, K., (1977). "Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - Principle and Proposal", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 2, pp. 1-16

**Negendank**, J.F.W., (1972). "Volcanics of the Valley of Mexico: descriptions of some mexican volcanic rocks with special consideration of the opaques", Part 1, *Petrography of the Volcanics*, *Neves Jahrbuch für Mineralogie Abhandlung*, Vol. 116, No. 3, pp. 308-320.

**Negendank**, J.F.W., (1973). "Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico", *Geofísica Internacional*, Vol. 13, pp. 267-278.

**Nolan**, M.L., (1979). "Impact of Parícutin on five communities", *Volcanic Activity and Human Ecology*, pp. 293-338, New York Academic Press.

**Ortega-Gutiérrez**, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alanís-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., (1992). "Texto explicativo de la Quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana Escala 1 : 2,000,000", Instituto de Geología, Consejo de Recursos Minerales.

**Pardo**, M. y Suárez, G., (1995). "Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico: seismic and tectonic implications", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp. 12357-12377.

**Sanci**, R., Panarello, H.O., Osters, H.A., (2009). "Assessment of soil moisture influence on CO<sub>2</sub> flux: a laboratory experiment", *Environmental Geology*, Vol. 58, No. 3, pp. 491-497.

**Scandone, R.**, (1979). "Preliminary evaluations of the volcanic hazard in the Southern Valley of Mexico", *Geofísica Internacional*, Vol. 18, No. 1, pp. 21-35.

**Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L.**, (2005). "Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico", *Journal of Petrology*, Vol. 46, Num. 6, pp. 1243-1282.

**Schlaepfer, C.**, (1968). "Geología de la Hoja México D.F., Estados de México y Morelos", *Mapa Geológico 14Q-h(5) Escala 1: 100,000*, Instituto de Geología.

**Siebe, C.**, (2000). "Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 104, pp. 45-64.

**Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., Delgado, H.**, (1995). "Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East-central Mexico: implications for future hazards", *GSA Annual Meeting Field Trip Guide*, New Orleans.

**Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M.**, (2004). "Geochemistry Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, South of Mexico City", *Journal of Volcanology and Geotherma Research*, Vol. 130, pp. 197-226.

**Shurbet, C.H., Cebull, S.E.**, (1984). "Tectonic interpretation of the Trans-Mexicano Volcanic Belt" *Tectonophysics*, Vol. 101, pp. 159-165.

**United States Department of Agriculture (USDA)**, "Soil Taxonomy: A basic system of soil clasificación for making and interpreting soil surveys", *Second Edition, Agriculture Hanbook*, Num. 436, 1999.

**Tilling, R.I., Punongbayan, R.S.**, (1989). "Apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos", *Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO), IAVCEI*.

**Urrutia-Fucugauchi, J.H. y Del Castillo, L.**, (1977). "Un modelo del Eje Volcánico Mexicano", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 39, Num. 1, pp. 18-28.

**Vega-Guzmán, A., López-García, J., Manso-Delgado, L.**, (2008). "Análisis espectral y visual de vegetación y uso de suelo con imágenes LandsatETM+ con apoyo de fotografías aéreas digitales en el Corredor Biológico Chichinautzin, Morelos, México", *Boletín del Instituto de Geografía*, Num. 67, pp. 59-75.

**Velasco-Tapia, F.**, (2001). "Aspectos geoestadísticos de química analítica: aplicación en el modelado geoquímico e isotópico de la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano", *Tesis Doctoral, Instituto de Geología, UNAM*.

**Velasco-Tapia, F.**, (2003). "Procesos de evolución magmática en la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico", Ciencia UANL, Vol. VI, No. 1, Enero-Marzo 2003.

**Velasco-Tapia, F. y Verma, S.P.**, (2001). "Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra Chichinautzin: análisis de información y perspectivas", Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 18, Num. 1, pp. 1-36.

**Verma, S.P.**, (1999). "Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the Central Mexican Volcanic Belt", Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 93, pp. 151-171.

**Voltatorni, N., Caramanna, G., Cinti, D., Galli, G., Pizzino, L., Quattrocchi, F.**, (2006). "Study of natural CO<sub>2</sub> emissions in different Italian geological scenarios: a refinement of natural hazard and risk assessment", Advances in the Geological Storage of Carbon dioxide – NATO Science series: IV: Earth and Environmental Science, Springer Netherlands, Vol. 65, part III, pp. 175-190.

**Wallace, P.J., 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", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 135, No. 4, pp. 291-314.



El diseño y cuidado de la edición de ésta tesis fue realizado  
por el Lic. Rodrigo Ramírez Sánchez / ioetroq@gmail.com

México D.F., 2011