

Aspectos geológicos y paleontológicos

**PATRICIA VELASCO DE LEÓN M., JAVIER ARELLANO GIL, ALICIA SILVA-PINEDA
Y SERGIO YUSSIM GUARNEROS**

Resumen. La Faja Volcánica Transmexicana (FVT) conforma una franja volcánica del Mioceno al Reciente que cruza transversalmente a la República Mexicana de este a oeste, a aproximadamente 19° de latitud norte. Está formada por una gran variedad de rocas volcánicas, cuyo origen se asocia a la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana, placas que tienen diferente composición química, espesor y comportamiento mecánico, lo que explica la gran diversidad magmática desde basaltos a riolitas. Los principales aparatos volcánicos que han originado lavas y rocas piroclásticas de composición andesítica a dacítica de tipo calcalcalino corresponden con una gran cantidad de conos cineríticos, volcanes monogenéticos y estratovolcanes de dimensiones y altitud variables. Un rasgo distintivo de la FVT es su posición oblicua con respecto a la Trincheras de Acapulco, esta posición se explica por los cambios de inclinación de los segmentos subducidos de las placas Rivera y Cocos; la inclinación es del orden de los 50° en la región de Jalisco y de menos de 10° en la zona de Guerrero y Oaxaca. La actividad volcánica y los procesos geológicos asociados dieron lugar a un gran número de cuencas endorreicas, con el correspondiente desarrollo de lagos, en los cuales han quedado registrados en los sedimentos y en las secuencias volcano-sedimentarias diferentes fósiles de plantas y animales que atestiguan las condiciones ambientales imperantes de lagos de montaña.

Abstract. The Transmexican Volcanic Belt (TVB) is formed by a sequence of Miocene to Recent age volcanic rocks, that transversely cross the Mexican Republic from east to west at latitude 19° north. Its large variety of volcanic rocks is related to the subduction of the Cocos and Rivera tectonic plates beneath the North American plate, these plates have different chemical composition, thickness and geomechanical behavior, therefore this explains the great variety of volcanic rocks that outcrop in this belt, from basalts to rhyolitic rocks. Calcium-alkaline andesitic-dacitic lavas and pyroclastic deposits are related to cinder cones, monogenetic volcanoes and stratovolcanoes with different heights. One important characteristic of the TVB is the oblique position in relation to the Acapulco Trench, this position is due to the inclination changes of the Rivera and Cocos subduction plates, the subduction angle in the area of the State of Jalisco is 50° and less than 10° in the states of Guerrero and Oaxaca. The volcanic activity and the associated geological processes originated a great number of closed basins, which in turn produced the formation of lakes. The volcanic and sedimentary record within these lakes have different plant and animal fossils. The presence of these fossils, indicate the prevailing environmental conditions within these mountain lakes.

INTRODUCCIÓN

La presencia y la actividad de los volcanes nunca han sido ajenas a los habitantes del centro de la República Mexicana, razón por la cual muchos autores que se citan más adelante, han hecho numerosas aportaciones al conocimiento geológico de la FVT. En este trabajo se hace una síntesis de los principales elementos tectónicos, petrográficos, estructura-

les, morfológicos y paleontológicos que caracterizan esta importante zona volcánica de México, donde se encuentran importantes centros urbanos e industriales. Desde la época prehispánica se tienen referencias de los fenómenos volcánicos y sus efectos que impactaron a diferentes comunidades de la FVT, como lo muestra la referencia de Sagawara sobre un evento acaecido en 1517, "El Popo, precedido por movimientos tectónicos, hace erupción" (García-Acosta y

Suárez-Reynoso 1996). Posteriormente, durante la Colonia, se presentó la actividad del volcán Jorullo, que nació en 1759 y fue estudiado en 1803 por Alexander von Humboldt. Además de estudiar este volcán, el viajero alemán también realizó ascensos y observaciones detalladas de volcanes como el Pico de Orizaba, el Popocatepétl, el Iztaccíhuatl, el Nevado de Toluca, el Cofre de Perote y el volcán de Colima, determinando principalmente sus características petrográficas (Yussim Guarneros y Flores Estrella 2005). Humboldt publicó el resultado de sus trabajos en México y América del Sur en el "Essai géognostique sur les gisements des roches", donde propuso que existía una gran grieta eruptiva que cruzaba México y a lo largo de la cual se levantan los grandes volcanes. Sin embargo, cien años después, José Guadalupe Aguilera Serrano negaba esta hipótesis, según los estudios tectónicos y de distribución geográfica de los volcanes (Rubinovich *et al.* 1991).

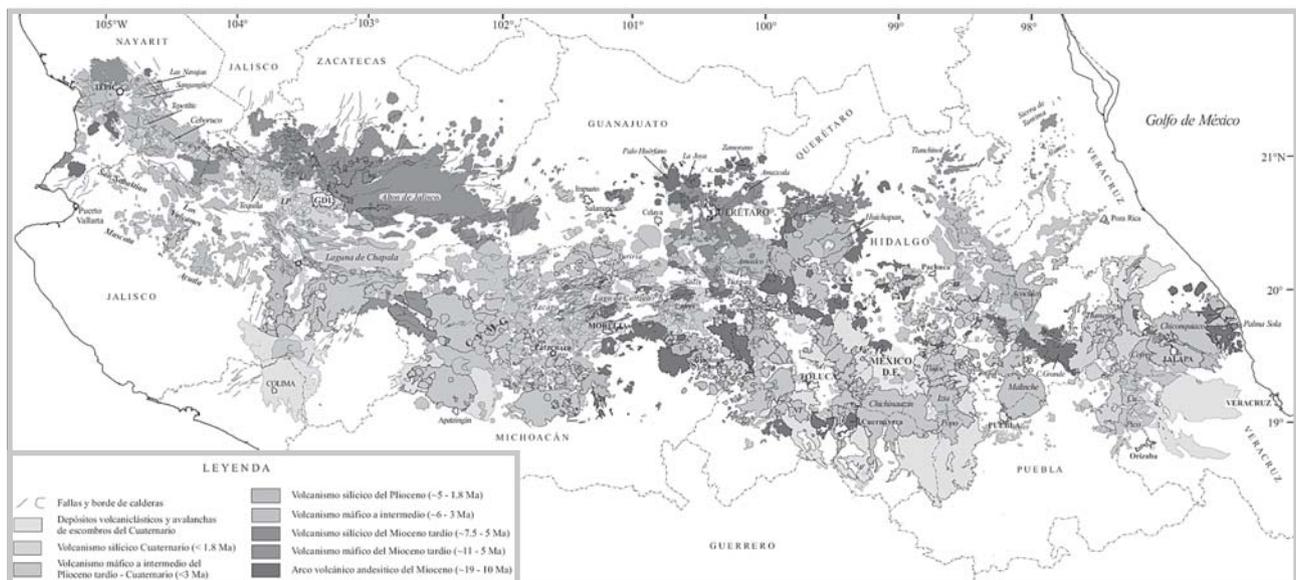
La región señalada por Humboldt ha recibido diferentes nombres, como el de "Zona Eruptiva" (Ordóñez 1895), Sierra de los Volcanes (Garfias y Chapin 1949), Faja Volcánica Transmexicana (Mosser y Maldonado 1967), Eje Neovolcánico (López-Ramos 1972) y Eje Neovolcánico Transmexicano (Demant 1976 en López-Ramos, 1983). Sin embargo, de acuerdo a Ferrari (2000), los estudios sistemáticos sobre la Faja Volcánica Transmexicana se iniciaron hasta la década de los sesentas del siglo XX.

La Faja Volcánica Transmexicana (FVT), con más de 1000 km de longitud y más de 200 km de ancho en algunos sectores, corresponde con uno de los rasgos morfológicos, estructurales, litológicos y estrati-

gráficos más notables de la geología de la República Mexicana, en el que se tienen más de 8000 estructuras volcánicas, algunas de las cuales sobrepasan los 3000 msnm. Se encuentra en la parte central de México y presenta una orientación general este-oeste, desde Veracruz en el Golfo de México, hasta Nayarit en el Océano Pacífico (Fig. 1). Es un arco volcánico que presenta gran contraste en la litología, composición química y edad de sus rocas, que se edificó desde el Mioceno al Reciente (Gómez-Tuena *et al.* 2005) sobre la parte sur de la placa Norteamericana, en una relación muy estrecha con las placas de Cocos y Rivera, que la subducen de manera oblicua a lo largo de la Trinchera de Acapulco. La placa continental ha estado sujeta a periodos de extensión, por lo que se han formado varios sistemas de fallas normales, las cuales han modificado significativamente el relieve, sobre todo cuando se tienen *horst* y *grabens*. En algunos casos, estas discontinuidades estructurales son profundas y constituyen zonas de debilidad por donde ha ascendido el material magmático hasta la superficie terrestre, lo cual queda de manifiesto cuando se tienen aparatos volcánicos alineados.

Debido a que las grandes masas de rocas volcánicas tuvieron mayores desarrollos en algunos sitios de la FVT, estas secuencias cerraron antiguos cauces de ríos, rellenaron valles y modificaron el relieve pre-Mioceno, formando en algunos sitios depresiones topográficas que en la mayoría de los casos también estuvieron fuertemente influenciadas por sistemas de fallas normales que originaron *horst* y *grabens*. En esas depresiones se formaron desde pequeños hasta grandes lagos, como el de Chapala, Cuitzeo,

Fig. 1. Localización y regionalización de la FVT, mostrando el tipo de volcanismo, la edad de las secuencias y los mayores lineamientos tectónicos (tomado de Gómez-Tuena *et al.* 2005).



Tenochtitlán y Texcoco, entre otros. En estas zonas de topografía negativa se formaron cuencas sedimentarias, que se rellenaron posteriormente de depósitos vulcanoclásticos, fluviolacustres, lacustres y lavas, tales como la cuenca de México y la cuenca de Amajac, Hidalgo. En las secuencias lacustres se han encontrado numerosos ejemplares fósiles de plantas y animales, que aportan información importante sobre los ecosistemas en que se formó la FVT y ayudan a explicar la biodiversidad actual; en relación con la fauna son abundantes los mamíferos del Neógeno (Miller y Carranza 1984), así como las plantas y vertebrados del Blancano (Arellano *et al.* 2005).

ASPECTOS MORFOLÓGICOS

La FVT está delimitada entre los paralelos 19 y 21°N y muestra una particular oblicuidad ($\sim 16^\circ$) respecto a la Trinchera Mesoamericana (Trinchera de Acapulco), que es claramente transversal a la disposición NW-SE, de acuerdo con el mapa de las provincias geológicas mexicanas (Ortega Gutiérrez *et al.* 1992). Las características más notables de la FVT se pueden resumir en su actividad volcánica en tiempos históricos, su fallamiento activo y su elevado flujo térmico (Gómez-Tuena y Carrasco-Nuñez 2000).

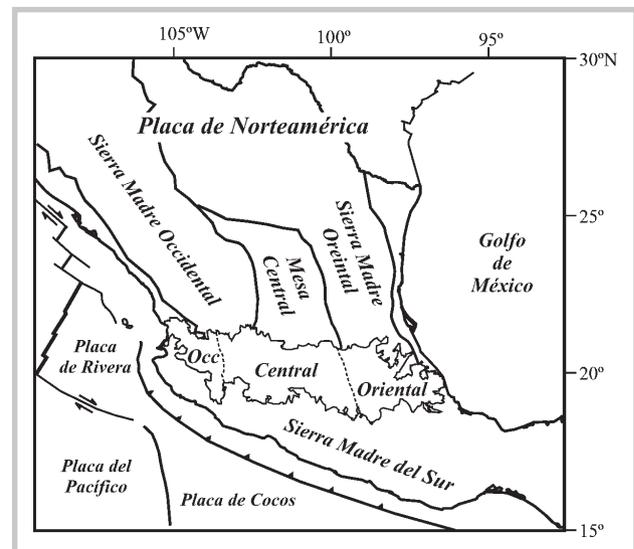
El relieve de la FVT consiste de una serie de planicies escalonadas, dispuestas desde las costas del Pacífico en Nayarit, hasta las del Atlántico en Veracruz, las cuales en varios casos rebasan los 2000 msnm. Las planicies están desmembradas por volcanes de todos tipos: maeres, conos de escoria (cineríticos), volcanes de escudo y grandes volcanes compuestos aislados (estratovolcanes) y en conjuntos. El relieve actual se debe a una conjugación de tectónica de bloques y actividad volcánica, ambas manifiestas en el Cuaternario. Una característica de su juventud y actividad es el poco desarrollo que tienen los procesos erosivos, dominados por una mayor intensidad de los endógenos, sobre todo los volcánicos. Una muestra de lo anterior son las cuencas endorreicas como Zirahuén, Cuitzeo, Pátzcuaro, México y Oriental.

De acuerdo con Demant (1982), Ferrari (2000) y Gómez-Tuena (2005), la FVT se puede dividir en tres sectores: oriental, central y occidental (Fig. 2). Cada una de estas zonas presenta diferencias litológicas y morfológicas, aunque también se observan contrastes significativos de norte a sur, ya que en términos generales las rocas de la porción norte de la FVT son más antiguas que las de la porción sur, y por lo tanto en el norte el intemperismo y la erosión han actuado más intensamente, dando como consecuencia irregularidades mayores del relieve que se manifiestan en la profundización de valles y barrancas con fuertes pendientes.

El sector oriental, ubicado geográficamente desde el Estado de México al poniente hasta Veracruz en el oriente, y desde el punto de vista geológico

desde el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alanís-Álvarez *et al.* 2002) hasta los aparatos volcánicos de Palma Sola, Veracruz (Demant 1978) se caracteriza por las estructuras volcánicas que se presentan alineadas a lo largo de estructuras corticales, superpuestas a una corteza sedimentaria de edad mesozoica (rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas), metamórfica del Paleozoico (Complejo Metamórfico de Acatlán) y metamórfica del Precámbrico (Complejo Metamórfico Oaxaqueño) de tipo cratónico (Ortega Gutiérrez *et al.* 1995). Los rasgos morfológicos más prominentes son grandes elevaciones de fuertes pendientes, conocidos como estratovolcanes, como el Pico de Orizaba, Cofre de Perote, Popocatepetl e Iztaccíhuatl, presentándose con mayor nivel de erosión los ubicados en la parte norte (Sierra de Pachuca y Volcán La Malinche). Los conos cineríticos son estructuras más pequeñas, formando en el caso de los volcanes más jóvenes conos perfectos de cenizas volcánicas; las calderas y domos de composición riolítica y andesítica se encuentran en muchos casos asociados, como corresponde a la caldera de los Humeros en el Estado de Puebla. También se presentan maeres y/o xalapaxcos, cuyo rasgo distintivo es un cono de poca altura y un lago en el centro como resultado de actividad freatomagmática, como ejemplo típico de este tipo de estructura se tiene el lago de Alchichica, Ver. Otro rasgo morfológico aislado que se presenta en este sector corresponde con los volcanes monogenéticos de composición basáltica, que se caracterizan por presentar una suave pendiente. En general en la porción

Fig. 2. Sectores en que se divide la Faja Volcánica Transmexicana, las placas tectónicas que interactúan y su relación con las provincias geológicas con las que colinda (Tomado de Gómez-Tuena *et al.* 2005).



sur de este sector se tienen estructuras muy jóvenes, formadas por cenizas volcánicas y derrames de lava, como el cono del volcán Popocatepetl y el Xitle, los cuales han tenido actividad volcánica registrada en los últimos 2000 años.

La porción central tiene como límites al occidente la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan 1986) y al oriente el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alanis-Álvarez *et al.* 2002), en la que se ubican los complejos volcánicos de la Sierra de Mil Cumbres y la Sierra de Angangueo en Michoacán (Pasquaré *et al.* 1991; Capra *et al.* 1997); también a este sector pertenecen las rocas volcánicas ubicadas al occidente de la Cuenca de México, así como las secuencias volcánicas de Malinalco y Tenancingo en el Estado de México, donde las secuencias corresponden con lavas y rocas piroclásticas de composición basáltica y andesítica. Esta zona se caracteriza por haber sido afectada por un régimen tectónico distensivo que originó sistemas de fallas normales que formaron *horsts* y *grabens* que contribuyeron a la modelación del relieve, por lo que los pilares tectónicos (*horsts*) corresponden con elementos orográficos de gran relieve, mientras que las fosas (*grabens*) son depresiones con zonas planas en sus partes centrales en las que se tienen secuencias volcánicas intercaladas con materiales volcano-sedimentarios y en algunos casos depósitos lacustres.

El sector occidental, que se desarrolló en gran medida sobre el límite sur de la Sierra Madre Occidental, se extiende desde las costas del pacífico en San Blas, Nayarit y bahía de Banderas, Jalisco hasta la zona de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan 1986), corresponde con vulcanismo monogenético de composición basáltico andesítico, formando estratovolcanes y complejos de domos dacíticos en su sector sur y por domos dacíticos riolíticos en su parte septentrional. En algunos casos en los estratovolcanes jóvenes se tiene en su parte central un domo andesítico o riolítico como ocurre en el volcán de Colima.

Otro aspecto relevante es que la FVT no presenta el mismo ancho, ya que en sectores como en el *graben* de Chapala el ancho es de aproximadamente 65 km, en cambio en la región central de Michoacán, el ancho es del orden de los 230 km; como consecuencia, esta es la zona con mayor aporte magmático y con mayores espesores sobrepuestos a las secuencias mesozoicas.

GEOFÍSICA

Con relación al *slab* subducido y a su geometría, en las décadas pasadas se consideraba que la placa de Cocos subducía bajo el centro de México en un ángulo constante, entre 12 y 15° (por ejemplo Burbach *et al.* 1984), pero esta geometría hacía muy difícil entender como la FVT no era paralela a la Trinchera,

lo que sugería que se encontraba relacionado con una zona de debilidad en la corteza continental, orientada E-W (Mooser 1972). Sin embargo, las interpretaciones sísmicas realizadas durante la década de los noventa (Suárez *et al.* 1990; Singh y Pardo 1993; Pardo y Suárez 1995), mostraron que el *slab* de la placa de Cocos es subhorizontal en la porción centro y sur de México, de manera similar a la geometría observada (*flat-slab*) en la región central de Perú y Chile. Como resultado, se ha inferido que la profundidad del *slab* bajo el frente volcánico del arco, en el centro de México, se encuentra entre los 80 y 100 km. Así, el ángulo de subducción de la placa de Rivera bajo el Bloque Jalisco (plano de Benioff) tendría un ángulo entre 45 y 50°, mostrándose como una zona relativamente asísmica, mientras que al sureste, la subducción de la placa de Cocos se hace progresivamente más somera hasta ser subhorizontal en Guerrero y Oaxaca, aumentando nuevamente en la región del Istmo de Tehuantepec y en América Central (Pardo y Suárez 1995). Esta situación se explica por las diferentes edades de las placas que subducen en la Trinchera Mesoamericana (Wallace y Carmichael 1999): la placa de Rivera tiene una edad de ~9 Ma, mientras que la placa de Cocos varía en menos de 4 Ma del límite oeste de la placa de Rivera, a ~10 en la Zona de Fractura Orozco. La complejidad de la geometría de las placas, con ángulos de subducción variable, y la variación en edad (y por lo tanto, en temperatura) de la litosfera oceánica subducida, han dado lugar a una complicada interpretación de las variaciones geoquímicas en las rocas del arco volcánico. Lo anterior explica el por qué la parte occidental de la FVT se encuentra muy cerca de la zona de subducción, mientras que la porción oriental se encuentra muy alejada del límite de placas y las secuencias volcánicas más jóvenes están en la parte más meridional. Estas características atestiguan la movilidad y dinámica que han tenido las placas de Cocos y Norteamericana.

GEODINÁMICA

Las secuencias volcánicas que conforman la FVT no se ubican a distancia constante de la zona de subducción, como ocurre con la mayoría de los arcos volcánicos que tienen una génesis similar. El sector oriental de la FVT es el más alejado de la Trinchera de Acapulco, formando un ángulo de 15° (Ferrari 2000), ángulo que va disminuyendo hacia la porción central, de tal manera que en el sector occidental el frente volcánico está prácticamente paralelo a la trinchera, con un ángulo mayor a 50°.

La actividad magmática y sus productos acumulados a lo largo de la FVT, considerando la tasa de emplazamiento, no son uniformes ni homogéneos debido a que la placa oceánica se ha desplazado en bloques separados por fallas transformantes de di-

ferente tamaño y con diferentes velocidades, las cuales varían de 5 a 10 cm por año, además de que las secuencias que componen al Manto Terrestre y la Corteza Terrestre, que son los que sufrieron fusión en diferentes proporciones, no tienen la misma composición ni el mismo origen.

La abertura progresiva de la fosa de Acapulco es consecuencia del desplazamiento entre América del Norte y la Placa Caribeña. Este movimiento puede explicar el origen del fracturamiento y fallamiento de la parte meridional de la placa continental (Demant 1978). Los esfuerzos tectónicos que originaron sistemas de fallas tienen una influencia secundaria para el tipo de vulcanismo, debido a que no intervienen de manera directa en la génesis de los magmas, sino en la ubicación de los volcanes, ya que al formarse una cámara magmática, ésta busca zonas de debilidad de la corteza para labrar sus conductos y así las fallas funcionan como zonas de debilidad cortical que el magma aprovecha para su emplazamiento. A lo largo de las fracturas y fallas de extensión se desarrolló un gran número de volcanes pequeños como los que se encuentran en el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato, con volcanes como el Parícutín y Jorullo, entre otros; mientras que en las zonas en contracción el ascenso de magma fue más lento, lo que favoreció el establecimiento de cámaras magmáticas y fenómenos de diferenciación de la misma, dando lugar a grandes estratovolcanes como el Iztaccíhuatl, Popocatepetl y el Pico de Orizaba y en otros casos a grandes variaciones en la litología, desde basaltos hasta riolitas.

El principal responsable del vulcanismo y la configuración de la FVT, fue el cambio en los límites de placas que ocurrió en el Pacífico en el Paleógeno, con la desaparición de la placa de Farallón y el desarrollo del sistema de placas de Rivera y Cocos, cuyas direcciones de rotación, velocidades de movimiento diferentes y el ángulo en que subducen explican la disposición de la FVT, el cual presenta casi una dirección perpendicular al que tiene la Sierra Madre Occidental, que corresponde a otro arco volcánico típico, pero más antiguo. Los sectores oriental y central se pueden agrupar de acuerdo con las características del vulcanismo de Michoacán y en otros casos con el desarrollo de los valles de Toluca, México y Puebla relacionados con el hundimiento diferencial de la placa de Cocos, lo que trajo como consecuencia cambios en el tipo de estructura y tipo de secuencia volcánica. Otros cambios en los caracteres vulcanológicos y geoquímicos de oeste hacia este, están relacionados con las variaciones en la edad de la placa de Cocos y el aumento de espesor de la placa continental norteamericana en el mismo sentido.

La porción occidental de la FVT corresponde a lo que se ha definido como fosa tectónica Tepic-Chapala (Demant 1978). En este sector los volcanes se localizan en una zona bastante estrecha, de una veintena de kilómetros, con orientación NW-SE. El vulcanismo es de tipo calci-alcálido en este sector y es resul-

tado de la subducción de la placa de Rivera. La fosa tectónica de Colima tiene orientación particular N-S, y en este sector el vulcanismo más importante corresponde a la estructura Nevado de Colima-Volcán de Colima, cuyas lavas son andesitas ricas en SiO_2 .

ACTIVIDAD VOLCÁNICA

Por su evolución y por las características de los materiales volcánicos que lo componen, la FVT presenta en sus tres sectores en los que se divide, diferencias notables en cuanto a edad, tipo de vulcanismo y composición química. En la porción occidental el vulcanismo es bimodal, de tal forma que en su sector norte se compone de estratovolcanes y complejos de domos de composición dacítica y de manera aislada se tienen algunos centros monogenéticos de composición basáltica. La porción sur, en cambio, se caracteriza por un vulcanismo monogenético de composición andesítica-basáltica. En la parte central se tiene la presencia de grandes calderas con rocas andesíticas, tobas pumicíticas e ignimbritas con volúmenes de decenas de kilómetros cúbicos (Gómez-Tuena *et al.* 2005), entre las que destacan las calderas de Amazcala, Amealco, Huichapan, Los Azufres, Zitácuaro, Apaseo y los Agustinos; también se tiene en este sector la presencia de más de 1000 volcanes monogenéticos de pequeñas dimensiones, más de 400 centros poligenéticos con volcanes de escudo y algunos domos de composición intermedia a silícica. En la parte oriental de la FVT se tiene vulcanismo máfico como el de la Sierra de Chichinautzin (Siebe *et al.* 2004), el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote, el cual contrasta fuertemente con los productos ricos en sílice de las localidades pobladas de la sierra de Las Cumbres, los domos de las Derrumbadas, las Calderas de Aocolco y Los Humeros; también a este sector de la FVT pero con derrames y rocas piroclásticas de composición andesítica-basáltica, pertenecen los estratovolcanes de la Sierra Nevada (Tláloc, Iztaccíhuatl y Popocatepetl) y el volcán La Malinche (Gómez-Tuena *et al.* 2005).

El Mioceno medio y tardío es un tiempo crucial en la historia del margen pacífico mexicano, ya que finaliza la subducción de la placa de Farallón y se inicia la extensión que originó posteriormente el Golfo de California, ya como parte de placa del Pacífico (Stock y Hodges 1989). Esta reorganización tuvo un efecto significativo sobre el vulcanismo y actividad tectónica de la placa Norteamericana, como queda de manifiesto en los grandes contrastes litológicos de la FVT. Algunos estudios han documentado la existencia de un amplio vulcanismo máfico durante los primeros eventos de la FVT (entre los once y siete Ma). Este vulcanismo se asocia con la estructura de forma de placa que originó campos volcánicos, flujos de lava y flujos en forma de corriente de volcanes monogenéticos. Estos campos volcánicos del

Mioceno están expuestos al norte del arco volcánico moderno que ha sido dividido desde un punto de vista vulcanológico y petrológico en tres distritos: Nayarit, Jalisco-Guanajuato y Querétaro-Hidalgo (Ferrari *et al.* 2000).

El afloramiento mayor de basaltos del Mioceno está constituido por flujos de lava delgados expuestos entre la Sierra Madre Occidental y el Golfo de California, formando una secuencia de cerca de 450 km². Las lavas expuestas en la región de Tepic son porfíricas; en general son rocas máficas en un intervalo de composición de basaltos a andesitas basálticas y caen dentro del campo calci-alcalino. Para el Mioceno tardío el afloramiento más grande de basalto se localiza en la parte este del estado de Jalisco, lo que Moore *et al.* (1994) han definido informalmente como el basalto San Cristóbal. Su rango de composición va de basaltos a andesitas, a través de andesita basáltica y se extiende de Jalisco a Guanajuato en un área aproximada de 85,000 km². Por último, las lavas del Mioceno del distrito volcánico Querétaro-Hidalgo (QHVD) están formando estructuras tabulares aisladas que se extienden por decenas de kilómetros con elevaciones de más de 1950 m; su límite más oriental corresponde con la Sierra de Pachuca. Demant (1982) considera que los magmas primarios del Eje Volcánico provienen de la fusión del manto por arriba de la placa en hundimiento y que las variaciones químicas que se observan son el resultado de dos procesos magmáticos. El primero de ellos consiste de una cristalización fraccionada donde intervienen los estratovolcanes de la parte occidental, por ejemplo en los volcanes Ceboruco y Tequila. Otro proceso es el de la mezcla de magmas; este mecanismo fue descrito en el volcán de Colima (Demant 1979), donde cristales de olivino aparecen en andesitas ricas en sílice. A finales del Mioceno y durante el Plioceno temprano se emplazan complejos de domos con rocas de composición dacítica y riolítica (Ferrari 2000), así como grandes volúmenes de ignimbritas en las calderas de la parte oriental de la FVT (Amealco, Huichapan y Los Azufres, entre otros), y en otros sectores como en Santa María del Oro y Plan de Barrancas se emplazaron en este tiempo caladas riolíticas e ignimbritas; en otras localidades como ocurre en la Presa de Santa Rosa y San Cristóbal, Jalisco, predominan los complejos de domos exógenos y rocas piroclásticas de composición silícica. Durante el Plioceno tardío y Cuaternario ocurre en la mayor parte de la FVT actividad volcánica intensa con derrames y rocas piroclásticas de composición predominantemente andesítico-basáltico, de tal manera que en el sector occidental se depositan lavas con características intraplaca y en los demás sectores lavas con afinidad típica de subducción con lo que se originan aproximadamente 400 centros poligenéticos (Apan, Las Cruces, etc.), más de 1000 conos monogenéticos (Xitle, Paricutín, Jorullo y Chichinautzin, entre otros) y numerosos estratovolcanes (Gómez-Tuena *et al.* 2005), cuyo relieve correspon-

de a los rasgos orográficos más sobresalientes de la FVT, entre los que destacan por su altitud y morfología los siguientes: Colima, Tequila, Ceboruco, Tepetitlic, Sangangüey, Las Navajas, San Juan, Pico de Orizaba, La Malinche, Popocatepetl y Pico de Orizaba.

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y PALEONTOLOGÍA

Se conoce que el arco volcánico ya existía desde el Mioceno Superior (Ferrari 2000), y se menciona una reorientación del vulcanismo continental que ha migrado hacia la trinchera, principalmente hacia la parte occidental y central (Ferrari 2000). El vulcanismo de la FVT se caracteriza por periodos de intensidad mayor y de intensidad reducida como lo señala Ferrari (2000), quien menciona que durante el primer pulso en el Mioceno tardío el sector occidental y central de la FVT presentan el emplazamiento de grandes mesetas andesítico-basálticas y en el sector oriental de estratovolcanes andesíticos (Zamorano, Palo Huérfano, La Joya y Cerro Grande). Durante el Plioceno inferior, en el sector occidental entre Tepic y Guadalajara ocurrieron emplazamientos de complejos domos riolíticos y en el sector central se formaron las calderas de los Azufres, Amealco y Huichapan y para el Plioceno tardío-Cuaternario se menciona un último pulso volcánico (Ferrari 2000), que se caracteriza por derrames de andesitas basálticas, andesitas y rocas piroclásticas de composición similares.

Las cuencas formadas por sistemas de fallas normales (*grabens*), por cierre originado la obstrucción de derrames y/o cenizas volcánicas o por ambos fenómenos geológicos contienen una fauna fósil representada por numerosos taxones de vertebrados; la lista de los fósiles que se indican a continuación se ubica en los sectores antes mencionados. Primero se describe lo correspondiente al sector Oriental (Puebla, Tlaxcala y Veracruz), después el Central (Cuenca de México, Estado de México, Hidalgo, Guanajuato, Michoacán, Morelos, Querétaro) y por último el sector Occidental (Colima, Jalisco y Nayarit). Muy pocas de estas localidades pertenecen a una formación o secuencia volcánica específica, lo que prácticamente hace imposible establecer una correlación estratigráfica (Miller y Carranza-Castañeda 1984) para las distintas localidades de la FVT, sin embargo los mejores ejemplares se han encontrado en las secuencias lacustres (lutitas y limolitas, fluviales de grano fino o en volcanoclásticos de características similares).

Se resumen los registros paleontológicos en el Apéndice. El sector oriental comprende los estados de Tlaxcala y Puebla; en el sector central existen secuencias del Pleistoceno Superior por ejemplo cerro de la Estrella, Tlalnepantla, lago de Texcoco, estado de Guanajuato, Hidalgo, Michoacán y Morelos. A diferencia de la abundancia de vertebrados que existen para la parte central de México, el registro para

plantas es menor. Para el sector occidental, en el Rancholaureano (Pleistoceno) del estado de Jalisco, zona del Lago de Chapala se registra la clase Mammalia; otras localidades son: Cuenca Chapala-Zacoalco, Santa María, San José de la Hacienda, Lago de Chapala y Venustiano Carranza, Jalisco, Tecolotlán, Encarnación de Díaz, bosque La Primavera. También se tienen ejemplares fósiles bien preservados en el museo Solórzano (Aguilar-Alonso 2002).

CONSIDERACIONES TECTÓNICAS

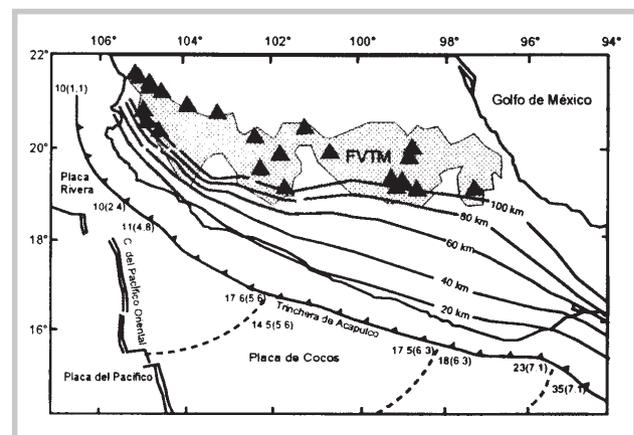
Desde el punto de vista tectónico, la FVT se edificó sobre la porción sur de la placa Norteamericana, formando un arco volcánico de grandes dimensiones, como resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera, la que presenta límites con diferentes pendientes a lo largo de la trinchera, siendo del orden de los 50° en el sector de Jalisco a menos de 10° en la zona de Guerrero-Oaxaca (Pardo y Suárez 1995), por lo que las pendientes y profundidades a las que se encuentran las placas de Rivera y Cocos con relación a la placa de Norteamérica son muy variables. La placa de Rivera, ubicada en la parte más occidental tiene una mayor inclinación, mientras que la placa de Cocos incrementa su inclinación de noroeste a sureste (Fig. 3). Como resultado de esta relación, se tiene que tiene una posición oblicua con respecto a la trinchera de Acapulco (Pardo y Suárez 1995). Otro elemento importante que explica los contrastes existentes en la FVT es el relacionado al espesor de la placa Norteamericana, ya que de acuerdo a Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996), quienes realizaron estudios de gravimetría, el espesor cortical de la placa superior es máximo en la porción oriental de la FVT, donde es del orden de los 50 km, espesor que disminuye hasta 28 km hacia el occidente en la región de Arteaga, al suroeste del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi 1997); por otro lado, en los extremos noroeste y sureste de la trinchera, la placa de Cocos es más densa, menos caliente, menos joven, así como de mayor espesor y rigidez; todo esto ocasiona que disminuya el ángulo de subducción hacia el extremo sureste de la trinchera. La placa superior también ha experimentado deformación asociada a una tectónica transcurrente y/o trans-tensional durante el Mioceno medio y tardío (Ferrari 2000), y desde el Mioceno ha actuado una extensión casi perpendicular al arco volcánico, con tasas del orden de 0.7 a 0.4 mm/año en las regiones central y oriental (Ferrari 1995), mientras que en el sector más occidental la extensión es inferior a 1 cm/año. Esta deformación se manifiesta mediante sistemas de fracturas y de fallas normales, que en algunos sitios forman *horsts* y *grabens*, en cuyas depresiones en muchos casos se tienen secuencias lacustres de gran espesor con facies conglomeráticas, arenosas y ar-

cillosas. Cuando las fallas son profundas, estas discontinuidades han funcionado como los conductos a través de los cuales asciende la lava hasta la superficie, por lo que en algunos casos la distribución de los volcanes está en función de los sistemas de fallas, por ejemplo, que los centros poligenéticos mayores de la FVT están alineados a lo largo de estructuras transversales al arco (Alanis-Álvarez *et al.* 1998, 1999).

CONSIDERACIONES FINALES

La FVT corresponde con una región muy compleja, desde el punto de vista geológico, geomorfológico y paleontológico, en el que se tienen grandes contrastes que solamente se explican estudiando la gran variedad de rocas (basaltos, andesitas, ignimbritas, riolitas y dacitas, entre otras); gran variedad de estructuras volcánicas (volcanes de escudo, estratovolcanes, domos, conos cineríticos o piroclásticos, calderas, maares, xalapascos, derrames, etc.); gran cantidad de estructuras secundarias (fracturas, fallas normales, *horsts*, *grabens*, etc.). Por lo anterior el relieve resultante es producto de una evolución volcánica (agentes endógenos) modificado por agentes exógenos (intemperismo y erosión) que han actuado del Mioceno al Reciente y han originado zonas de relieve plano, zonas con pendiente media y zonas de alta pendiente, con altitudes desde el nivel del mar a más de 3000 m en el caso de los estratovolcanes. Esta condición orográfica se combina con el clima y con la evaporación del agua de mar (tanto del océano Pacífico como del Golfo de México), favo-

Fig. 3. Contornos de isoprofundidad de las placa oceánicas subducidas (Rivera y Cocos) bajo la Placa de Norteamérica. Se indica la edad de la placa oceánica en Ma y la velocidad de convergencia dentro del paréntesis (cm/año) (tomada de Pardo y Suárez 1995).



reciendo que se formen a lo largo y ancho de la FVT diferentes ecosistemas en los que la flora y fauna han tenido un gran desarrollo y han dejado huella, sobre todo, en los sitios donde se formaron lagos en cuyos sedimentos de grano fino se tienen numerosos ejemplares fósiles de plantas y animales. La diversidad magmática tanto en rocas como en estructuras, se explica por la interacción que han tenido dos placas oceánicas (Cocos y Rivera), las que tienen una relación de subducción con diferente ángulo con la placa continental (Norteamericana). Las placas tienen diferencias significativas en su geometría, espesor y composición; esta última cambia constantemente en el caso de la placa continental a lo largo de la trinchera, sobre todo porque el basamento cortical tiene edades y litologías muy variadas, además de estar sujeta a un régimen tectónico distensivo que ha originado sistemas de fallas normales que en conjunto originan en muchos casos *horsts* y *grabens* que han modelado el relieve y han propiciado en el caso de las fosas la formación de lagos de montaña en los que ocurren procesos sedimentarios característicos. Por otro lado, la diversidad biológica de una región es una consecuencia de los factores que promueven la aparición de novedades fenotípicas, facilitan su acumulación y su operación sobre un periodo de tiempo significativo. El registro paleontológico provee información dentro de la naturaleza y tiempo de esos eventos y su efecto en la evolución, composición y distribución de organismos y comunidades. Para México, el Cenozoico fue un tiempo de cambio climático significativo sobre la biota, por ejemplo la caída del cambio global de temperatura se inicia en el Mioceno Medio y en este tiempo se inicia la aparición de la FVT. La relevancia de esta historia se asocia con los agentes endógenos creadores de relieve, ya que en diferentes altitudes y climas se dio origen a una gran diversidad biológica en la FVT; la velocidad de especiación se incrementa en áreas con alta complejidad topográfica (Cracraft y Poum 1998; Lewin 1988), la fluctuación de ambientes y creación de hábitats han estado disponibles en la región por lo menos durante cuatro millones de años. De la lista de ejemplares fósiles señalada anteriormente, se observa que el sector central es el que ocupa mayor superficie y cuenta con el mayor registro paleontológico con 48 géneros de mamíferos, 25 de plantas, nueve de invertebrados, 13 de diatomeas, tres de peces y dos de anfibios; le sigue el sector occidental con representantes de cinco géneros de plantas, 29 de mamíferos y uno de reptiles; por último para el sector Oriente solo se han listado representantes de cinco géneros para maderas y 10 de vertebrados, que aparte de reflejar la poca diversidad, se relaciona con el trabajo paleontológico que falta por realizarse.

Como se ha visto, la FVT ha jugado diferentes papeles desde el punto de vista biogeográfico, ya que para los vertebrados representantes de mamíferos de las localidades de Guanajuato son los primeros registros de inmigrantes potenciales sur ameri-

canos: *Megalonyx*, *Glossotherium* y *Glyptotherium* con un millón de años mayores que los de Arizona (Carranza-Castañeda *et al.* 2003). En relación con las plantas donde es muy importante el tipo de suelo y clima entre otros para su distribución, Aguilar y Velasco de León (2003) registran una disminución de precipitación media anual en el sector central, que pudo haber provocado la desaparición de comunidades de plantas acuáticas y la vegetación de los alrededores del paleolago de Amajac (Arellano *et al.* 2005). De los tres sectores es el central donde se tiene mayor abundancia y diversidad de registros de plantas y animales, con una composición taxonómica muy diferente de la actual.

LITERATURA CITADA

- AGUILAR, A.F.J. y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2000. La presencia del género *Platanus* en la flora Pliocénica de Santa María Amajac. En: López, O.J.G. (eds.). VII Congreso Nacional de Paleontología y I simposio geológico en el Noreste de México. Linares, Nuevo León. Libro de Resúmenes p 83.
- AGUILAR, A.F.J. y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2002. El clima durante el Plioceno en la región de Santa María Amajac, Hidalgo, México. *Bol. Soc. Bot. México* 71: 71-81.
- AGUILAR A.F.J., A. SILVA PINEDA y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2002. Registro de *Equisetum hyemale* en el Plioceno de la región de Santa María Amajac, Hidalgo, México. En: Forero, E. y Moreno, R.C. (eds.). VII Congreso Latinoamericano de Botánica y II Congreso Colombiano de Botánica: Cartagena de Indias Colombia, Asociación Latinoamericana de Botánica. P. 83.
- AGUILAR-ALONSO, R.H. 2002. Descripción de un cráneo juvenil de gonfoterio (Proboscidea: Gomphoteriidae) del estado de Jalisco. En: Polaco, O.J. García, B.P., Juárez, W.J. y Orendain, I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología, Jalisco. p. 19.
- ALAN, J. 1896. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. America Bull.* 97: 473-485.
- ALANIS-ÁLVAREZ, S.A., A.F. NIETO-SAMANIEGO y L. FERRARI. 1999. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. Reply to comments by M. Suter, Contreras y Gómez-Tuena; *Siebe et al. Geology* 27: 573-575.
- ALANIS-ÁLVAREZ, S.A., A.F. NIETO-SAMANIEGO y L. FERRARI. 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. *Geology* 26: 591-594.
- ALANIZ-ÁLVAREZ, S.A., A.F. NIETO-SAMANIEGO, D. MORÁN-ZENTENO y L. ALBA-ALDAVE. 2002. Rhyolitic volcanism in extensión zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern

Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118, 1-14.

ALBERDI, M.T., O.J. POLACO, W.J. JUÁREZ y J. ARROYO-CABRALES. 2002. Presencia de *Stegomastodon* (Mammalia: Gomphotheriidae) en el Pleistoceno final de Jalisco, México. En: Polaco, O.J., García, B.P., Juárez, W.J. y Orendain, I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. pp. 22.

ALVARADO, O.J. y O. CARRANZA-CASTAÑEDA. 2002. Los peces fósiles de la región de Tula, Hidalgo. En: Polaco, O.J., García, B.P., Juárez, W.J. y Orendain, I. (eds. VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 25.

ARELLANO-GIL, J., M.P. VELASCO DE LEÓN, A. SILVA PINEDA, R. SALVADOR-FLORES y F. BELTRÁN-ROMERO. 2005. Origen y características geológicas del paleo-Lago de Amajac, Hidalgo. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 22(2): 199-211.

ARSENE, H.G. y P. MARTY. 1923. Sur quelques empreintes de feuilles fossiles de la Loma del Zapote a Morelia, Michoacán, Mexique. Convington, Los Angeles. pp. 16.

ARROYO, C.J. y O.J. POLACO. 2002. Nuevos registros de murciélagos fósiles para México. En: Polaco, O.J., García, B.P., Juárez, W.J. y Orendain, I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. pp. 31.

BECERRA, M.C.A., A.F. GUZMÁN y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2002. First fossil record of Goodeidae from Hidalgo State. En: III International Symposium on Livebearing Fishes, Querétaro. pp. 20-21.

BENAMMI, M., V.L. ALVA, F. J. URRUTIA y E.J. ROSAS. 2002. Descripción de restos de roedores de la cuenca pleistocénica de Chapala (centro-occidente de México). En: Polaco, O.J., García, B.L., Juárez, W.J. y Orendain, I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. pp. 90.

BRAVO-CUEVAS, V. M. y CABRAL-PERDOMO, M.A. 2002. El primer registro del género *Odocoileus* para el estado de Hidalgo, centro de México. En: Polaco, O.J., García B.P., Juárez W.J. y Orendain I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. pp. 35.

BURBACH, G.V., C. FROHLICH, W.D. PENNINGTON, y T. MATUMOTO. 1984, Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res.* 5(89): 7719-7735.

CAPRA, L., J. MACIAS y V. GARDUÑO. 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, Mexico: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofís. Int.* 36(3): 161-179.

CARRANZA-CASTAÑEDA, O. y I. FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA. 1978. Nuevas investigaciones sobre la fauna rancho el Ocote Plioceno Medio de Guanajuato, México. Informe preliminar. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol., Rev.* 2(2): 163-166.

CARRANZA-CASTAÑEDA, O. y I. FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA. 1979. El género *Neohipparion* (Mammalia-Perissodactyla) de la fauna local, Rancho el Ocote (Plioceno Medio) de Guanajuato, México. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol., Rev.* 3(1):29-38.

CARRANZA-CASTAÑEDA O. y W.E. MILLER. 1980. The earliest *Capibara* record in North America. *Geol.*

Soc. America 12(7): 399.

CARRANZA CASTAÑEDA, O. y W.E. MILLER. 2002. Inmigrantes sudamericanos en las faunas del Terciario tardío del Centro de México. En: Montellano-Ballesteros, M y J. Arroyo-Cabrales (comps.). 2002. Avances de los estudios paleomastozoológicos en México. Instituto Nacional de Atropología e Historia. México, pp. 69-82.

CARRANZA-CASTAÑEDA, O., I. FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA y W.E. MILLER. 1981. Roedores caviomorfos Pliocénicos de la región Central de México. En: Sanguinetti I. (eds.). Anais do II Congreso Latino-Americano de Paleontología. Porto-alegre, Brasil. Vol II. pp. 721-729.

CARRANZA-CASTAÑEDA, O., W.E. MILLER y J.B. KO-WALLIS. 2003. Relevant of the Late Tertiary mamalian faunas in Central México, and the great American biotic interchange. Paper n. 30-5, Cordilleran Section 99th Annual.

CASTAÑEDA-POSADAS C. y S.R.S. CEVALLOS-FERRÍZ. 2002. Maderas fósiles terciarias en Panotla, Tlaxcala. En: Polaco, O.J., B.P. García, W.J. Juárez y I. Orendain (eds). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. pp. 39.

CASTAÑEDA-POSADAS C. 2004. Identificación de maderas terciarias de Panotla, Tlaxcala, México y sus implicaciones paleontológicas. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. UNAM. 67 p.

CASTILLO, C.J.M., P.M.A. CABRAL y O. CARRANZA-CASTAÑEDA. 1996. *Vertebrados del Estado de Hidalgo*. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo pp. 127.

CASTILLO, C.J.M. 2000. Bioestratigrafía de las localidades con vertebrados pleistocénicos de los estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala. En: López, O.J.G (eds.). VII Congreso Nacional de Paleontología y I Simposio geológico en el Noreste de México. 22-28 de Julio. Linares, Nuevo León. Libro de Resúmenes p. 23.

CASTILLO, C.J.M., P.M.A. CABRAL y C.V.M. BRAVO. 2002. Microinvertebrados del Mioceno Tardío del estado de Hidalgo. En: Polaco, O.J., García, B.P., Juárez, W.J. y Orendain, I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 40.

CASTREJÓN, M. 2002. Revisión de los camélidos del museo de paleontología de Guadalajara. En: Polaco, O.J., B.P. García, W.J. Juárez y I. Orendain. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 41.

CORONA, M.E., P.E. GARCÍA y C.E. PIÑA. 2000. Registro de un gonfoterio en Nexpa, Morelos. En: López, O.J.G. (eds.). VII Congreso Nacional de Paleontología y I Simposio geológico en el Noreste de México. Linares, Nuevo León Libro de Resúmenes, p. 94.

CRACRAFT, J. y R. PRUM. 1998. Patterns and processes of diversification: Speciation and historical congruence in some Neotropical birds. *Evolution* 42: 603-620.

CRISTÍN, P.A. Y M. MONTELLANO-BALLESTEROS. 2002. Perezosos terrestres de la zona metropolitana

- de Tlanepantla de Baz, estado de México. En: Polaco, O. J., García B. P., Juárez W. J. y Orendain I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 43.
- CUEVAS, B.V.M. y P.M.A. CABRAL. 2002. el primer registro del género *Odocoileus* para el estado de Hidalgo, Centro de México. En: Polaco, O.J., García B.P., Juárez W.J. y Orendain I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 35.
- DALQUEST, W.W. y O. MOSSER. 1980. Late Hemphillian mammals of the Ocote local fauna, Guajuato, México. *Texas Mem. Mus., Pearce-Sellards Ser.* 32: 1-25.
- DEMANT, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano: sus problemas de interpretación. *Univ. Nal. Autón. México. Inst. Geología, Rev.* 2:172-187.
- DEMANT, A. 1979. Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol., Rev.* 3:39-57.
- DEMANT, A. 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol.* 5(2): 217-222.
- DOWNS, T. 1958. Fossil vertebrates from Lago de Chapala Jalisco. 20th Internacional Geological Congreso, México, 1956, 7: 75-77.
- ESPINOZA, R. J. y J. RZEDOWSKI. 1968. Flórua del Pleistoceno Superior del Cerro de la Estrella, próximo a Ixtapalapa, D.F. (México). *An. Esc. Nac. Cienc. Biol.* 16: 9-21.
- FERRARI, L. 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gul of California. *Geology* 23 (8): 751-754.
- FERRARI, L. 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 53(84-92): 84-90.
- FERRARI, L., C. CONTICELLI, G. VAGGELLI, M.P. CHIARA y P. MANETTI. 2000. Late Miocene volcanism and intratectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318: 161-185.
- FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA, I. y O. CARRANZA-CASTAÑEDA. 1981. Mamíferos sudamericanos en el Cenozoico tardío de México y su significación paleontológica. En: Sanguinetti, I. (eds.). Anais do II Congreso Latino-Americano de Paleontología. 26-30 de abril Porto-Alegre, Brasil. Vol II, pp. 697-708.
- FLORES-CAMARGO, D., E. NARANJO y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2004. Microgasterópodos del paleolago de Amajac, Hidalgo. En: García, B.P., M.C. Perrilliat, J. Avendaño y G. Carbot (eds.). Memorias congreso IX Nacional de Paleontología. Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. p. 34.
- FUENTES, G.E.P. y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2002. Anuros de la Formación Atotonilco el Grande, México. En: Polaco, O.J., B.P. García, W.J. Juárez y I. Orendain (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología, Jalisco. p. 99.
- GALDAMEZ, E.E.I. y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2004. Relación planta-insecto en fósiles del Plioceno del estado de Hidalgo. En: García, B.P., M.C. Perrilliat, J. Avendaño y G. Carbot (eds.). Memorias IX Congreso Nacional de Paleontología. Tuxtla Gutiérrez, Chiapas pp. 35.
- GARCÍA-ACOSTA, V. y G. SUÁREZ-REYNOSO. 1996. Los sismos en la historia de México, Tomo I. UNAM-CIESAS-Fondo de Cultura Económica, México. 718 pp.
- GARCÍA-PÉREZ, F. y J. URRUTIA-FUCUGAUCHI. 1997. Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetics. *Geofís. Int.* 36 (4) (49)
- GARCÍA, P.L. y V.H. REYNOSO-ROSALES. 2002. Los fósiles del género *Crocodylus* en México y su historia biogeográfica. En: Polaco, O.J., García, B.P., Juárez, W.J. y Orendain, I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 52.
- GARFIAS, V. y T. CHAPIN. 1949. Geología de México: México, Jus. 202 p.
- GEYNE, A.R. y C. FRIES. 1963. Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Pachuca-Real del Monte, estado de Hidalgo. Consejo de Recursos Naturales no Renovables. Publicación 5E, 203 p.
- GÓMEZ- TUENA, A. y G. CARRASCO-NÚÑEZ. 2000. Cerro Grande volcano-the evolution of a Miocene stratocone in the Early Trans-Mexican Belt. *Tectonophysics* 318: 249-280.
- GÓMEZ- TUENA, A., M.T. OROZCO-ESQUIVEL y L. FERRARI. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Sanguinetti, I. (eds.). Anais do II Congreso Latino-Americano de Paleontología Porto Alegre. p. 819.
- GUZMAN, A.F., STINNESBECK, W., ROBLES, C.J. y POLACO, O.J. 1998. El paleolago de Amatitlan, Jalisco: Estratigrafía, sedimentología y paleontología de la localidad tipo de *Tapatia occidentales* (Osteoichthyes: Goodeidae. *Rev. Soc. Mex. Paleontol.* 8(2): 127-134.
- GUZMÁN, J.R. y H.M. RODRÍGUEZ. 2002. Nueva localidad y registro del mastodonte (Proboscidea): Reporte de nuevos hallazgos de restos de la familia Gomphotheridae en Encarnación de Díaz, Jalisco y Aguascalientes, Aguascalientes, México. En: Polaco, O.J., B.P. García, W.J. Juárez y I. Orendain (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 6.
- JIMÉNEZ, H.E. y O. CARRANZA-CASTAÑEDA. 2002. Primer registro de *Capromeryx* (Mammalia: Antilocapridae) para el Plioceno de México. En: Polaco, O.J., B.P. García, W.J. Juárez y I. Orendain (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología, Jalisco. p. 59.
- ISRADE, A.I., V.H. GARDUÑO-MONROY y M.R. ORTEGA. 2002. Paleoambiente lacustre del Cuaternario Tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológica* 12(1):61-78.
- LEWIN, R. 1988. The stamp of history and ecology in Amazonia. *Science* 241:1619.
- LÓPEZ-RAMOS, E. 1972. Estudio del basamento ígneo y metamórfico de las zonas norte y Poza Rica. (entre Nautla Veracruz y Jiménez, Tamps.). *Bol. Asoc.*

Mex. Geol. Petrol. 24(7): 267-323.

LÓPEZ-RAMOS, E. 1983. Estratigrafía Cretácica y tectónica de una porción del centro y noreste de México. *Bol. Soc. Geol. México* 344(1) 21-31.

LÓPEZ, T.B., CABALLERO, M. y M.P. VELASCO-DE LEÓN. 2004. Diatomeas del paleolago de Amajac. XXI Congreso Mexicano de Botánica. 17-22 de octubre 2004, Oaxaca, Oax.

LOZANO-GARCÍA, S. 1974. El travertino de Apotla estado de Morelos. Un estudio paleobotánico y paleoecológico. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM. México 39 p.

LOZANO-GARCÍA, S. y A.L. CARREÑO. 1987. Indicadores micropaleontológicos de condiciones climáticas y lacustres de la Cuenca de México: Ex-lago de Texcoco. *Rev. Soc. Mex. Paleontol.* V1(1): 192-202.

MARTÍNEZ, M.P.C., M.P. VELASCO DE LEÓN y A. SILVA-PINEDA. 2005. Plantas acuáticas en el Plioceno de la Región de Santa María Amajac, Hidalgo, México. En: Delgado, A.L.D. y J.J.M. Romo (eds.). *Reunión anual 2005, Soc. Geofís. Mex. Vallarta. Bol. Inform.* 25(1): 54.

MILLER, W.E. y O. CARRANZA-CASTAÑEDA. 1982. New lagomorphs from the Pliocene of central México. *J. Vert. Paleont.* 2(1):95-107.

MILLER, W.E. y O. CARRANZA-CASTAÑEDA. 1984. Late Cenozoic mammals from central México. *J. Vertebr. Paleont.* 4(2):216-236.

MONTELLANO BALLESTEROS, M. y O. CARRANZA-CASTAÑEDA. 1981. Edentados de la región central de México. En Sanguinetti, I. (eds.). *Anais do II Congreso Latino-Americano de Paleontología. Vol II Porto Alegre.* pp. 683-695.

MOORE, G., C. MARONE, I.S.E. CARMICHAEL y P. RENNE. 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. America Bull.* 106: 383-394.

MOSSER, B.O. 1958. Una cebra fósil de la Mesa Central de México. *Univ. Nal. Autón. México, Anales Inst. Biol.* 28: 359-363.

MOSSER, B.O. 1959. Un équido fósil del género *Neohipparion* de la mesa central de México. *Univ. Nal. Autón. México Anales Inst. Biol.* 34: 375-388.

MOSSER, B.O. 1963. *Neohipparion monias* n. sp, equido fósil de la mesa central de México. *Univ. Nal. Autón. México. Anales Inst. Biol.* 34: 393-395.

MOSSER, B.O. 1964. Una nueva especie de equido del género *Protohippus* del Plioceno medio de la Mesa Central de México. *Univ. Nal. Autón. México, Anales Inst. Biol.* 35:157-58.

MOSSER, B.O. 1968. Fósil equida from the middle Pliocene of the Central Plateau of Mexico. *Southwest. Natur.* 18: 257-268.

MOSSER, B.O. 1973. Pliocene horses of the Ocote local fauna, Central plateau of Mexico. *Southwest. Natur.* 18: 257-268.

ORDÓÑEZ-EZEQUIEL. 1895. Las rocas eruptivas del suroeste de la cuenca de México. *Bol. Inst. Geol. México* 2: 1-46.

ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., L.M. MITRE SALAZAR, J. ROLDÁN QUINTANA, J.J. ARANDA GÓMEZ, D. MORÁN ZENTENO, S.A. ALANIZ ÁLVAREZ y A.F. NIETO-SAMANIAGO. 1992. Carta Geológica de la República Mexicana y Texto Explicativo, Consejo de Recursos Minerales y Universidad Nacional Autónoma de México, México, 75 pp.

ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., J. RUIZ y E. CENTENO-GARCÍA. 1995. Oaxaquia, a Proterozoic micro-continent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* 23: 127-130.

ORTIZ, M.E.L. y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2000. Estudio de taxonomía numérica de hojas fósiles de Santa María Amajac del Plioceno del estado de Hidalgo. En: López Oliva, J.G. (eds.). VII Congreso Nacional de Paleontología y I Simposio geológico en el Noreste de México. Nuevo León. Libro de Resúmenes. p. 54.

PASQUARÉ, G., V. GARDUÑO, A. TIBALDI y L. FERRARI. 1998. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146: 353-364.

PARDO, M. y G. SUÁREZ. 1995. Shape of subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100(12): 357-373.

POLACO, O.J., B.F.A. SOLÓRZANO y A.F.J. AGUILAR. 2002. El registro paleontológico de Jalisco, México. En: Polaco, O.J., B.P. García, W.J. Juárez y I. Orendain (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 133.

REYES TORRES, A., R.S.D. VÁZQUEZ, A.L. CARREÑO y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2002. Ostrácodos lacustres del Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior de la Formación Atotonilco el Grande, Hidalgo, México. En: Polaco, O.J., García, B.P., Juárez, W.J. y Orendain, I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 128.

ROJAS, C.M.F. y J.M. CASTILLO-CERÓN. 2002. Tayasuidos pleistocénicos del área de Valsequillo, Puebla, México. En: Polaco, O.J., B.P. García, W.J. Juárez y I. Orendain (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 77.

RUBINOVICH, R. 1992. La obra geológica de Humboldt en México. En Memoria Encuentro Hispano-Mexicano sobre Geología y Minería, México. UNAM, Facultad de Ingeniería. pp. 17-29.

SIEBE, C., L.V. RODRÍGUEZ, P. SCAF y M. ABRAMS. 2004. Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: Implications for archaeology and future hazards. *Bull. Volcanol.* 66: 203-225.

SILVA-PINEDA A. y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2004. Primer registro de *Juniperus* (Cupressaceae) en la Formación Atotonilco el Grande, Hidalgo. En: García, B.P., Perrilliat, M.C., Avendaño, J. y Carbot, G. (eds.). IX Congreso Nacional de Paleontología. Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Resúmenes. p. 55.

SINGH, S.K. y M. PARDO. 1993. Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding

plate in Central Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 20(1): 483-486.

SOLÓRZANO, A.A., V.H. REYNOSO y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2004. Primer reporte de esqueletos completos articulados de salamandras fósiles del Plioceno del estado de Hidalgo, México. En: García, B.P., Perri-liat, M.C., Avendaño, J. y Carbot, G. (eds.). IX Congreso Nacional de Paleontología. Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. p. 56.

STOCK, J.M. y K.V. HODGES. 1989. Pre-Pliocene extension around the gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics* 8: 99-115.

SUÁREZ, R.G., T. MONFERT, G. WITTINGER y C.DAVID. 1990. Geometry and subduction and depth tectonic zone in the Guerrero Gap, Mexico. *Nature* 345:336-338.

TORRES MARTÍNEZ, A. 2001. Descripción de *Mastodon Americanum* (Proboscidea-Mammutidae) y *Mammuthus columbi* (Proboscidea-Elephantidae) en el Pleistoceno Tardío de Apaxtla, Gro., Palpan, Mor. y del Valle de Axamilpa, Pue., Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM, México, 229 p.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y J. H. FLORES-RUIZ. 1996. Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *Int. Geol. Rev.* 38: 176-194.

VALDEZ LIZÁRRAGA, M. 2002. Fragmentos vegetales fósiles del museo de paleontología de Guadalajara "Federico A. Solórzano Barreto". En: Polaco, O.J., García, B.P., Juárez, W.J. y Orendain, I. (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 132.

VARGAS AMADO, G. y J.A. PÉREZ DE LA ROSA. 2002. Los pinos de la Primavera, Zapopan y sus implicaciones paleoclimáticas. En: Polaco, O.J., B.P. García, W.J. Juárez y I. Orendain (eds.). VIII Congreso Nacional de Paleontología. Jalisco. p. 133.

VELASCO DE LEÓN, M.P. 2004. The genus *Quercus* in the Pliocene from Santa María Amajac, Hidalgo, México. En: Archangelsky, A. (eds.). VII International Organization of Paleobotany Conference Abstracts book 21-26 de marzo, Bariloche Argentina p. 129.

VELASCO DE LEÓN, M.P., J. ARELLANO-GIL y A. SILVA-PINEDA. 2000. La secuencia lacustre y su biota de la Formación Atotonilco el Grande de Santa María Amajac, en el estado de Hidalgo. En: Delgado, A.L.A y A.J. García (eds.). II Reunión Nacional en Ciencias de la Tierra: Puerto Vallarta, Jalisco. Sociedad Geológica Mexicana, p. 302.

VELASCO DE LEÓN, M.P. y J. ARELLANO GIL. 2001. Paleontology and Geology of The Atotonilco el Grande, Hidalgo, Mexico. *Paleobios.* 22, supplement to number 2 Program and abstracts. North American Paleontological Convention.

VELASCO DE LEÓN, M.P. y S. ROMERO RANGEL. 2001. Arquitectura foliar de diez especies de *Quercus* (Fagaceae) como fuente de información para la identificación de ejemplares fósiles. En: XV Congreso Mexicano de La Sociedad Botánica: Querétaro, Qro.

Sociedad Botánica de México.

VELASCO DE LEÓN, M.P. y A. SILVA-PINEDA. 2004. *Juniperus deppeana* Steud (Cupressaceae) en el Plioceno de la región de Santa María Amajac, Hidalgo. En: XXI Congreso Mexicano de Botánica 17-22 de octubre. Oaxaca, Oax.

VILA CLARA F.G. y G. SILVA-ROMO. 2005. Las cuencas lacustres cenozoicas de Tlaxcala. En: Ortega, G.B. y F.G. Vilaclara (eds.) Cambios ambientales recientes y pasados del estado de Tlaxcala. 9-11 de noviembre Tlaxcala, México. pp. 21-33.

WALLACE, P. y I.S.E. CARMICHAEL. 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico-implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135: 291-314.

YUSSIM GUARNEROS, S. y H.C. FLORES ESTRELLA. 2005. Visión geográfica y geológica de Humboldt en la Nueva España. Memorias del Tercer Congreso Internacional 2005 Alexander von Humboldt: Literatura de Viajes desde y hacia Latinoamérica del siglo XV al XXI. Campus Bocana del CUHM, del 18 al 22 de julio de 2005, Medellín de Bravo, Veracruz.

ZARAGOZA-CABALLERO, S. y M.P. VELASCO DE LEÓN. 2003. Una especie nueva de *Epicauta* (Coleoptera: Meloidae) del Plioceno del Estado de Hidalgo, México. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 20(2): 154-159.

Apéndice. Registros paleontológicos de la FVT.

ANGIOSPERMAS

Caprifoliaceae

Symphoricarpos: C. de la Estrella; Espinoza y Rzedowski 1968.

Combretaceae

Terminalia: Panotla; Castañeda-Posadas 2004.

Compositae

Senecio: C. de la Estrella; Apotla. Espinoza y Rzedowski 1968; Lozano-García 1974.

Ericaceae

Arbutus: C. de la Estrella; Espinoza y Rzedowski 1968

Labiatae

Salvia: C. de la Estrella; Espinoza y Rzedowski 1968.

Loganiaceae

Buddleia: C. de la Estrella; Espinoza y Rzedowski 1968.

Fagaceae

Quercus: C. de la Estrella; L. de Texcoco; Tezuantla; Sta. Ma. Amajac; Sanctorum; Zapote, Morelos. Espinoza y Rzedowski 1968; Lozano-García y Carreño 1987; Geyne y Fries 1963; Ortiz y Velasco-de León 2000, Velasco-de León y Romero 2001; Velasco-de León y Arellano 2001; Arsene y Marty 1923.

Saxifragaceae

Ribes: C. de la Estrella; Espinoza y Rzedowski 1968.

Rosaceae

Cercocarpus: Santa María Amajac; Sanctorum. Velasco-de León y Romero 2001; Velasco *et al.* 2000.

Betulaceae

Alnus: L. de Texcoco; Lozano-García y Carreño 1987.

Boconia: L. de Texcoco; Lozano y Carreño 1987.

Aquifoliaceae

Ilex: L. de Texcoco; Lozano-García y Carreño 1987.

Hamamelidaceae

Liquidambar: L. de Texcoco; Lozano-García y Carreño 1987.

Meliaceae

Cedrela: Panotla; Castañeda-Posadas y Cevallos-Ferriz 2002.

Hypodaphnis: Panotla; Castañeda-Posadas y Cevallos-Ferriz 2002.

Myrtaceae

Museo Guadalajara; Valdez-Lizarraga 2002.

Moraceae

Ficus: Tequisquiatic; Lozano-García 1974.

Oleaceae

Fraxinus: Apotla; Lozano-García 1974.

Platanaceae

Platanus: Sanctorum; Aguilar y Velasco de León 2000.

Juglandaceae

Juglans: Lago de Texcoco, Sanctorum; Lozano-García y Carreño 1987; Galdámez y Velasco de León 2004.

Carya: Apotla; Lozano-García 1974.

Engelhardtia: Lago de Texcoco; Lozano-García y Carreño 1987.

Lauraceae

Persea: Tezuantla; Geyne y Fries 1963.

Typhaceae

Typha: Lago de Texcoco, Sanctorum; Lozano-García y Carreño 1987, Martínez *et al.* 2005.

Scirphus: Sanctorum; Martínez *et al.* 2005.

Nymphaceae

Nymphaites: Santa María Amajac; Martínez *et al.* 2005.

GIMNOSPERMAS**Equisetaceae**

Equisetum: Sta. Ma. Amajac, Museo Guadalajara; Aguilar *et al.* 2002; Valdez-Lizarraga 2002.

Cupressaceae

Juniperus: Santa María Amajac; Silva-Pineda y Velasco de León 2004.

Pinaceae

Pinus: Lago de Texcoco, Museo Guadalajara; Lozano-García y Carreño 1987; Vargas-Amado y Pérez-de la Rosa 2002.

Podocarpaceae

Podocarpus: Panotla; Castañeda-Posadas 2004.

Taxaceae

Taxus: Panotla; Castañeda-Posadas 2004.

DIATOMESAS

Sataurosira: Morelos, Cuitzeo; Lozano-García y Carreño 1987; Israde *et al.*, 2002

Navicula: Cuitzeo Israde *et al.* 2002.

Stephanodiscus: Cuitzeo; Sta. Barbara; Israde *et al.* 2002; Vilaclara y Silva 2005.

Aulacoseira: Sanctorum, Cuitzeo, Chapala; López *et al.* 2004; Israde *et al.* 2002

Ephitenia: Sanctorum, Sta. Barbara; López *et al.* 2004; Vilaclara y Silva 2005.

Lamprothamnium: Sta. Barbara; Vilaclara y Silva 2005.

Nitzschia: Sanctorum, Cuitzeo, Patzcuaro; López *et al.* 2004; Israde *et al.* 2002.

Campilodiscus: Cuitzeo, Patzcuaro; Israde *et al.* 2002

Anomoeonis: Cuitzeo; Israde *et al.* 2002

Cymbella: Sanctorum; López *et al.* 2004.

Fragillaria: Sanctorum; López *et al.* 2004.

Pinnularia: Sanctorum; López *et al.* 2004

Snedra: Sanctorum; López *et al.* 2004.

CRUSTACEA

Darwinula: Lago de Texcoco, Sanctorum; Lozano-García y Carreño 1987; Reyes *et al.* 2002.

Clamyothecha: Cuitzeo; Israde *et al.* 2002.

Candona: Lago de Texcoco, Sanctorum; Lozano-García y Carreño 1987; Reyes *et al.* 2002.

Limnocythere: Lago de Texcoco, Sanctorum, Panotla; Lozano-García y Carreño 1987; Reyes *et al.* 2002; Castañeda-Posadas y Cevallos-Ferriz 2002.

INSECTA**Meloidae**

Epicauta: Sanctorum; Zaragoza-Caballero y Velasco-de León 2003.

GASTROPODA

Drepanoptrema: Sanctorum; Flores-Camargo *et al.* 2004.

Gyraulus: Sanctorum; Flores-Camargo *et al.* 2004.

Planorbella: Sanctorum; Flores-Camargo *et al.* 2004.

Physella: Sanctorum; Flores-Camargo *et al.* 2004.

MAMMALIA**Xenarthra**

Megalonix: Ocote; Carranza-Castañeda *et al.* 1981.

Gomphotherium: Rancho Viejo; Encarnación; Museo Guadalajara; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1979; Corona *et al.* 2000.

Paramylodon: Pachuca-Tulancingo; Ocote; Rancho Viejo; Castillo *et al.* 1996; Ferrusquía-Villafranca y Carranza-Castañeda 1981; Montellano-Ballesteros y Carranza-Castañeda 1981.

Glossotherium: Chapala; Chapala-Zacoalco; Polaco 1981;

Glyptodon: Pachuca-Tulancingo; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002.

Glyptotherium: Gravas; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Proboscidea

Stegomastodon: Ocote; Gravas; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978; Carranza y Miller 2003.

Rhynchotherium: Ocote; Chapala; Chapala-Zacoalco; Gravas; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978; Carranza-Castañeda *et al.* 1981; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Mammuthus: Tlalnepantla; Axamilpa; Chapala; Torres-Martínez, 2001; Carranza-Castañeda y Miller 2002; Downs 1958.

Mammuth: Pachuca-Tulancingo; Axamilpa; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002; Torres-Martínez 2001.

Cuvieronius: Chapala; Amatitlan; Carranza-Castañeda y Miller 2002; Downs 1958; Aguilar-Alonso 2002.

Artiodactyla: Tlalnepantla; Palpan; Santa María Amajac; Torres-Martínez 2001; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002.

Alforjas: Gravas; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Tetrameryx: Ocote; Chapala; Chapala-Zacoalco; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978; Carranza-Castañeda y Miller 2002; Downs 1958; Miller y Carranza-Castañeda 1984.

Capromeryx: Tlalnepantla; Tequisquiatic; Actopan; Valsequillo; Jiménez y Carranza-Castañeda 2002; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002; Rojas y Castillo-Ceron 2002.

Platygonus: Pachuca-Tulancingo; Santa María Amajac; Tula; Ocote; Rancho viejo; Chapala; Chapala-Zacoalco; Gravas; Castillo-Ceron *et al.* 1996; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002; Carranza-Castañeda *et al.* 1981, Jiménez y Carranza-Castañeda 2002; Downs 1958; Miller y Carranza-Castañeda 1984; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Eschatus: Ocote; Dalquest y Mosser 1980.

Bison: Pachuca-Tulancingo; Tula; Ocote; Chapala; Chapala-

Zacoalco; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002; Carranza-Castañeda y Miller 2002; Downs 1958; Miller y Carranza-Castañeda O. 1984.

Odocoileus: Tula; Ocote; Chapala; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi 1997; Carranza y Miller 2002; Downs 1958; Millar y Carranza-Castañeda 1984.

Camelops: Tlanepantla; Tequisquiatic; Chapala; Encarnación; Castrejón 2002; Downs 1958, Lozano-García y Carreño 1987; Miller y Carranza-Castañeda 1984; Guzmán y Rodríguez 2002.

Hemiauchenia: Ocote; Rancho Viejo; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978; Jiménez y Carranza-Castañeda 2002.

Hexobelomeryx: Ocote; Rancho Viejo; Ferrusquía-Villafranca y Carranza-Castañeda 1981; Jiménez y Carranza-Castañeda 2002.

Paleolama: Ocote; Dalquest y Mosser 1980.

Holomeniscus: Ocote; Dalquest y Mosser 1980.

Lagomorpha

Pratylenopus: Tula; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002.

Notolagus: Ocote; Rancho Viejo; Miller y Carranza-Castañeda 1982; Carranza-Castañeda *et al.* 1981.

Sylvilagus: Actopan; Santa María Amajac; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002.

Paranotolagus: Ocote; Rancho Viejo; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978; Jiménez y Carranza-Castañeda 2002.

Hypolagus: Rancho Viejo; Jiménez y Carranza-Castañeda 2002.

Rodentia

Paenemarmota: Ocote; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978.

Spermophilus: Rancho Viejo; Carranza-Castañeda *et al.* 1981.

Thomomys: Actopan; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002.

Neochocerus: Santa María Amajac; Rancho Viejo; Chapala; Gravas; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002; Carranza-Castañeda *et al.* Jiménez y Carranza-Castañeda 2002; Carranza-Castañeda y Miller 2002; Downs 1958.

Carnivora

Indarctos: Ocote; Dalquest y Mosser 1980.

Canis: Chapala-Zacoalco; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Cerdocyon: Ocote; Dalquest y Mosser 1980.

Felis Rancho Viejo; Chapala; Jiménez y Carranza-Castañeda 2002; Downs 1958.

Hemiacchenia: SJ Hacienda; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Hexobelomeryx: SJ Hacienda; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Osteoborus: Santa María; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Tremarctus: Santa María Amajac; Ocote; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002.

Machaidorus: Ocote; Rancho Viejo; Santa María; Dalquest y Mosser 1980; Carranza-Castañeda *et al.* 1981; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Chiroptera

Eumops: Chapala; Arroyo y Polaco 2002.

Perissodactyla

Hippotigris: Ocote; Mosser 1958.

Pliohippus: Ocote; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978.

Astrohippus: Ocote; Mosser 1968.

Neohipparion: Ocote; Chapala-Zacoalco; Santa María; Ferrusquía-Villafranca y Carranza-Castañeda 1981; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Protohippus: Ocote; Mosser 1964.

Equus: Santa María Amajac; Tula; Ocote; Rancho Viejo; Valsequillo; Chapala; Gravas; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002;

Mosser 1973; Carranza-Castañeda *et al.* 1981; Jiménez y Carranza-Castañeda 2002; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Nannippus: Tula; Ocote; Chapala; Chapala-Zacoalco; Alvarado y Carranza-Castañeda 2002; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978; Downs 1958; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Dinohippus: Tlanepantla; Ocote; Rancho Viejo; Chapala-Zacoalco; SJ Hacienda; Cristín y Montellano-Ballesteros 2002; Dalquest y Mosser 1980; Carranza-Castañeda *et al.* 1981; Jiménez y Carranza-Castañeda 2002; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Teleoceras: Ocote; Chapala-Zacoalco; SJ Hacienda; Ferrusquía-Villafranca y Carranza-Castañeda 1981; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Aphelops: Ocote; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978.

Glossotherium: Rancho Viejo; Carranza-Castañeda *et al.* 1981.

Tapirus: Ocote; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978.

Megatylopus: Ocote; Carranza-Castañeda y Ferrusquía-Villafranca 1978.

Tayassuidae

Platygonus: Valsequillo; Rojas y Castillo-Ceron 2002.

Megalonix: Chapala; Santa María; Cuevas y Cabral-Perdomo 2002; Carranza-Castañeda y Miller 2002.

Glyptotherium: Chapala; Cuevas y Cabral-Perdomo 2002.

Holmesina: Chapala; Cuevas y Cabral-Perdomo 2002.

Eremotherium: Chapala; Chapala-Zacoalco; Polaco 1981.

Geominae: Chapala; Benammi *et al.* 2002.

Sigmodontinae: Chapala; Benammi *et al.* 2002

Sciurinae: Chapala; Benammi *et al.* 2002.

REPTILIA

Barisia: Actopan; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo 2002.

Crocodylia

Crocodylus: Chapala; Chapala-Zacoalco; Polaco 1981.

Kinosternon: Tula; Alvarado y Carranza-Castañeda 2002.

AMPHIBIA

Ranidae

Hyla: Actopan; Santa María Amajac; Bravo-Cuevas y Cabral-Perdomo, 2002; Fuentes, y Velasco de León 2002.

Ambystomidae

Ambystoma: Santa María Amajac; Solórzano *et al.* 2004.

OSTEICHTHYES

Goodeidae: Sanctorem; Becerra *et al.* 2002.

Ictiobus: Tula; Panotla; Alvarado y Carranza-Castañeda 2002; Castañeda-Posadas 2004.

Ictiourus: Tula; Alvarado y Carranza-Castañeda 2002.

Tapatia: Tecolotlan; Amatitlan; Guzmán *et al.* 1998.