

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 Igneo 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, maares, 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

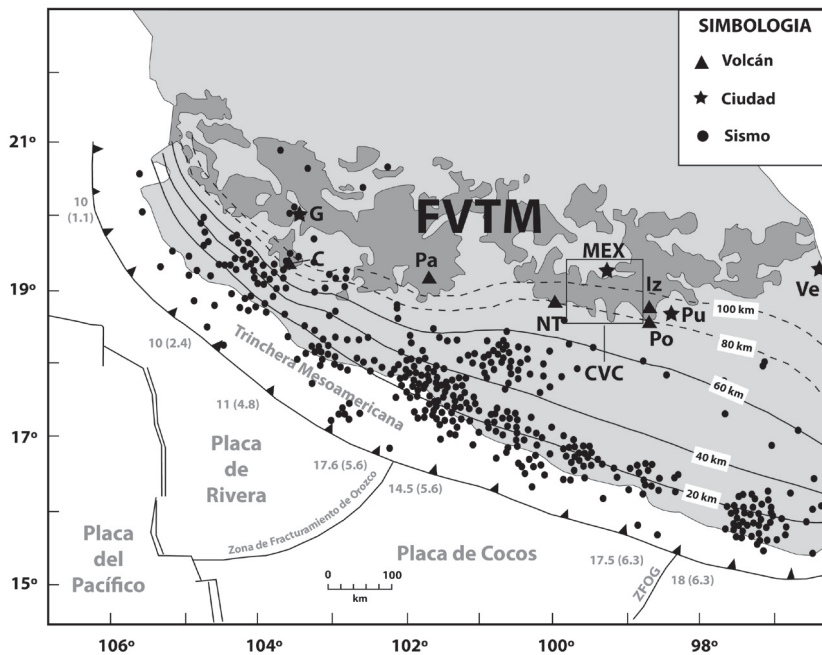


Figura 3.1: Ubicación de la FVTM respecto al límite convergente. Las regiones de gris oscuro representan la actividad volcánica en los últimos 6 Ma. Los números a lo largo de la Trinchera Mesoamericana corresponden a la edad de la corteza oceánica que se está subduciendo en millones de años, y el valor 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 isopropiedades 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 monogenético 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 Tepetzotlán 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 laháricos”*.

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 ^{14}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”*.

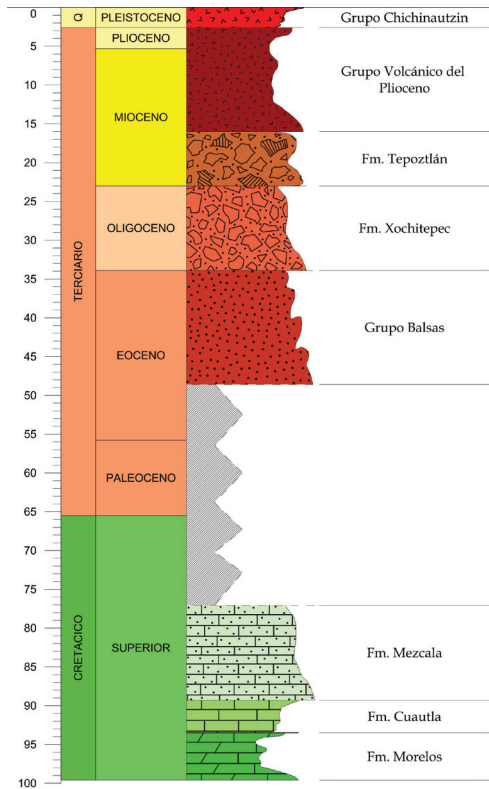


Figura 3.2: Columna cronoestratigráfica para la región donde se ubica el Campo Volcánico Chichinautzin. Se diseñó utilizando el software Strater 2.

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 (σ_{hmin}) y afirma que en zonas de vulcanismo activo, este valor debe ser igual a σ_2 ó σ_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 σ_1 sean similares a σ_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 σ_1 (vertical) = σ_2 (ENE) > σ_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.

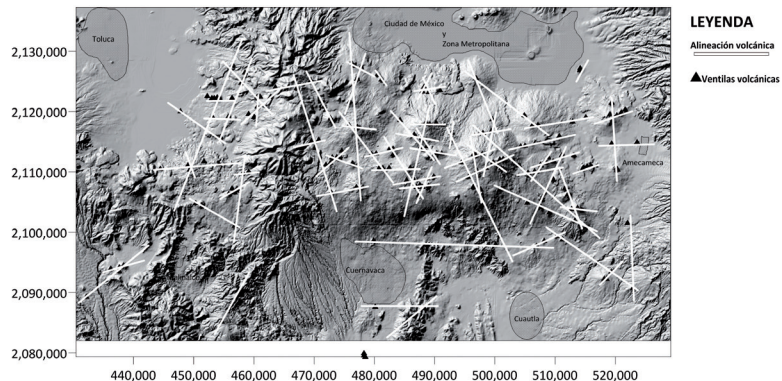


Figura 3.3: Mapa de alineaciones volcánicas. La localización de las estructuras volcánicas se basó en el catálogo reportado por Márquez (1998). El mapa se diseñó utilizando el software Surfer® 9.

Por lo tanto, el campo de esfuerzos del CVC indica deformación con extensión en dirección NNW a NW, con σ_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 σ_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”*.

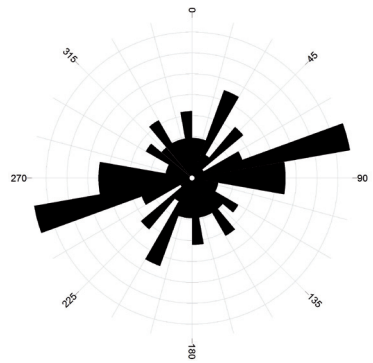


Figura 3.4: Roseta de rumbos en la que se trazaron 78 alineaciones y las direcciones preferenciales se ubicaron en la dirección N75°E-S75°W y E-W. El diagrama se trazó utilizando el software RockWorks® 14.

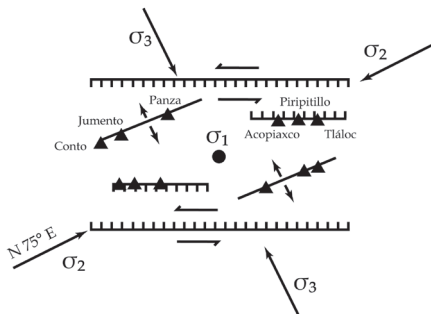


Figura 3.5: Campo de esfuerzos para el Campo Volcánico Chichinautzin (σ_1 vertical). Los volcanes (triángulos) se localizan en fallas normales sinistral E-W y fracturas tensionales N75°E (modificado de Márquez, 1998).
