

MAPA GEOMORFOLÓGICO DEL OCCIDENTE DE LA CUENCA DE MÉXICO

José Lugo Hubp*

RESUMEN

Un mapa geomorfológico en escala 1:250 000, elaborado para la porción occidental de la cuenca de México, permite reconocer las formas estructurales principales así como los procesos modeladores actuales y pasados. Es de especial interés la Sierra de Monte Alto, una estructura individual formada en una zona de debilidad, por actividad volcánica, en el pleistoceno tardío, y posiblemente acompañada de movimientos de bloques. Los valles principales (de orden y profundidades mayores) de la zona cartografiada señalan una serie de lineamientos, esencialmente NW en las estructuras antiguas y NNE en las más jóvenes.

SUMMARY

A geomorphological map, scale 1:250 000, of the western part of the Basin of Mexico is used to show the basic structural relief forms, as well as the past and present processes shaping them. The present paper is focused in the analysis of the Sierra de Monte Alto, a single structure whose origin is related to volcanic activity in a weak area during the Late Pleistocene, possibly accompanied by block movements. The main valleys, shown on the map, are the evidence of a series of lineaments, with a northwest direction in the oldest structures and a northeast direction in the youngest.

Introducción

Este estudio de la cuenca de México consiste en la delimitación de las formas del relieve, su clasificación genética, la estimación de la edad de aquéllas y la descripción de los procesos de erosión actuales. Asimismo, se reconoce una serie de problemas importantes para ser estudiados con detalle en el futuro. El método de estudio se centra en la interpretación de fotografías aéreas y de mapas topográficos y se complementa con la consulta cartográfica, bibliográfica y observaciones en el campo.

El mapa geomorfológico es el objetivo principal de este trabajo y el texto es su descripción e interpretación. Para el caso actual se ha adoptado la metodología recomendada por una comisión internacional integrada por Bashenina (1976) y otros autores. Se pretende un mejor conocimiento del relieve de una porción de la cuenca de México, lo que se obtiene en dos mapas principales: uno de zonas geomorfológicas y otro morfogenético. De este estudio surge la necesidad de considerar en el futuro la continuación de los estudios geomorfológicos, enfocados a lo siguiente:

* Instituto de Geografía, UNAM.

*dato (din.)
revisión*

3. Estudios de la dinámica exógena: erosión y acumulación fluviales, desarrollo de barrancos, erosión del suelo, procesos de laderas, etcétera.

4. Estudios sobre riesgos.

Las publicaciones sobre la zona que comprende este estudio son escasas. A continuación se mencionan las aportaciones más importantes. Jaeger (1926) es autor de un estudio geomorfológico de un amplio territorio de la cuenca de México, basado en los conceptos de la escuela germana de la época; Hibbard (1953, 1955), estudió restos de mamíferos pleistocénicos en la zona de Tequisquiac (cercana al lago de Zumpango); Segerstrom (1956, 1962), realizó estudios detallados sobre la estratigrafía de la porción norte de la cuenca de México y zonas contiguas, lo que incluyó las rocas sedimentarias de la zona de Apaxco.

Entre las publicaciones modernas, principales, están las siguientes: de la voluminosa obra de Mooser (desde 1956), el mapa y texto publicados en 1975 representan uno de los principales estudios geológicos de la cuenca de México; Gasca y Reyes (1977) realizaron un estudio geológico de la zona de Zumpango; Lorenzo y Mirambell (1986a y 1986b) hacen varias consideraciones sobre la evolución de los lagos y el antiguo desagüe hacia el sur; Galindo y Morales (1987) consideran la relación del relieve con los asentamientos humanos del occidente de la cuenca de México (piedemonte inferior de las sierras de Las Cruces y Monte Alto); Ortiz Pérez (1987) analizó los valles erosivos asimétricos en el piedemonte de la Sierra de Monte Alto; De Cserna *et al.* (1988), por estudios geológicos y geofísicos definen una serie de fallas en una porción de la cuenca de México (abarca la mayor parte de la zona estudiada); Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera (1989) aportan valiosa información sobre la geología del subsuelo de la planicie lacustre; Ortiz Pérez y Bocco (1989) realizaron un análisis morfotectónico desde la Sierra de Monte Alto, hacia el oeste, hasta Toluca e Ixtlahuaca; Marín y Aguayo (1989) elaboraron un mapa de lineamientos para la cuenca de México.

La cuenca de México es una estructura geomorfológica enclavada en la porción centro-oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. Consiste en una planicie esencialmente lacustre, a una altitud aproximada de 2 240 msnm, rodeada por elevaciones montañosas volcánicas de diversas altitudes (la máxima a 5 454 msnm, en el Popocatepetl), desmembrada en su interior por montañas aisladas y agrupadas en pequeños conjuntos. Las montañas de la cuenca de México varían en edad del oligoceno-mioceno al reciente (Mooser, 1975) y son expresión de un proceso volcánico que se manifiesta en etapas de diversa intensidad.

La zona cartografiada está cubierta por tres mapas en escala 1:50 000: Villa del Carbón, Cuautitlán y Zumpango (figura 1), editados por la Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP).

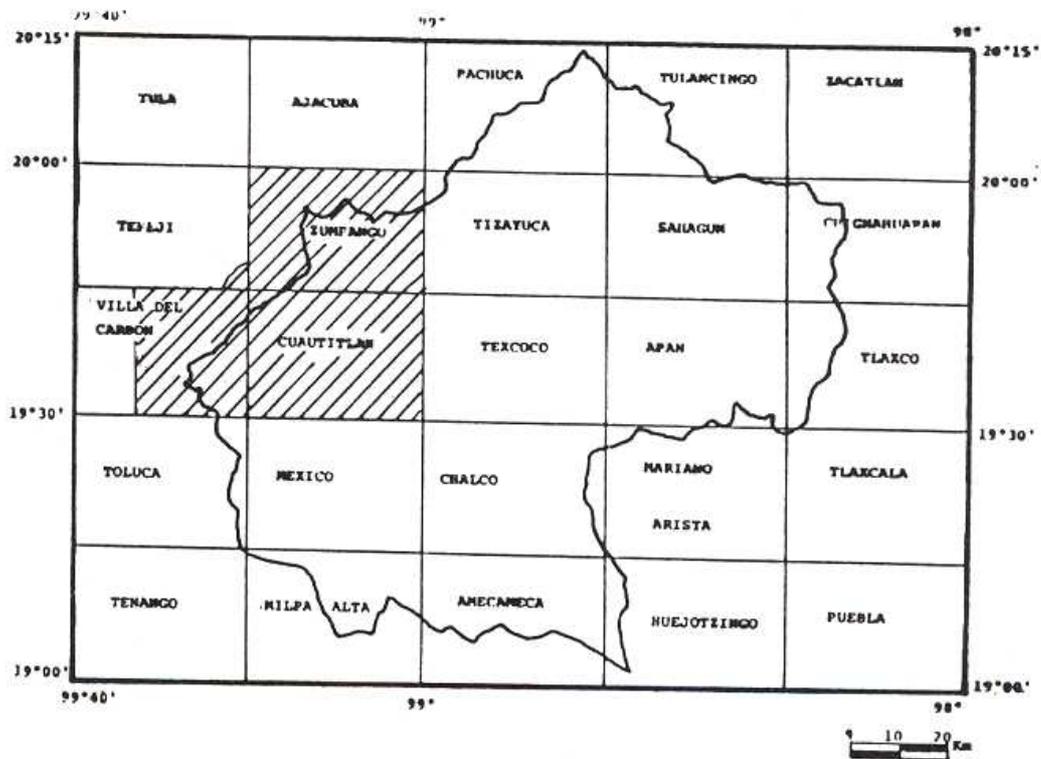


Figura 1. Localización de la zona estudiada (en hachure) en la cuenca de México. Se indican los nombres de los mapas topográficos (Secretaría de Programación y Presupuesto) respectivos.

Con el fin de facilitar la descripción del mapa geomorfológico (figura 3), se ha subdividido la región, con criterios geomorfológicos, en las zonas siguientes (figura 2): Sierra de Monte Alto (I), Sierra de Tepozotlán (II), Sierra de Guadalupe (III), las zonas volcánica y de elevaciones plegadas de Zumpango-Apaxco (IV-V) y la planicie acumulativa (lacustre) de nivel de base (VI).

I. Sierra de Monte Alto

Es un conjunto montañoso elevado continuación, al noroccidente, de la Sierra de Las Cruces, ambos con una longitud aproximada de 62 km, pero con una prolongación al noroccidente con otras elevaciones menores, como la Sierra de Las Masas. La anchura de la Sierra de Monte Alto, medida entre las planicies de nivel de base de Toluca y de México es de aproximadamente 30 km.

En general, el relieve de la Sierra de Monte Alto se puede clasificar en tres niveles altitudinales (**figura 2**): el superior, que corresponde a la zona de la divisoria, donde tienen amplio desarrollo volcanes y derrames de lava, cuaternarios; el intermedio, que comprende las laderas montañosas y del piedemonte, cortado por numerosos valles, y el inferior, base del piedemonte en su transición a la planicie lacustre.

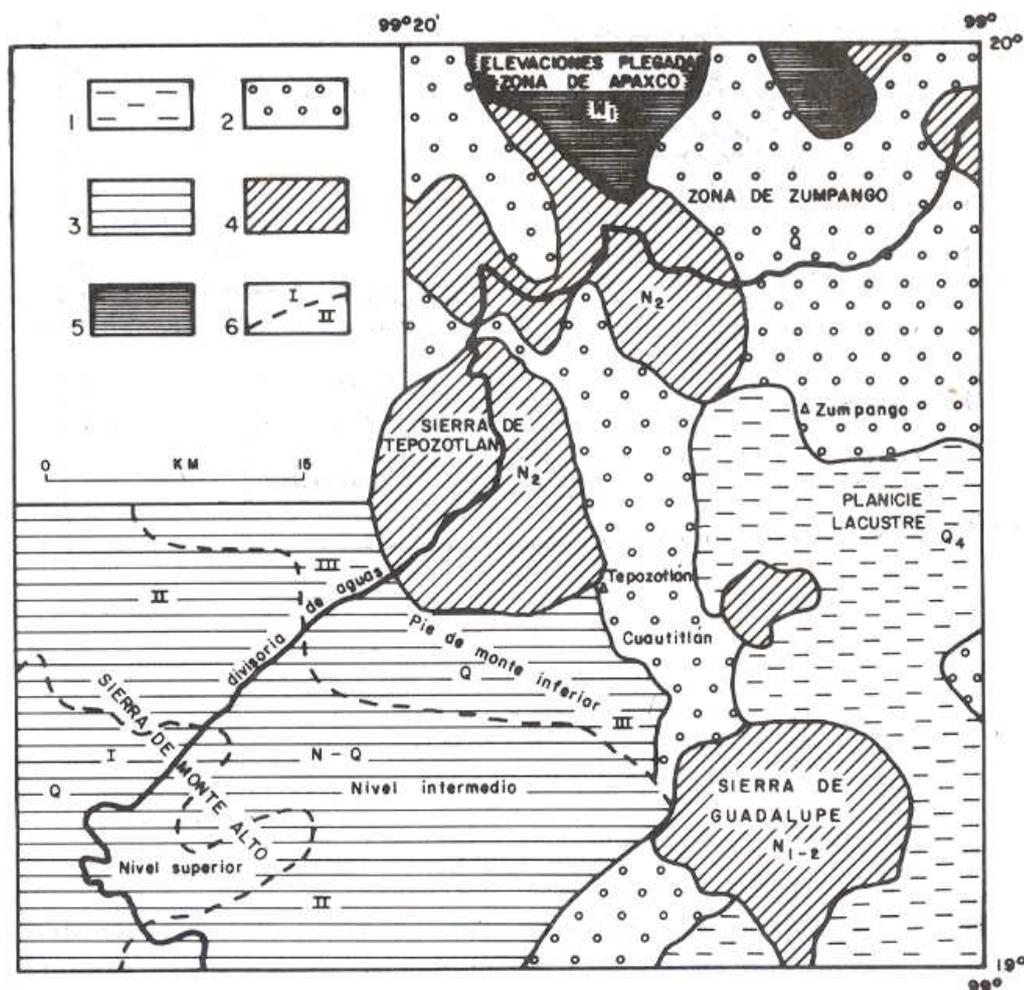


Figura 2. Zonificación geomorfológica de la zona estudiada. 1. planicie lacustre; 2. planicies aluviales, de piedemonte y de acumulación volcánica (piroclastos); 3. Sierra de Monte Alto; 4. Sierra de Tepozotlán; 5. Sierra de Guadalupe; 6. niveles montañosos.

Las precipitaciones pluviales son de más de 1 000 mm anuales en la porción superior de la sierra y de 630-640 mm en la base, hacia la planicie lacustre. Se producen en su mayor parte en el verano. Éstas favorecen un fuerte escurrimiento de temporada, principalmente por los ríos Tepoztlán y Cuautitlán, que desembocan en el extinto lago de Zumpango.

Los valles montañosos de las sierras de Las Cruces y Monte Alto tienen una dirección dominante al noroeste. Gasca y Reyes (1977) y Lorenzo y Mirambell (1986b) han interpretado el antiguo desagüe de la cuenca hacia el noroeste (hacia la cuenca del Lerma) y hacia el sur, en el pleistoceno temprano (figura 4a). Suponen los mismos autores que para el pleistoceno tardío todo el desagüe de la cuenca era hacia el sur (figura 4b), antes de convertirse en la actual cuenca endorreica (figura 4c).

Nivel superior

La cadena montañosa de las sierras Las Cruces-Monte Alto marca, con sus cimas de más de 3 000 m de altura, la divisoria de la cuenca de México en su porción occidental, y está definida en la Sierra de Monte Alto por un conjunto de volcanes, alineados en esta dirección, que son un mínimo de 25, clasificados en tres tipos principales.

1. Volcanes compuestos mayores, con disección débil. Son cuatro los clasificados en esta categoría: Las Navajas (3 710 m), Catedral (3 770 m), Las Palomas (3 720 m) y la Bufo (3 500 m). Todos constituidos de material cinerítico y lavas intermedias; su morfología es semejante: laderas de fuerte inclinación (mayor de 25°), altura relativa de 200–400 m, diámetro de 1.5 a 2 km y disección débil. Aunque presentan una red radial de barrancos, no han alcanzado la etapa de formación de circos amplios de erosión característicos de los volcanes en etapas de destrucción más avanzadas.

No existen dataciones precisas para los mismos, pero por lo rasgos mencionados es posible suponer que son del pleistoceno tardío, de los últimos 60 000 años, con base en una comparación con volcanes datados por Bloomfield (1974). Su composición de lavas intermedias y material cinerítico reflejan una fuerte actividad explosiva y efusiva en su formación.

2. Volcanes compuestos mayores, con disección moderada. Se trata de estructuras semejantes a las descritas en el punto anterior, pero con un grado mayor de disección. Ejemplos son los volcanes Gachupín (3 010 m), Nango (3 160 m) y Monte Alto (3 560 m). Si bien no han perdido su forma cónica original, sus laderas están afectadas por circos activos con profundidades de más de 150 m y ancho de 700 a 1 200 m. Deben ser anteriores en el tiempo (¿pleistoceno medio?) a los del primer grupo.

3. Conos volcánicos menores. En esta categoría quedan comprendidos la mayoría de los volcanes de la Sierra de Monte Alto, 15 por lo menos. Son de dimensiones menores que los anteriores: presentan una altura relativa menor de 200 m y están ampliamente distribuidos en la zona de la divisoria. Son de laderas de pendiente fuerte, de más de 20° , en las que afloran las lavas cubiertas por capas de piroclastos de poco espesor, en general menor de 2 m. El origen de estas formas del relieve se explica por dos procesos: uno es que se trata de volcanes adventicios o asociados genéticamente con los volcanes mayores; dos, se trata de antiguos conos compuestos que han sido erosionados en forma considerable, de tal manera que la capa de piroclastos ha sido removida quedando expuestas las lavas.

El grado de erosión es diverso, el más avanzado puede inferirse en conos menores de 80 m de altura, con amplia exposición de las lavas.

Los volcanes se disponen con una alta concentración, sin continuidad hacia las zonas vecinas. Solo hacia el sureste, en la Sierra de Las Cruces, se observan volcanes semejantes, pero con un grado mayor de disección, aparentemente más antiguos. La alineación de los volcanes es al nororiente, el sistema de fractura más antiguo, correspondiente con el que señala Mooser (1975), reiterado por Marín y Aguayo (1989): delimita las principales estructuras fosa y pilar del occidente de la cuenca de México. Se reconocen otros lineamientos, casi norte-sur al sistema NW (reconocidos por Ortiz y Bocco, 1989). El conjunto de derrames de lava de la Sierra de Monte Alto se dispone a manera de un casquete o corona, en forma escalonada. Los frentes llegan a alcanzar 150 y más metros de altura.

La disección se ha producido por la acción remontante de las cabeceras, aprovechando las porciones más débiles: los contactos entre derrames de lava, y las fisuras.

Las lavas más jóvenes son las asociadas con los volcanes principales: Las Navajas, Catedral y Las Palomas.

En la superficie de la divisoria se reconocen amplias planicies constituidas por material piroclástico, rodeadas de lava. Las mayores se presentan contiguas a los volcanes principales, a 3 450 msnm y son conocidas como Llanos de las Navajas y de Laguna Seca. poseen un eje mayor de casi 2 km de longitud. En apariencia, estas superficies se originan por una acumulación de material piroclástico en antiguas depresiones de origen erosivo-fluvial u otro. Este tipo de formas es común en las divisorias de otras zonas volcánicas de la cuenca de México, como las sierras Chichinautzin y Nevada-Río Frío.

Nivel intermedio

Las laderas montañosas de la zona en estudio, excluyendo las propias de los volcanes, son de dos tipos: esencialmente de lava con presencia de piroclastos, y las constituidas de piroclastos. Su inclinación es 12 a 25-30⁰, y en localidades son escarpadas.

Las laderas son cortadas por valles montañosos del orden de 50 m de profundidad, pero con fuertes procesos erosivos en sus laderas y cabeceras, favorecidos por las pendientes, la litología y el clima.

Las laderas de piroclastos ocupan una porción, inferior a las de lava, menor a los 2 800 msnm. En su constitución predominan las tobas de material cinerítico fino, aunque también se presentan depósitos de pómez y de lahares. Su escasa resistencia a los procesos erosivos provoca un intenso desarrollo de barrancos, en especial en la vertiente oriental de la Sierra de Monte Alto.

Nivel inferior (piedemonte)

El contacto del piedemonte con la ladera montañosa es marcado por un cambio brusco de pendiente de 2 a 6⁰ en la margen inferior del mismo y 12⁰ y más en su margen superior. Se extiende hacia el oriente, aproximadamente desde los 2 800 msnm

hasta cerca del nivel de la planicie lacustre (2 240 msnm).

El piedemonte oriental de la Sierra de Monte Alto debe haber evolucionado a partir de las acumulaciones de piroclastos que formaron laderas tendidas; la disección de esta superficie y la acumulación de material detrítico en la porción inferior permitían el avance del piedemonte sobre la planicie de nivel de base. La actividad volcánica, en especial la que da origen a las estructuras que rematan en la divisoria, provocan el depósito de lavas y piroclastos, origina lahares potentes e incrementa la intensidad de la erosión y la acumulación en la cuenca marginal.

La disección del piedemonte oriental de la Sierra de Monte Alto se presenta con valores promedio de 2.7 a 3.2 km de longitud de talwegs por km² (Lugo, 1981). Los valles montañosos, en su porción inferior se extienden principalmente al NE, con longitudes desde su cabecera hasta su desembocadura, de 30–33 km. La profundidad por erosión alcanza hasta 120 m, y una característica de los valles es una notable asimetría de sus laderas; en general, la meridional es empinada, de más de 25⁰, mientras que la septentrional es suave, de 5 a 10⁰, con desarrollo de corrientes menores, aproximadamente transversales al valle principal.

La asimetría de los valles muestra una migración de los cauces hacia el lado derecho. La distancia horizontal entre el talweg y el borde de la ladera de menor inclinación es de 500 a 1 000 m, en apariencia, la distancia desplazada. No se aprecian uniones laterales de dos o más valles montañosos, ni tampoco circos de erosión de amplio desarrollo en la zona de divisoria. En cambio, son comunes los rasgos que insinúan capturas de corrientes, en lo que ha jugado un papel importante la erosión remontante.

El origen de la asimetría de los valles fue estudiado por Ortiz Pérez (1987) quien lo atribuyó a la dinámica del piedemonte, por desarrollo de conos de eyecciones que condicionaron la morfología asimétrica actual. El mismo autor no descarta la posibilidad de que un basculamiento tectónico influya en este fenómeno. De Cserna y colaboradores (1988), por estudios geológicos y geofísicos encontraron suficientes elementos para apoyar lo que muestra la morfología: los principales valles montañosos del piedemonte del occidente de la cuenca de México están controlados por fallas.

Actualmente, los procesos erosivos se llevan a cabo con fuerte intensidad, sobre todo donde se presentan circos jóvenes de pequeñas dimensiones pero que crecen con mayor velocidad que los mayores. En las laderas de los valles hay una estabilidad general favorecida por el buen desarrollo del suelo y la vegetación boscosa; la dinámica exógena del relieve es principalmente de deslizamientos lentos de tierra y reptación. En los fondos de los valles continúa el proceso de erosión vertical y lateral hacia la ladera derecha.

La Sierra de Monte Alto es semejante en sus rasgos generales a la de Las Cruces. Ambas constituyen una unidad. Incluso en diversos mapas geológicos se han cartografiado como de edad terciaria (Mooser, 1975). Sin embargo, la observación más detallada de ambas sierras permite reconocer diferencias importantes que reflejan una juventud mayor en el relieve volcánico de la porción superior de la Sierra de Monte Alto,

y ésta se puede considerar como una zona independiente en la cuenca de México, que surgió en un intervalo del tiempo geológico relativamente corto, por actividad volcánica semejante a la de la Sierra Chichinautzin.

II. Sierra de Tepoztlán

Unos 15 km al noroeste de la base septentrional de la Sierra de Guadalupe se inician las estribaciones de la Sierra de Tepoztlán o La Muerta. Constituye una parte de la divisoria general de la cuenca de México. Tiene un diámetro máximo de 17 km en dirección EW, y de 16 km de norte a sur. Al noroccidente, algunas elevaciones montañosas menores se asientan sobre la planicie de piedemonte. Se trata de andesitas y dacitas, miocénicas para la Sierra de Tepoztlán y pliocénicas para otras elevaciones menores aisladas (Mooser, 1975).

En general, por arriba de los 2 600 msnm, las pendientes son fuertes, escarpadas y con una alta concentración de corrientes fluviales, y con profundidades de erosión que superan los 200 m. Por abajo de los 2 600 m, las pendientes del terreno se hacen más suaves y se pueden reconocer a manera de superficies escalonadas, con divisorias redondeadas, relativamente anchas, de más de 50 m, rectilíneas en un sistema radial. Estas laderas de lava están cortadas por valles montañosos profundos, de 100–150 m.

Hacia el sur las laderas presentan una disección mayor que hacia el norte. Esto se puede interpretar, primero, como la dirección en que predominaron los derrames de lava; segundo, como la formación de fracturas jóvenes, a lo largo de las cuales se han desarrollado valles montañosos y tercero, como un volcanismo más joven que se presentó al norte.

En su continuación, homogénea en general, predominan las lavas de composición intermedia, con un volcán piroclástico en la cima. Se aprecia una fractura importante con orientación N–S y una longitud de 11 km, atravesando la divisoria de norte a sur. Sobre la fractura se han desarrollado dos barrancos profundos, de los arroyos La Rosa y Alcaparrosa.

La Sierra de Tepoztlán presenta también un piedemonte en toda su periferia, aunque de poca anchura.

Hacia la base meridional se levantan tres volcanes pequeños, jóvenes, cuaternarios (a un lado de la presa La Concepción), que tienen alturas relativas de 50 m el menor y 80 m el mayor. Se encuentran parcialmente cubiertos por los materiales del piedemonte de las sierras de Monte Alto y Tepoztlán.

La red fluvial, de tipo radial, desagua en la planicie de la cuenca de México, aunque es un proceso muy alterado por la construcción de presas y canales. Por el sur, el río Hondo de Tepoztlán escurre por el piedemonte inferior, alimentado por varias corrientes montañosas. Al norte, el arroyo La Rosa y otros, se fusionan en una planicie ancha del fondo de un valle, cuya corriente desemboca al lago de Zumpango.

Las precipitaciones pluviales son de aproximadamente 1 000 mm anuales en la parte alta de la sierra y de 630–640 en la planicie contigua de nivel de base.

Las desembocaduras de los ríos principales aportaban fuertes volúmenes de agua al lago de Zumpango; además, los sedimentos contribuyeron a la formación del piedemonte, sobre todo en las sierras de Guadalupe y Tepozotlán. El régimen natural ha sufrido serias alteraciones por la construcción de presas y canales.

Los valles montañosos de la Sierra de Tepozotlán presentan su mayor profundidad hacia la parte alta, en las cabeceras, donde alcanzan, incluso, más de 200 m.

III. La Sierra de Guadalupe

Esta estructura montañosa de la cuenca de México es considerada entre las más antiguas, constituida de andesitas y dacitas del mioceno (Mooser, 1975). Es de forma aproximadamente circular, con diámetro de 12–13 km. Limita con la planicie lacustre por todos lados, excepto por el occidente, donde una serie de elevaciones volcánicas residuales se extienden hacia la Sierra de Monte Alto, donde van siendo cubiertas por esta estructura, y a partir de su contacto con ella se extiende al oriente hasta 20 km constituyendo una barrera que separaba el lago de Texcoco de los de de Xaltocan y Zumpango.

Hacia el occidente se presenta una serie de elevaciones desmembradas del cuerpo principal (La Biznaga, Madin y otras). Hacia el sur se levanta el cerro Zacatenco y otros semejantes en la misma dirección, fuera de la zona en estudio.

La sierra está constituida esencialmente de lavas, lo que se aprecia prácticamente en todas las laderas. Los picos volcánicos conservan, en general, su forma original. Es la parte inferior la que en mayor grado ha sido transformada por la erosión.

La forma del conjunto de volcanes que constituyen la Sierra de Guadalupe ha sido alterada sustancialmente, con excepción de los volcanes Tenayo y Chiquihuite, más jóvenes que el resto de los que conforman la sierra. En la divisoria de ésta las cimas (en general volcanes antiguos) principales las constituyen: Tlacomulco (2 710 m), El Picacho (2 910 m), Pico Tres Padres (2 940 m), Pico Moctezuma (2 940 m), Pico Xonciuco (2 810 m), además de otras que se disponen en la base, como el Cerro María Auxiliadora (2 530 m), Cerro Gordo (2 430 m), Chiquihuite (2 720 m) y otros. En especial, los que constituyen la divisoria han perdido la forma original, están cortados por numerosos barrancos y se han desarrollado circos de erosión. Es evidente un rápido retroceso actual de las laderas empinadas, con escarpes.

Se puede apreciar que la destrucción de la Sierra de Guadalupe se ha llevado a cabo por erosión remontante. Algunos valles montañosos han pasado a un proceso de erosión lateral y acumulación; el mayor sigue una dirección NE y se sitúa entre los cerros Tenayo y Chiquihuite, con dimensiones de 4.5 por 1.5 km. Los valles erosivos, de fondo estrecho y perfil en "V", se disponen en forma radial y sus cabeceras se aproximan a la divisoria. La disección de las vertientes montañosas es de 2.5 a 3 km/km² (Lugo, 1981) y la profundidad de corte de 100 a 300 m, valores elevados si se considera que el

desnivel entre las cimas y la planicie lacustre es de 400–700 m. Los valles montañosos presentan cabeceras amplias (circos de erosión) de diámetro de 0.5 a 2 km.

Las divisorias principales de la Sierra de Guadalupe son las porciones mejor conservadas respecto a la erosión, y están constituidas por lavas. Es muy probable que los picos mayores de esta estructura hayan sufrido un rebajamiento de poca magnitud. En cambio, en las laderas la nivelación se lleva a cabo con mayor intensidad. La cubierta de material piroclástico de poca consolidación es escasa. Es evidente que la erosión las ha removido y que se han depositado alrededor de la sierra, en especial al norte de la misma, entre los 2 400 y 2 250 msnm. Al sur, sin embargo, estos depósitos son escasos, lo que probablemente se debe a que fueron asimilados por el lago.

Predomina el escurrimiento fluvial sobre la infiltración, intenso en el verano; el promedio anual de precipitaciones pluviales es del orden de 630–800 mm.

La Sierra de Guadalupe está cortada por sistemas de grietas con orientación al NW y NE, que corresponden con las direcciones de los valles erosivos principales. Las rupturas quedan bien expuestas en el relieve. Así la Sierra de Guadalupe se encuentra rota en fragmentos, a manera de bloques, como se muestra en el mapa principal (**Figura 3**). El sistema NE ha sido señalado por Mooser (1986), por de Cserna *et al.* (1987) y Marín y Aguayo (1989).

Si bien las sierras de Guadalupe y Tepozotlán son semejantes por su composición, altitud y dimensiones, se notan diferencias en cuanto al modelado que han sufrido por los procesos exógenos. Es claro que la segunda es considerablemente más joven.

La Sierra de Guadalupe no ha escapado a la invasión de la mancha urbana. Todo el piedemonte y parte de las laderas volcánicas han sido ocupadas por asentamientos humanos. Como es frecuente en estos casos, muchas construcciones están expuestas a riesgos, sobre todo por corrientes torrenciales en la parte baja de los valles y por derrumbes que se producen, durante las lluvias de fuerte intensidad, en los escarpes y en los circos de erosión.

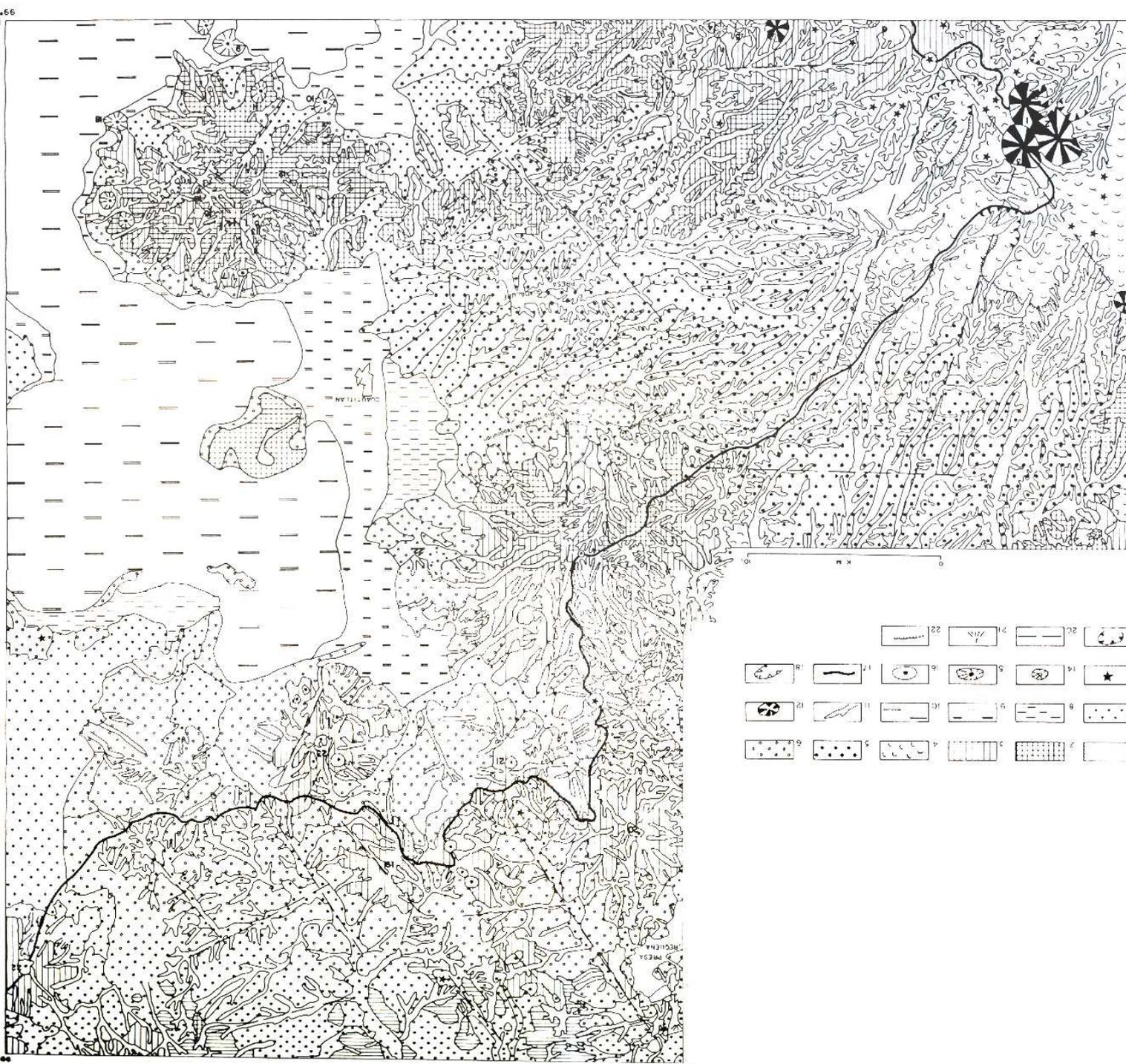
IV. Zona volcánica de Zumpango

En el noroccidente de la hoja se presentan otras elevaciones volcánicas menores en longitud y altitud aunque de la misma composición petrológica (andesitas y dacitas) que las anteriores, y edad mio-pliocénica (Mooser, 1975). Se trata, en todos los casos, de edificios volcánicos con derrames de lava de corta extensión, formando mesas delimitadas por escarpes (Mesa La Ahumada). La forma original de estas estructuras no se conserva, debido a los procesos erosivos que las han disecado en forma considerable, lo que simultáneamente ha contribuido al desarrollo de los mantos de piedemonte que se extienden hacia la planicie lacustre.æ

Los números contenidos en el mapa representan topónimos. 1 a 23, elevaciones montañosas diversas (cerros); 1. Las Navajas; 2. Catedral; 3. Las Palomas; 4. Gachupin; 5. Mango; 6. Monte Alto; 7. La Biznaga; 8. Madin; 9. Zacaraco; 10. Tenayo; 11. Chiquihuite; 12. Tlacominco; 13. El Peñacho; 14. Tres Padres; 15. Molezuma; 16. Xoncho; 17. María Auxiliadora; 18. Gordo; 19. Mesa La Ahumada; 20. El Epazote; 21. Sincogue; 22. Arandas; 23. Xalpan; 24. Pueblo San Sebastián.

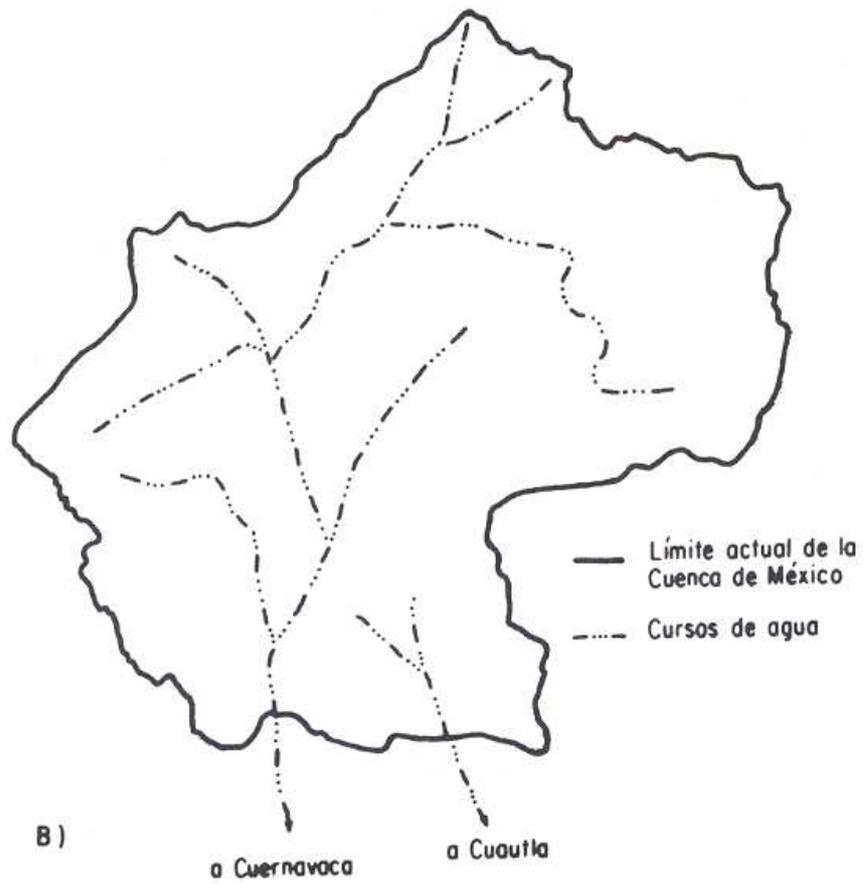
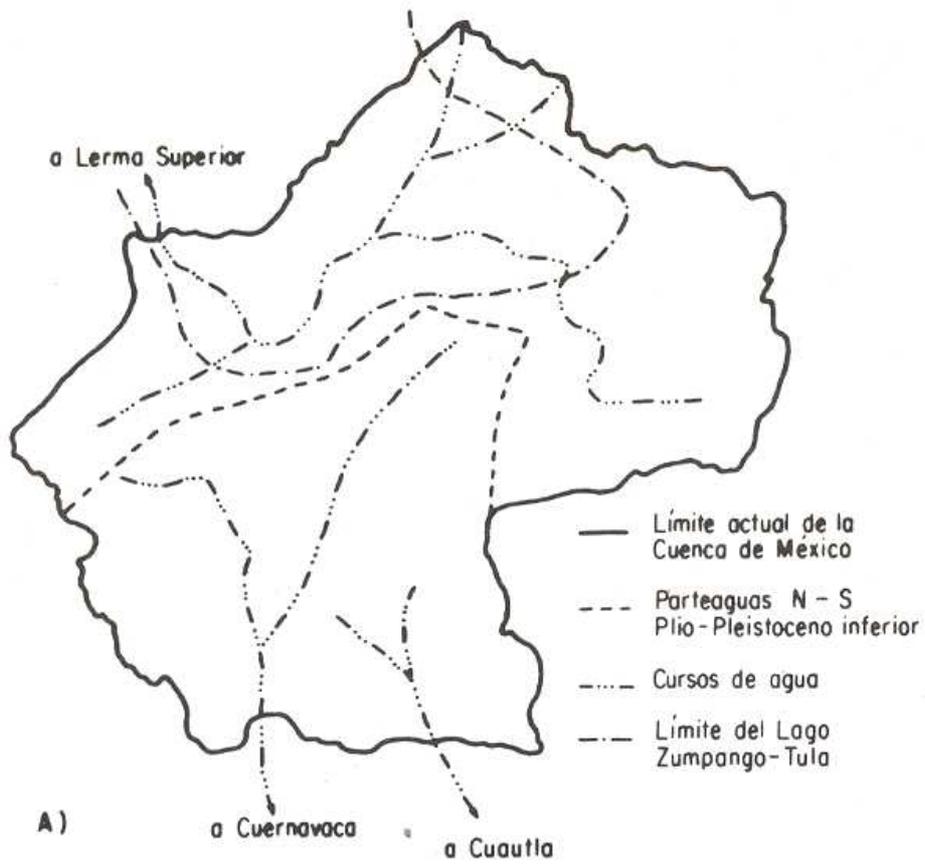
Las edades señaladas son propuestas, por lo que se dan en términos muy amplios, y se basan en la información geológica existente; otras se influyen por los rasgos externos, por la asociación espacial de formas diversas y por la secuencia evolutiva del relieve.

Figura 3. Mapa geomorfológico del occidente de la cuenca de México. 1. Elevaciones plegadas (N); 2. Laderas de elevaciones con fuerte disolución (N); 3. Laderas de elevaciones con disolución moderada (N); 4. Derrames y laderas de lava de poca inclinación (Q); 5. Piedemonte, nivel superior (Q); 6. Piedemonte, nivel inferior (Q); 7. Planicies aluviales (Q₁); 8. Planicies aluviales (Q₂); 9. Planicie lacustre (Q); 10. Planicie lacustre actual (Q₁); 11. Valles fluviales erosivos (Q); 12. Poligénicos principales con disolución débil (Q₃); 13. Conos de tierra menores (Q); 14. Volcanes poligénicos; 15. Volcanes jóvenes o antiguos erosionados; 16. Edificios antiguos con fuerte disolución (N); 17. Línea divisoria de la cuenca de México; 18. Circos de erosión profunda; 19. Circos de erosión someros; 20. Lineamientos; 21. Escarpes de lava. Edad de las formas del relieve: Q, Cuaternario; Q₃, Pleistoceno tardío; Q₂, Pleistoceno temprano; Q₁, Holoceno; N, Neógeno; N₁, Mioceno.



- 1. [Symbol: Dotted pattern]
- 2. [Symbol: Horizontal lines]
- 3. [Symbol: Vertical lines]
- 4. [Symbol: Small circles]
- 5. [Symbol: Small circles]
- 6. [Symbol: Small circles]
- 7. [Symbol: Small circles]
- 8. [Symbol: Small circles]
- 9. [Symbol: Small circles]
- 10. [Symbol: Small circles]
- 11. [Symbol: Small circles]
- 12. [Symbol: Small circles]
- 13. [Symbol: Star]
- 14. [Symbol: Small circles]
- 15. [Symbol: Small circles]
- 16. [Symbol: Small circles]
- 17. [Symbol: Small circles]
- 18. [Symbol: Small circles]
- 19. [Symbol: Small circles]
- 20. [Symbol: Small circles]
- 21. [Symbol: Small circles]
- 22. [Symbol: Small circles]

99° 30' W
20° 30' N



Los volcanes principales son los que llevan los nombres de El Epazote (2 530 m), Pico Sincoque (2 600 m), Cerro Arandas (2 690 m), Xalpan (2 690 m). Las alturas semejantes permiten suponer que estas elevaciones surgieron en condiciones de una planicie y en una misma etapa de actividad volcánica, aunque no necesariamente de formación simultánea. Están formados por rocas intermedias a básicas, con estructuras en mesa y conos que se levantan en la porción superior, como el Sincoque, constituido por andesita de hornblenda, de acuerdo con Gasca y Reyes (1976). Muestran un grado avanzado de erosión producida por acción remontante de las cabeceras de los barrancos. Las formas originales han desaparecido y sólo se conservan las porciones superiores de la divisoria, y algunos conos.

Estas elevaciones están rodeadas por depósitos volcanoclásticos y material de acarreo que cubre una amplia zona, desde los 2 260 msnm hasta el pie de las elevaciones, a 2 300–2 350 m. Este manto acumulativo volcánico se expresa en el relieve como un conjunto de ondulaciones suaves y lomeríos. Las cimas son formas redondeadas de laderas de suave inclinación, de 5 a 2.5% en promedio, con alturas máximas del orden de 2 360 m, o sea, un poco más de 100 m sobre el nivel del lago.

Una serie de valles fluviales con llanuras de inundación cortan este manto acumulativo. Se presentan especialmente al norte de la divisoria de la cuenca de México y sus rasgos característicos son: orientaciones rectilíneas perpendiculares, al NW y NE; una anchura constante de las planicies de inundación, de 500 a 750 m en promedio, y presencia de terrazas en éste, debidas a la erosión. Las corrientes representan la porción superior de las cuencas de los ríos Tula y Salado. Se puede apreciar que la energía de la erosión remontante es mayor al lado contrario de la divisoria de la cuenca de México, y ésta ha tenido un retroceso general que aumenta la superficie de la cuenca de Tula.

La actividad erosiva sigue un claro control estructural. Los valles montañosos y de planicies se han desarrollado a lo largo de sistemas de fractura NW y NE, bien marcados en la topografía, a través de valles fluviales. Las precipitaciones son en general menores de 700 mm anuales.

El manto acumulativo volcánico se puede inferir como antiguo y su formación debe haber sido simultánea con el conjunto de elevaciones volcánicas que se asientan sobre él. La erosión de estas estructuras contribuyó al crecimiento del manto acumulativo, aunque gran parte de los depósitos hayan sido por el lago.

V. Zona de elevaciones plegadas de Apaxco

El extremo norte de la zona cartografiada está ocupado por una serie de elevaciones constituidas por rocas sedimentarias cretácicas plegadas. Son las más cercanas a la divisoria de la cuenca de México, tomando en cuenta todo su perímetro, a solo 10-13 km de éste. Se trata de una serie de elevaciones aisladas entre sí, asentadas sobre la superficie de la zona transicional. Están constituidas por calizas muy resistentes a los procesos erosivos, en su mayor parte pertenecientes a la Formación El Doctor, de acuerdo con Mooser (1975). Las rocas las definen Gasca y Reyes (1977) como calizas oscuras de edad Albiano-Cenomaniano, intercaladas con lutitas.

La base de las elevaciones plegadas se encuentra, por lo general, a un nivel más bajo que el de la cuenca de México, a 2 200 msnm. Las alturas absolutas de ellas alcanzan hasta 2 760 m la más alta.

Actualmente estas formaciones son sometidas a una intensa explotación para la extracción de material para la construcción, por medio de grandes excavaciones a cielo abierto.

VI. Planicie lacustre

Una porción considerable de la zona en estudio, en tiempos prehistóricos, estuvo ocupada por lagos, desecados artificialmente desde el siglo XVII, y hasta nuestros días. En la actualidad solo permanecen algunos cuerpos de agua pequeños, de temporada.

La topografía plana y la presencia de sedimentos lacustres en algunas laderas del piedemonte atestiguan, más que sobre antiguos niveles, un movimiento diferencial de bloques (Lorenzo y Mirambell, 1986b).

La evolución de los lagos debe haber sido muy compleja. Las oscilaciones climáticas modificaban los niveles del agua; la erosión de las montañas, el transporte de los detritos rocosos y su depositación en las riberas del lago contribuían a un avance del piedemonte sobre el lago, y el factor seguramente más importante, el volcanismo, provocaba potentes acumulaciones en el lago.

La curva de nivel 2 240 m es un límite confiable para delimitar los lagos (la altitud actual varía entre 2 230 y 2 240 m). En algunos casos, los contactos de la planicie son bruscos, con laderas montañosas o mantos de piedemonte estrechos, como en la Sierra

de Guadalupe, lo que refleja condiciones de profundidad. En otros, entre la planicie lacustre y las laderas montañosas se dispone una zona de transición equivalente a una superficie de suave inclinación; esto se manifiesta, en especial, cerca de las grandes elevaciones montañosas (Sierra de Monte Alto, Sierra de Tepozotlán, Sierra de Río Frío), donde las acumulaciones en las desembocaduras de los ríos eran considerables. Las inclinaciones varían de 10 a 25 minutos, lo que permite suponer que se trataba de una zona de transición entre la ribera del lago y las desembocaduras de las corrientes fluviales.

Las lluvias se producen en su mayor parte en verano, con valores promedio de precipitación de 630–650 mm.

Los perfiles geológicos que se hicieron con base en los cortes observados durante la construcción del drenaje profundo (Mooser, 1975), y sondeos complementarios que se realizaron hasta la profundidad de 2 100–2 150 m, reflejan lo siguiente:

1. Presencia de lentes de arcilla (sedimentos lacustres) con espesor de 1–2 a 25 m, en el norte de la planicie lacustre (al sur de la Sierra de Guadalupe). Se alternan con sedimentos arenosos y limosos.

2. En la base de las montañas, en las desembocaduras de los ríos principales se presentan fuertes espesores de aluvión, consistente en material areno-arcilloso, que llegan a rebasar los 120 m, y en algunos no se conoce la profundidad del lecho rocoso.

3. Los depósitos de piedemonte de la Formación Tarango son potentes al pie de la Sierra de Monte Alto; se reconocen hasta la profundidad de 2 150 m, sin alcanzar el lecho rocoso.

4. De mayor complejidad son los perfiles realizados en el sustrato rocoso, ya que en éste hay rocas volcánicas de distintos tipos. Un perfil vertical de 200 m muestra: tobas, riolitas, ignimbritas, andesitas y aglomerado-brecha, además de conglomerado y aluvión; irregulares en su extensión longitudinal y en espesor, además, afectados por fallas.

A pesar de tratarse de datos del subsuelo de muy poca profundidad, son aportaciones valiosas para el conocimiento de la cuenca de México. Todo este conjunto de rocas y su disposición revelan la complejidad con que han actuado los procesos formadores del relieve: volcanismo, movimientos verticales, erosión y acumulación, todos en relación estrecha.

Conclusiones

La Sierra de Monte Alto es la estructura montañosa más joven de la zona estudiada, de una edad que se infiere como del pleistoceno tardío. Es en sí un pequeño campo volcánico, con una superficie reducida y considerablemente elevada, lo que permite suponer o apoyar las ideas de que se trata de un bloque, controlado por fracturas de cuatro orientaciones dominantes: NW, NE y casi N-S y E-W.

El relieve de la Sierra de Tepozotlán, con rasgos de erosión más avanzados que la de Monte Alto, ha evolucionado en dos etapas principales: una de construcción, por la actividad volcánica del neógeno, y otra de erosión, esencialmente cuaternaria. Cada una de éstas se refleja en formas como los valles montañosos profundos y el manto de acumulación de piedemonte.

La Sierra de Guadalupe, la estructura volcánica más antigua, debe haber tenido originalmente una mayor extensión hacia el oeste, lo que se reconoce por los residuos de elevaciones rocosas semejantes. La avanzada erosión de la sierra ha sido fundamentalmente por retroceso de laderas y un descenso de las divisorias de poca importancia, lo que se infiere del análisis geomorfológico. El piedemonte de la estructura volcánica es reducido, no corresponde a formas antiguas muy erosionadas. Esto se puede explicar por el antiguo lago que rodeaba a la sierra, mismo que debe haber asimilado la mayor parte de los depósitos fluviales.

La zona de Zumpango refleja también una prolongada estabilidad, donde predominan los procesos erosivos, controlados principalmente por sistemas de fractura NW y NE. En dirección NW se alinean las estructuras plegadas y las volcánicas, así como los valles fluviales.

La planicie lacustre de la cuenca de México representa una zona de acumulación y posiblemente de hundimiento (subsistencia) durante el neógeno y el cuaternario, lo que se reconoce por el sustrato que han cortado los pozos profundos de exploración. Cada una de las zonas montañosas descritas fue formada en una etapa determinada de actividad volcánica, misma que posteriormente se reduce e incluso se extingue para continuar en otra zona.

Referencias bibliográficas

Bashenina, N. V., *Gueomorfologuicheskoe kartirovanie*, Ed. Visshaya Shkola, Moscú, 1977.

Bloomfield, K., A late Quaternary monogenetic volcano field in Central Mexico, *Geol. Rundschau*, núm. 64, 1975, págs. 476-497.

Galindo, G. y J. Morales, El relieve y los asentamientos humanos en la ciudad de México, *Ciencia y Desarrollo*, núm. 76, vol. XII, CONACYT, México, 1987, págs. 67-80.

Gasca, D. A. y M. Reyes C., *La cuenca lacustre plio-pleistocénica de Tula-Zumpango*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, Depto. de Prehistoria, Publicación núm. 2, 1977.

Geyne, A. R., C. Fries, K. Segerstrom, R. F. Black e I. F. Wilson, *Geología y yacimientos minerales del distrito Pachuca-Real del Monte, Hgo.*, Publicación 5E, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, México, 1963.

Jaeger, F., Investigaciones acerca del clima del pleistoceno en México, Suplemento núm. 19, *Revista Petermans Mitteilungen*, Traducción del alemán de J. H., Larrain Barros, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1976.

Hibbard, C. W., Vertebrados de la Formación Becerra (pleistoceno) en Tequisquiac, y formas afines. Congreso Científico Mexicano, vol. 3, México, 1953, págs. 89-90.

Hibbard, C. W., Pleistocene vertebrates from the upper Becerra (Becerra Superior) formations, valley of Tequisquiac, Mexico, with notes on other Pleistocene forms, *Muss. Paleont. Univ. Mich.*, vol. 12, núm. 5, Detroit, E. U., 1955, págs. 947-965.

Lorenzo, J. L. y L. Mirambell, Mamutes excavados en la cuenca de México (1952-1980), *Cuaderno de Trabajo* núm. 32, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1986a.

Lorenzo, J. L. y L. Mirambell, (coordinadores), Tlapacoya: 35 000 años de historia del lago de Chalco, *Serie Prehistoria*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1986b.

Lugo Hubp, J., La disección del relieve en la porción centro-oriental del Sistema Volcánico Transversal, *Boletín*, Instituto de Geografía, núm. 11, UNAM, México, 1981, págs. 7-19.

Marín, C. S. y J. E. Aguayo C., Evolución geológica de la cuenca de México e importancia de sus rasgos estructurales, *Ecología Urbana*, vol. esp., Sociedad Mexicana de Historia Natural, México, 1989, págs. 61-65.

Mooser, F., Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, DDF, México, 1975.

Mooser, F., E. Tamez, E. Santoyo, E. Holguín y C. E. Gutiérrez, Características geológicas y geotécnicas del Valle de México, Comisión de Vialidad y Transporte Urbano, México, 1986.

Ortiz Pérez, M. A., Los cambios de nivel de base como mecanismo morfogenético de la asimetría de valles, *Boletín*, Instituto de Geografía, núm. 17, UNAM, 1987, págs. 9-44.

Ortiz Pérez, M. A. y G. Bocco V., Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México, *Geofísica Internacional*, 28 (3), 1989, págs. 507-530.

Segerstrom, K., Estratigrafía y tectónica del cenozoico entre México, D. F. y Zimapan, Hgo., XX Congreso Geol. Intern., *Excursiones*, A-3 y C-1, México, 1956, págs. 11-22.

Segerstrom, K., Geology of South-Central Hidalgo and Northeastern Mexico, México, *Bull Geol. Surv.*, 1104-C, Washington, D. C., 1962.

Vázquez Sánchez, E. y R. Jaimes Palomera, Geología de la cuenca de México, *Geofísica Internacional*, 28 (2), 1989, págs. 133-190.