

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}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}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 km^3 de tefras y 0.96 km^3 de lavas para un total de 1.08 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 CO₂ 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.

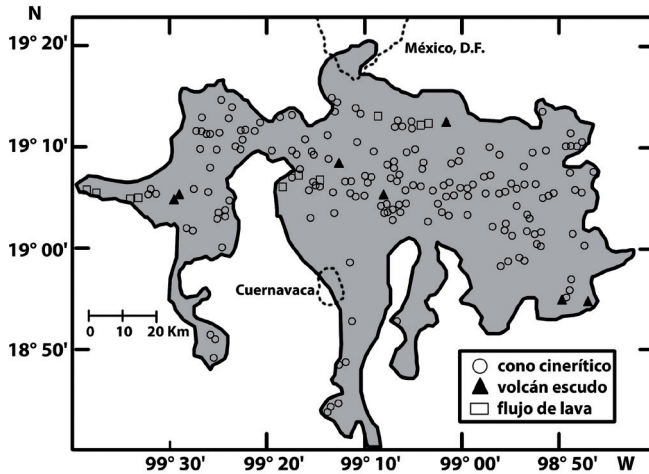


Figura 4.1: Distribución espacial de los centros volcánicos del Campo Volcánico Chichinautzin. Las edades son a partir de mediciones de ^{14}C realizadas por Velasco-Tapia (2001). Mapa modificado de Velasco-Tapia (2003).

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 km³), 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 km²; mientras que los grandes campos volcánicos contienen más de 100 centros de emisión distribuidos en más de 1,000 km². El CVC posee 221 estructuras volcánicas distribuidas a lo largo de 1,400 km² 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}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 (λ_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 0.31×10^{-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 Popocatépetl y Colima. En cambio Siebe et al. (2004) determinó una tasa de recurrencia volcánica de 0.8×10^{-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), λ_r es el valor de la tasa de recurrencia obtenido a partir de los datos de estos autores.

N=221 ventilas	$\lambda_r = 6.01 \times 10^{-3}$ [ventilas / año]
$t_o = 38,590$ 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 λ_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 (λr) [Ventilas / Año]	Recurrencia (r) [Años / Ventila]
Este estudio con base en el método de Connor y Conway (2000)	6.01×10^{-3}	166.31
Scandone (1979)	0.31×10^{-3}	3,225.80
Siebe et al., (2004)	0.80×10^{-3}	1,250

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 λr 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}C respectivamente, indican que *“La tasa de producción magmática del CVC es muy alta: 470 km³ en 40 mil años; es decir, 11.75 km³ cada mil años”*. En cambio, Hasenaka (1994) reporta que *“En el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) cerca de 48 km³ 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 km³ 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 km³ (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 km³ 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.

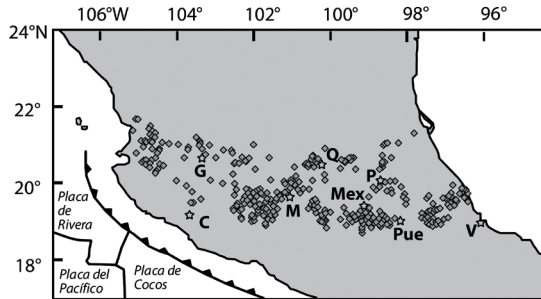


Figura 4.2: Distribución geográfica de las rocas calcialcalinas con contenido de MgO > 5% en peso. Las estrellas representan las principales ciudades del centro de México (C = Colima, G = Guadalajara, M = Morelia, Q = Querétaro, MEX = Ciudad de México, P = Pachuca, Pue = Puebla, V = Veracruz; tomado 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 km² (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.

