

El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central

**Armando García-Palomo^{1,2,*}, José Juan Zamorano³, Celia López-Miguel²,
Adriana Galván-García², Víctor Carlos-Valerio², Roberto Ortega⁴, José Luis Macías⁵**

¹Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

²Servicio Geológico Metropolitano, Dirección General de Protección Civil, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

³Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

⁴Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada, Unidad La Paz, Miraflores 334, Fracc. Bella Vista, 23050 La Paz, Baja California Sur, México.

⁵Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

* apalomo@geologia.unam.mx

RESUMEN

La Sierra de Las Cruces se localiza en la parte este del Cinturón Volcánico Transmexicano. Esta sierra constituye un límite morfológico entre las cuencas de México (2,220 m snm) y Toluca (2,400 m snm). La Sierra de Las Cruces tiene una longitud de 110 km y un ancho de 47 km en su parte norte y 27 km en su parte sur. La Sierra de Las Cruces está conformada por ocho estratovolcanes traslapados principales denominados, de sur a norte, Zempoala, La Corona, San Miguel, Salazar, Chimalpa, Iturbide, La Bufa, La Catedral, así como por otras estructuras menores, como el Volcán Ajusco. Estos volcanes tuvieron periodos alternados de actividad efusiva y explosiva desde el Plioceno hasta el Pleistoceno y han sido afectados por varios sistemas de fallas. En este trabajo se propone un modelo morfoestructural de la sierra mediante el análisis de fotografías aéreas, procesamiento digital de imágenes de satélite, modelos sombreados, mapas temáticos y trabajo de campo. Los resultados indican que la Sierra de Las Cruces está dividida en tres grandes bloques: norte, centro y sur, delimitados por fallas de dirección E-W. Estos bloques presentan diferencias de altitud, pendiente, densidad y dirección de morfolineamientos, patrones de drenaje, energía del relieve, profundidad de disección y orientación. A partir de las formas del relieve y del análisis estructural se identificaron tres sistemas de fallas principales: N-S; NE-SW y E-W. Estos sistemas de fallas han interactuado conjuntamente como fallas normales desde el Pleistoceno hasta el Reciente, por lo que se considera que su reactivación jugó un papel muy importante en el arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces y en la configuración del basamento de la cuenca de México

Palabras claves: morfoestructura, fallas, bloques, Sierra de Las Cruces, México.

ABSTRACT

The Sierra de Las Cruces volcanic range is located in the eastern portion of the Trans-Mexican Volcanic Belt. This range constitutes a morphological boundary between the basins of Mexico (2,240 m a.s.l.) and Toluca (2400 m a.s.l.). The range is 110 km long and has a variable width of 47 km to the north and 27 km to the south. The Sierra de Las Cruces consists of eight overlapped stratovolcanoes, named from south to north: Zempoala, La Corona, San Miguel, Salazar, Chimalpa, Iturbide, La Bufa, La Catedral, and other minor structures as Ajusco volcano. These volcanoes underwent alternated episodes

of effusive and explosive activity, from the Pliocene to the Pleistocene, during which they were affected by faulting. This study presents a morphostructural model of the Sierra de Las Cruces through the analysis of aerial photographs, digital processing of satellite imagery, shadow relief models, thematic maps, and field work. The results indicate that Sierra de Las Cruces is made of three blocks: north, central and south, bounded by E-W faults. Each block is characterized by specific altitudes, slopes, density and trends of morpholineaments, drainage patterns, relief energy, dissection depth and orientation of drainage. The landforms and the structural analysis of the rocks defined three main faults system: N-S, NE-SW and E-W. These systems have interacted as normal faults from Pleistocene to Recent times. Reactivation of these faults has played an important role in defining the morphostructural arrangement of Sierra de Las Cruces and the configuration of the Mexico basin basement.

Key words: morphostructure, faults, blocks, Sierra de Las Cruces, Mexico.

ANTECEDENTES

La Sierra de Las Cruces (SC) está delimitada por las coordenadas 18°59'–19°43' N y 99°00'–99°40' W, y constituye el límite occidental de la cuenca de México. La Sierra de Las Cruces tiene una longitud de 110 km y un ancho de 47 km a 27 km en la parte norte y sur respectivamente (Figura 1). Está conformada por ocho estratovolcanes traslapados, que de sur a norte son: Zempoala (3,690 m snm), La Corona (3,770 m snm), San Miguel (3,870 m snm), Salazar (3,660 m snm), Chimalpa (3,420 m snm), Iturbide (3,620 m snm), La Bufa (3,460 m snm) y La Catedral (3,780 m snm), y otros de menor dimensión como el volcán Ajusco (Figura 1). La actividad volcánica de la SC abarca desde el Plioceno tardío hasta el Pleistoceno (Mooser *et al.*, 1974; Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Romero-Terán, 2001; Osete *et al.*, 2000), y se caracteriza por la emisión de derrames de lava, extrusión de domos, emplazamiento de flujos piroclásticos, flujos de detritos y lodo, así como depósitos de avalanchas de escombros.

Hasta la fecha los trabajos realizados en la SC son variados y con diversos objetivos. Algunos se enfocan a reconocer su estructura geológica, otros muestran una cartografía volcánico-geomorfológica, y también están los que tienen como objetivo la solución de problemas geotécnicos, geohidrológicos e ingenieriles.

Entre los primeros trabajos a nivel regional, donde se hace referencia a la SC, se encuentra el realizado por Mooser (1975). Se trata del mapa geológico de la cuenca de México donde se dan a conocer las principales unidades litológicas. de Cserna *et al.* (1988) define un nuevo rasgo estructural, al SW de la cuenca de México, al cual denomina Zona de Cizallamiento Tenochtitlán. Ortiz-Pérez y Bocco (1989) realizan un estudio morfotectónico en el sector norte de la SC y la región de Ixtlahuaca, donde definen la disposición de las estructuras como las planicies de Ixtlahuaca y Toluca y la Sierra de Las Cruces, además definen una serie de bloques y tres sistemas de fallas E-W, NE-SW y N-S. Marín-Cordova y Aguayo (1989) proponen un modelo tectónico para la cuenca de México, a partir de dieciséis fallas distensivas con rumbo NE 45°–55° SW; de este conjunto, dos de las fallas conforman la fosa que incide en la SC. Vázquez-Sánchez

y Jaimes-Palomera (1989) reconocen un conjunto de fallas normales con dirección E-W, además de la existencia de un sistema de fallas y fracturas conjugadas (N55°E), que ha estado activo desde el Plioceno y continúa hasta nuestros días; su origen lo atribuyen a esfuerzos compresivos y tensionales. Por otro lado, Mooser (1992) asocia el posible origen de la SC a fallas con sentido lateral derecho. Alaniz-Álvarez *et al.* (1998) consideran que la Sierra de Las Cruces fue emplazada sobre fallas N-S, las cuales tuvieron una tasa de deformación menor con respecto a las fallas E-W, donde se emplazó el vulcanismo monogenético.

Son pocos los trabajos en donde la SC es el objeto principal del estudio. En este marco se pueden citar los trabajos de Delgado-Granados y Martín del Pozo (1993), quienes consideran que la formación de la SC inicia en el Plioceno tardío como consecuencia de tres episodios volcánicos, el último de ellos, activo hasta el Holoceno. Estos eventos tuvieron como escenario la actual frontera entre la SC y la sierra de Chichinautzin. Mooser *et al.* (1974), establecieron que la evolución de la SC está relacionada con episodios de fallas y fracturas, así como formación de estratovolcanes; además mencionan que las estructuras volcánicas migran de manera progresiva. Romero-Terán (2001) propone que el volcán San Miguel se considere como un complejo volcánico, debido a que en realidad es una amalgama de estructuras volcánicas. Recientemente se han realizado trabajos vulcanológicos a detalle y entre ellos se encuentra el de Aguirre-Díaz *et al.*, (2006a), quienes proponen la presencia de una caldera denominada La Catedral, al norte de la Sierra de Las Cruces, mientras Capra *et al.* (2002) y Macías (2006) proponen el colapso del edificio volcánico de Zempoala, originado por presencia de fallas E-W y NE-SW.

En lo que respecta a la edad, hasta la fecha se han realizado cerca de una veintena de estudios radiométricos y paleomagnéticos en la SC, que han establecido una edad que varía entre 3.71±0.40 Ma y 0.39±0.16 Ma (Mooser *et al.*, 1974; Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; Aguirre-Díaz, 2006a). Aunque algunas edades radiométricas han arrojado edades miocénicas, la actividad principal volcánica de la SC ocurrió durante el Plioceno tardío-Pleistoceno.

La mayoría de los estudios realizados en la Sierra de Las Cruces, son de carácter regional, encaminados a

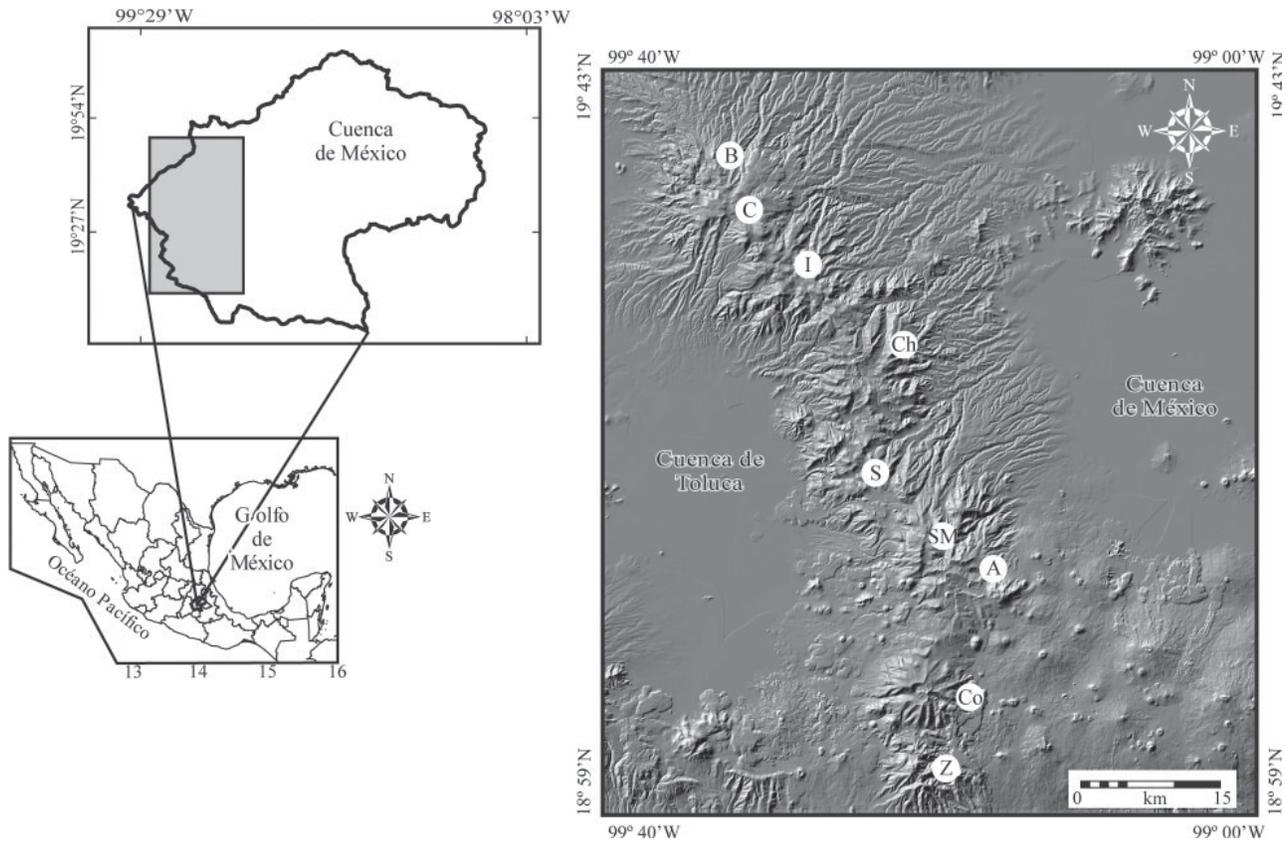


Figura 1. Localización de la región de estudio en parte central de México y dentro de la cuenca de México. Se muestran también los principales rasgos geográficos; los círculos blancos indican la localización de los volcanes A: Ajusco, B: La Bufa, C: La Catedral, Ch: Chimalpa, Co: La Corona, I: Iturbide, SM: San Miguel, S: Salazar, Z: Zempoala.

entender la historia geológica de la cuenca de México. De esta forma existen muy pocos trabajos enfocados a las características morfoestructurales de la SC. Debido a este hecho y a la complejidad de la misma, es que existen discrepancias en la interpretación de su edad, arreglo y morfología. En este marco, la finalidad de este trabajo es proponer un modelo morfoestructural de la SC a partir del análisis de fotografías aéreas, imágenes de satélite, modelos sombreados, mapas temáticos y trabajo de campo. Con esta información se propone una división en bloques con características volcanológicas, estructurales y morfológicas propias, que permiten esta individualización.

METODOLOGÍA

Para la elaboración del mapa base de la SC se utilizaron, en formato vectorial, las cartas topográficas Tepeji del Río (E14-A18), Zumpango de Ocampo (E14-A19), Villa del Carbón (E14-A28), Cuautitlán (E14-A29), Cd. de México (E14-A39), Toluca de Lerdo (E14-A38), Tenango de Arista (E14-A48), Milpa Alta (E14-A49), Tenancingo (E14-A58) y Cuernavaca (E14-A59), todas ellas a escala 1:50,000 y elaboradas por el INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). A partir de la digitalización y

manipulación en Sistemas de Información Geográfica se obtuvieron: el modelo sombreado del relieve (Palacio-Prieto *et al.*, 1991), el modelo digital del terreno (MDT), y los modelos altimétrico y de inclinación del terreno. Además se realizó un procesamiento digital de las imágenes de satélite Landsat TM, con las bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7. De esta manera se generaron los productos necesarios para realizar las combinaciones de falso color que se requieren en la identificación de rasgos morfolineales y unidades litológicas, para lo cual se utilizaron los métodos propuestos por Moore y Waltz (1983) y Chávez y Alcántara (1988). Por otro lado, para definir el control estructural de las corrientes fluviales que atraviesan la Sierra de Las Cruces, se realizó un análisis de los patrones de drenaje (Bloom, 1978; Guerra-Peña, 1980; Pedraza-Gilsanz, 1996). Los patrones de drenaje son buenos indicadores de las características litológicas y estructurales de una región dadas las siguientes premisas: 1) Los ríos definen sus valles de acuerdo con la estructura geológica y a lo largo de fallas y fracturas (Orlova, 1981); 2) los ríos generalmente fluyen paralelos a la pendiente regional máxima (gradiente topográfico regional); 3) todas las desviaciones que se presenten desde un patrón dendrítico o flujo en una dirección oblicua al gradiente topográfico regional son considerados como drenaje anómalo y pueden estar relacionados a discontinuidades litológicas o estructurales.

Para el presente análisis se inició con la individualización de áreas de patrones de drenaje subhomogéneo (subáreas). Para esta subdivisión se consideró inicialmente las características morfológicas regionales y posteriormente los patrones de drenaje y sus características como dirección de flujo y textura. Se tomaron en cuenta aquellas características que indican un fuerte control estructural como son: longitud del tributario, rectitud y angulosidad, entre otros. En el campo se utilizaron dos métodos de muestreo y análisis para determinar las características de las fracturas (Wheeler *et al.*, 1980): el primero, conocido como método de la cuerda, se basa en la medición del fracturamiento entre dos extremos de una cuerda de longitud arbitraria (generalmente entre 1 y 10 m); mientras que el segundo, conocido como método del círculo, considera las características del fracturamiento en una circunferencia con radio conocido. Por otro lado, para determinar el movimiento sobre planos de falla se utilizaron principalmente pliegues de arrastre, horizontes desplazados debido a que gran parte de la zona esta constituida por material volcánico y vulcanoclástico, y cuando fue posible se utilizaron escalones congruentes e incongruentes (Hobbs *et al.*, 1976; Petit, 1987) y estructuras sigmoides (Mercier y Vergeley, 1992). Conjuntamente se realizó una verificación de campo de las diferentes unidades volcánicas que afloran en el área de estudio, de las cuales se definieron las características principales.

Los programas de computo utilizados para la digitalización, análisis, manipulación, representación cartográfica, análisis estadístico de toda la cartografía temática y de los datos de campo fue: ILWIS, versión 3.1; Surfer, versión 8; IDRISI, versión 32; Sphersistat, versión 2.0, toda en ambiente Windows.

MARCO GEOLÓGICO

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es considerado un arco volcánico continental, con una edad del Mioceno al reciente (Ferrari *et al.*, 2000; García-Palomo *et al.*, 2000; Gómez-Tuena y Carrasco-Nuñez, 2000; García-Palomo 2002). Su longitud es de 1,000 km y su ancho varía de 50 a 250 km. El relieve del CVTM consiste en una serie de planicies escalonadas que se extienden desde las costas del Pacífico en el estado de Nayarit, hasta las costas del Golfo de México en el estado de Veracruz. El origen del CVTM está relacionado con la subducción de la placa de Cocos y la de Rivera debajo de la placa de Norteamérica (Ponce *et al.*, 1992; Pardo y Suárez, 1993).

A escala regional, el CVTM se ha dividido en tres grandes sectores: el occidental, caracterizado por la intercepción de tres fosas tectónicas denominadas Tepic, Colima y Chapala; la porción central, constituida por vulcanismo monogenético de la región de Michoacán-Guanajuato; y el oriental, caracterizado por el alineamiento de grandes estratovolcanes en dirección general N-S (Pasquaré *et al.*, 1987). En la porción más oriental, el alineamiento es entre

las estructuras volcánicas Selva Negra, Las Cumbres, Pico de Orizaba, La Gloria y Cofre de Perote (Concha-Dimas *et al.*, 2005). Entre la cuenca de Puebla y México están alineados los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón y Tláloc y entre las cuencas de México y Toluca está el alineamiento de la Sierra de Las Cruces.

La SC está conformada por ocho estratovolcanes traslapados, que de sur a norte son: Zempoala (3,690 m snm), La Corona (3,770 m snm); San Miguel (3,870 m snm) con una edad que varía entre 0.68 a 1.79 Ma; Salazar (3,660 m snm); Chimalpa (3,420 m snm), con una edad de 2.8 ± 0.15 a 3.04 ± 0.25 Ma; Iturbide (3,620 m snm) con edades entre $38,590 \pm 3,210$ años y 2.90 ± 0.40 Ma; La Bufa (3,460 m snm); y La Catedral (3,780 m snm) con la edad más antigua dentro de la SC que es de 3.71 ± 0.40 Ma. Esta distribución de edades en la SC está basada en edades radiométricas publicadas por diferentes autores (Mooser *et al.*, 1974; Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; Romero-Terán, 2001; Mejía *et al.*, 2005) e indican una importante actividad durante el Plioceno y Pleistoceno, conformada por extensos derrames de lava y domos de composición andesítico-dacítica y afinidad calcialcalina (Gunn y Mooser, 1970). Se alternan con flujos piroclásticos de bloques y cenizas, flujos de pómez, oleadas piroclásticas, depósitos de caída, flujos de detritos y lodo, así como repetidos colapsos que originaron depósitos de avalanchas de escombros. El basamento de la SC está conformado por una variedad de rocas, al sur de la sierra y en las inmediaciones de la cuenca de México, sus productos descansan sobre calizas del Cretácico (Fries, 1960), o bien sobre rocas volcánicas de la secuencia máfica basal de 7.1 Ma, sobre la Formación Tepoztlán del Mioceno medio o la Formación Xochitepec del Oligoceno (Mooser *et al.*, 1956; García-Palomo *et al.*, 2000). Hacia la parte norte, la SC descansa sobre una serie de estructuras volcánicas del Mioceno medio que corresponden con la Sierra de Guadalupe, fechada entre 14 y 16 Ma y Sierra de la Muerta, del Plioceno tardío (Gutiérrez-Palomares, 2005). Al sur la cubren depósitos volcánicos recientes de la Sierra Chichinautzin. El origen y emplazamiento de la sierra ha sido materia de discusión, sin embargo se considera que sus productos se emplazaron a través de sistemas de fallas de dirección N-S (Mooser, 1972; Demant, 1978; Alaniz-Alvarez *et al.*, 1998).

ANÁLISIS MORFOLÓGICO

La Sierra de Las Cruces es un importante conjunto montañoso, con una elevación máxima de 3,800 m snm. La SC es la frontera entre las dos cuencas de mayor altitud dentro del CVTM, la cuenca de México (2,240 m snm) de carácter endorreico y la cuenca de Toluca (2,400 m snm).

La SC presenta dos unidades geomorfológicas mayores: el relieve de montaña y el piedemonte (Figura 2 a). El relieve de montaña ocupa la parte intermedia de la SC; se trata de terrenos rocosos que se localizan a partir de los 2,950

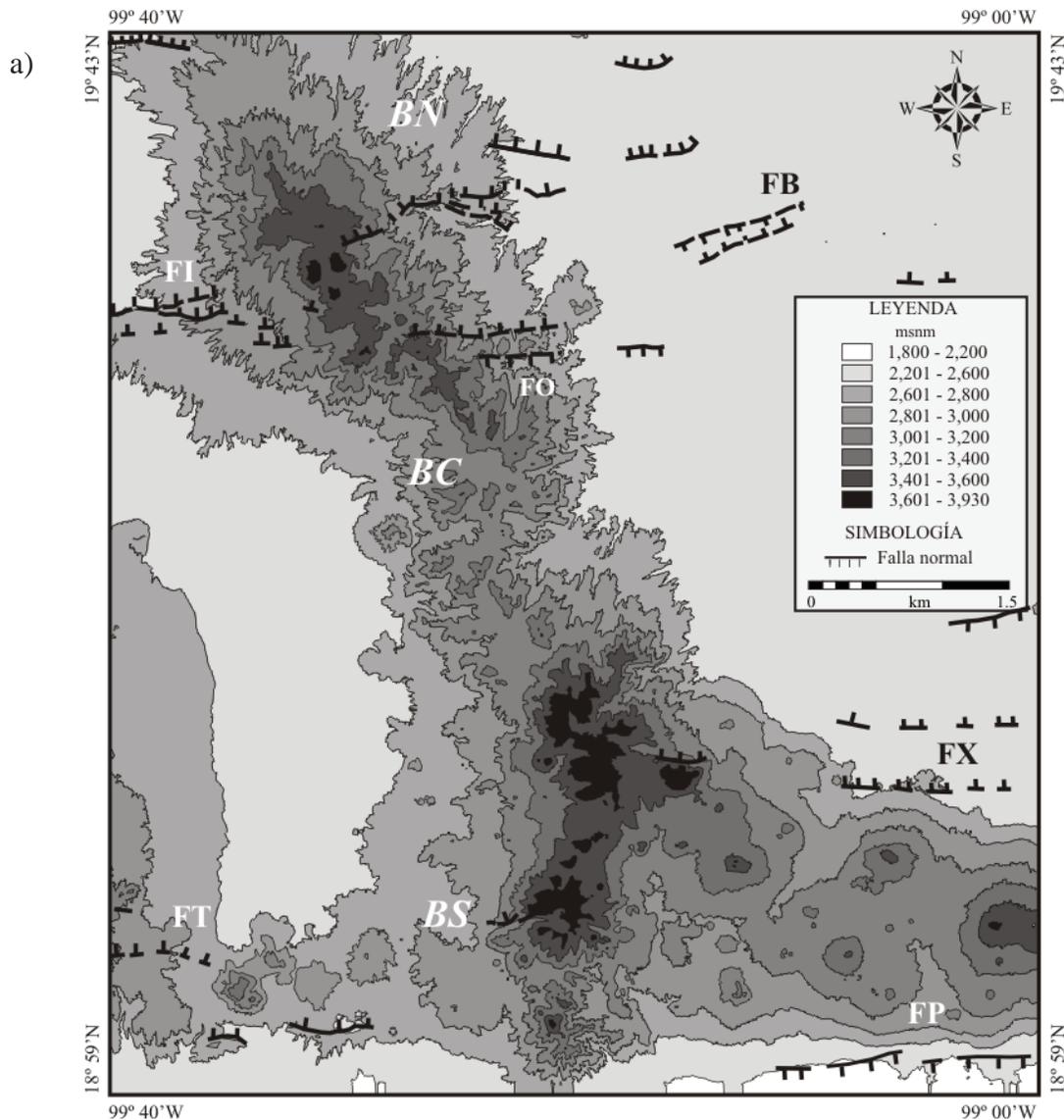


Figura 2. a: Mapa altimétrico. Se observan los diferentes niveles altimétricos que permiten la separación en bloques, sus límites estructurales y la variación del rumbo de la sierra (en el recuadro se muestran los diferentes pisos altitudinales). BN: bloque norte; BC: bloque centro; BS: bloque sur; FB : fosa de Barrientos; FI : falla Ixtlahuaca; FO: falla Otomí; FX: falla Xochimilco; FP: falla La Pera.

m snm en las vertientes que se orientan hacia la cuenca de Toluca. En las laderas que integran la cuenca de México, los afloramientos rocosos comienzan a ser frecuentes a partir de los 2,700 m de altitud, en ambos casos se trata de valores promedio. Los terrenos montañosos se distinguen de las superficies adyacentes por su altura relativa (distancia medida desde la cumbre hasta el inicio de la siguiente unidad, el piedemonte); en cada una de las vertientes de la SC el valor es distinto: en el flanco de la cuenca de Toluca alcanza los 850 m y 1100 m en la cuenca de México, que representan valores promedio (Figura 2 a).

La existencia de contrastes altitudinales en distancias cortas y laderas heterogéneas en cuanto a longitud, geometría y orientación, son condiciones que se asocian con la existencia de un patrón de drenaje dendrítico muy denso,

así como subdendrítico con un fuerte control estructural. En ambos casos se tiene un desarrollo de cárcavas y barrancos con valles en forma de V, algunos de ellos son tan profundos que incluso llegan a interrumpir la continuidad de las montañas. En algunos casos, el proceso llega a ser tan intenso que se pierde la fisonomía original del relieve, para adoptar otra de un aspecto complejo y poco definido. En esta unidad geomorfológica, los circos de erosión y los gravitacionales representan las formas de relieve más frecuentes.

Por otro lado, el desarrollo del piedemonte en la SC es diferente en cada una de sus vertientes, lo cual tiene que ver con la altitud del nivel de base local: en la cuenca de México (2,240 m snm) esta superficie se encuentra a 160 metros por debajo de la de Toluca (2,400 m snm) (Figura 2 a). Este rasgo se traduce en el desarrollo de rampas asimé-

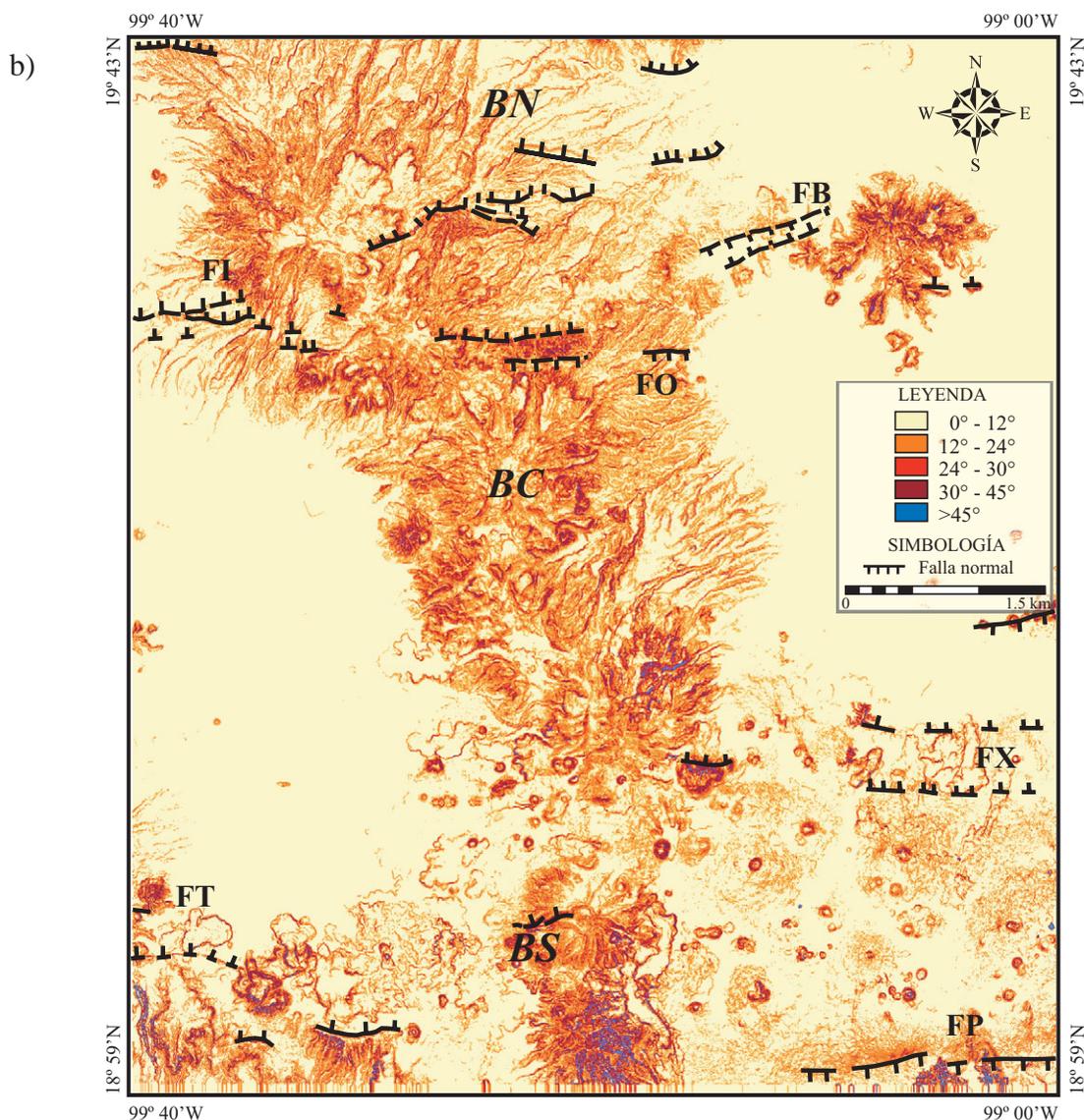


Figura 2 (cont.). b: Mapa de pendientes. Los niveles de pendientes predominantes están entre 24° a 45° y raramente mayores. Estos corresponden a zonas de escarpes de falla principalmente, aunque en algunas casos corresponden a zonas de frentes de lava (las pendientes están en grados y se muestran en el recuadro). Siglas como en Figura 2a.

tricas, las orientales (cuenca de México) son más alargadas que las de occidente, integradas a la cuenca de Toluca. En el primer caso, la longitud del piedemonte es de 17 km y se dispone desde los 2,800 hasta los 2,240 m snm. En la vertiente opuesta, su longitud es de 6 km y ocupa las cotas de 2,950 a 2,600 m snm, aproximadamente. Estas diferencias tienen repercusión en la dinámica erosiva de cada flanco, así como en la variedad de las formas de relieve.

En ambos flancos, el piedemonte se reconoce como una superficie inclinada, marginal a la región montañosa (que define su límite superior). Su origen es complejo y está asociado con la alternancia de numerosas etapas volcánico-acumulativas y erosivo-desnudativas; las primeras tienen que ver con la actividad efusiva-explosiva y los productos expulsados. De esta manera, las secuencias exógeno-sedi-

mentarias y su expresión morfológica se interrumpen por series de coladas de lava, flujos piroclásticos (de bloques y ceniza), lahares o por material de caída, dando como resultado lomeríos, superficies mesiformes o en gradería.

El drenaje en el piedemonte presenta los diseños subparalelo y paralelo, en ambos casos son controlados, en mayor o en menor medida, por la morfología (inclinación gradual que se mantiene por largas distancias), la existencia de fallas y fracturas, y el tipo de materiales (detritos). La configuración subparalela está presente en zonas donde eventos volcánico-acumulativos han interrumpido la morfología de la rampa, con la existencia o emplazamiento de depósitos volcánicos más recientes (lavas y piroclastos). Esto hace que el diseño subparalelo se desarrolle al flanquear los obstáculos. Por otro lado, el patrón paralelo es resultado

de un marcado control morfológico y estructural.

Los perfiles transversales de los valles en el piedemonte son en V y en U; los primeros se relacionan con sistemas fluviales subparalelos, localizados en los sectores con mayor altitud del piedemonte, sobre materiales vulcanoclásticos o en cauces donde la trayectoria está definida por una falla; en todos los casos, las laderas de los valles presentan una inclinación superior a los 45° (Figura 2b). Los segundos son característicos de patrones paralelos en donde la dirección rectilínea de los cauces obedece a un control morfológico (inclinación constante de la ladera) y al tipo de materiales (detritos). Los interfluvios asociados presentan una superficie cumbre plana o convexa con amplitud de 40 a 60 m. Las inclinaciones de sus bordes tienden a suavizarse en la medida que se acercan a su nivel base local (Figura 2b).

Considerando las características geológico-volcánicas, estructurales y morfodinámicas, se construyó y analizó un perfil topográfico trazado a lo largo del parteaguas principal de la SC, cuya interpretación indica la existencia de tres grandes bloques (norte, centro y sur) que se definen con el mapa altimétrico (Figura 2a). El límite entre el bloque norte y centro está definido por una amplia zona de falla. En primer lugar, en la parte occidental del área se reconoce a la falla Ixtlahuaca (Ortiz-Pérez y Bocco, 1989) que tiene una orientación E-W, longitud de 30 km y 6 km de ancho y a la cual se asocian una serie de fallas secundarias con arreglos *en échelon* y relevo. En la zona de falla se pueden identificar escarpes, facetas triangulares y bloques escalonados. La prolongación hacia la SC es con la falla Otomí, propuesta en este trabajo, la cual tiene uno de sus mejores afloramientos en el entronque de la autopista México-Lechería con Ixtlahuaca, Edo. de México. En esta región, la falla Otomí presenta una amplia zona de deformación caracterizada por brechas y harina de falla, pone en contacto a rocas volcánicas de edad distinta, y se le estima un desplazamiento vertical mínimo de 100 metros. Se asocian fallas secundarias con un arreglo *en échelon*. Sobre los planos de falla se reconocen indicadores cinemáticos como estructuras sigmoides y estrías, ambas en posición vertical, además de desplazamientos de horizontes guía y basculamiento de los depósitos vulcanoclásticos. Más hacia el oriente, la falla Otomí se releva con la fosa de Barrientos, estructura constituida por un conjunto de fallas normales, orientadas ENE y E-W y con buzamiento al N y S (Mooser, 1992; Flores-Moro, 2006; García-Palomo et al., 2006a).

El límite entre el bloque central y sur es por medio de una zona compleja de fallas con orientación E-W. Hacia la cuenca de Toluca es conocida como fallas Tenango (Mooser y Maldonado-Koerdell, 1961; Bloomfield, 1974; García-Palomo et al., 2000; Norini et al., 2006). Los rasgos morfológicos sobresalientes son: escarpes bien conservados y con facetas triangulares, valles en forma de "V", disposición rectilínea de los escurrimientos, deflexiones en la trayectoria de los cauces, *pressure ridges* y cuencas *sag ponds* (García-Palomo et al., 2000). El sistema Tenango se releva hacia el este con las fallas Xochimilco y Jicomulco

de orientación E-W (Siebe et al., 2004; Colín-Rodríguez, 2006), estas últimas conforman, junto con la falla La Pera (Delgado-Granados, et al., 1995), un pilar propuesto por Siebe et al. (2004) y estudiado a detalle por Colín-Rodríguez (2006), quien lo nombró como pilar de Chichinautzin.

La Figura 3 muestra una serie de perfiles y gráficos que fundamentan la existencia de los tres bloques mencionados. En la Figura 3a están representadas (escala 1:1) las principales estructuras volcánicas y de deformación frágil, que inician en el sur con el volcán Zempoala y terminan en el norte con el volcán Catedral.

La Figura 3b es una sección exagerada verticalmente (3:1), en donde se reconoce un total de tres bloques morfoestructurales, dos de ellos se identifican como pilares (A y B) en medio de ellos existe un bloque hundido que representa la fosa (C). En los extremos del perfil se definen escalones y desniveles importantes asociados a fallas normales que a su vez delimitan los pilares tectónicos. En el mismo perfil se observan cuatro fases de incisión fluvial (I-IV) que responden a las características geológicas, tectónicas y exógenas del territorio; este último aspecto tiene relación con las superficies de nivelación denudativas (aparecen en línea punteada). El territorio afectado por los distintos agentes de modelado (fluviales, gravitacionales, etc.) aparecen sombreados. Por último, los arcos superiores en trazo discontinuo indican la deformación original (Kostenko, 1985).

Los estilos morfoestructurales representan la expresión del relieve y ponen en evidencia movimientos relacionados con su origen: verticales, horizontales o separación del terreno (Figura 3c y 4). A partir de esta caracterización es posible diferenciar las estructuras denudativas de las denudativo-estructurales. En el primer caso, la estructura geológica se expresa con claridad en la superficie terrestre y la transformación exógena no logra enmascararla (sistema lineal de pilar simétrico y basculado; sistema lineal de pilar; sistema alterno de pilares simétricos y fosas asimétricas, y sistema isométrico de bloque). En el segundo caso indica que se ha perdido considerablemente la relación morfológica con las estructuras que las originaron, pero aún conservan su individualidad general (sistema alterno de pilares y fosas con intenso fracturamiento interno y sistema basculado de bloques escalonados) (Hernández-Santana et al., 1994).

La energía del relieve representa la diferencia altitudinal entre la curva de nivel más alta y más baja, medida en un área de 1 km²; este registro se realizó a lo largo de toda la porción cumbre de la SC y a escala 1:50,000, con curvas de nivel a cada 20 metros. Los desniveles que se obtienen (valores altos) tienen relación con la actividad tectónica y con los factores necesarios para generar procesos energéticos, en especial los gravitacionales (Lugo-Hubp, 1991). Los factores que condicionan la diferencia altitudinal son: tipo de roca, la presencia de fallas, la inclinación y geometría del terreno, entre otros.

La Figura 3d muestra los valores de energía del relieve como un indicador del proceso tectónico-erosivo al que el

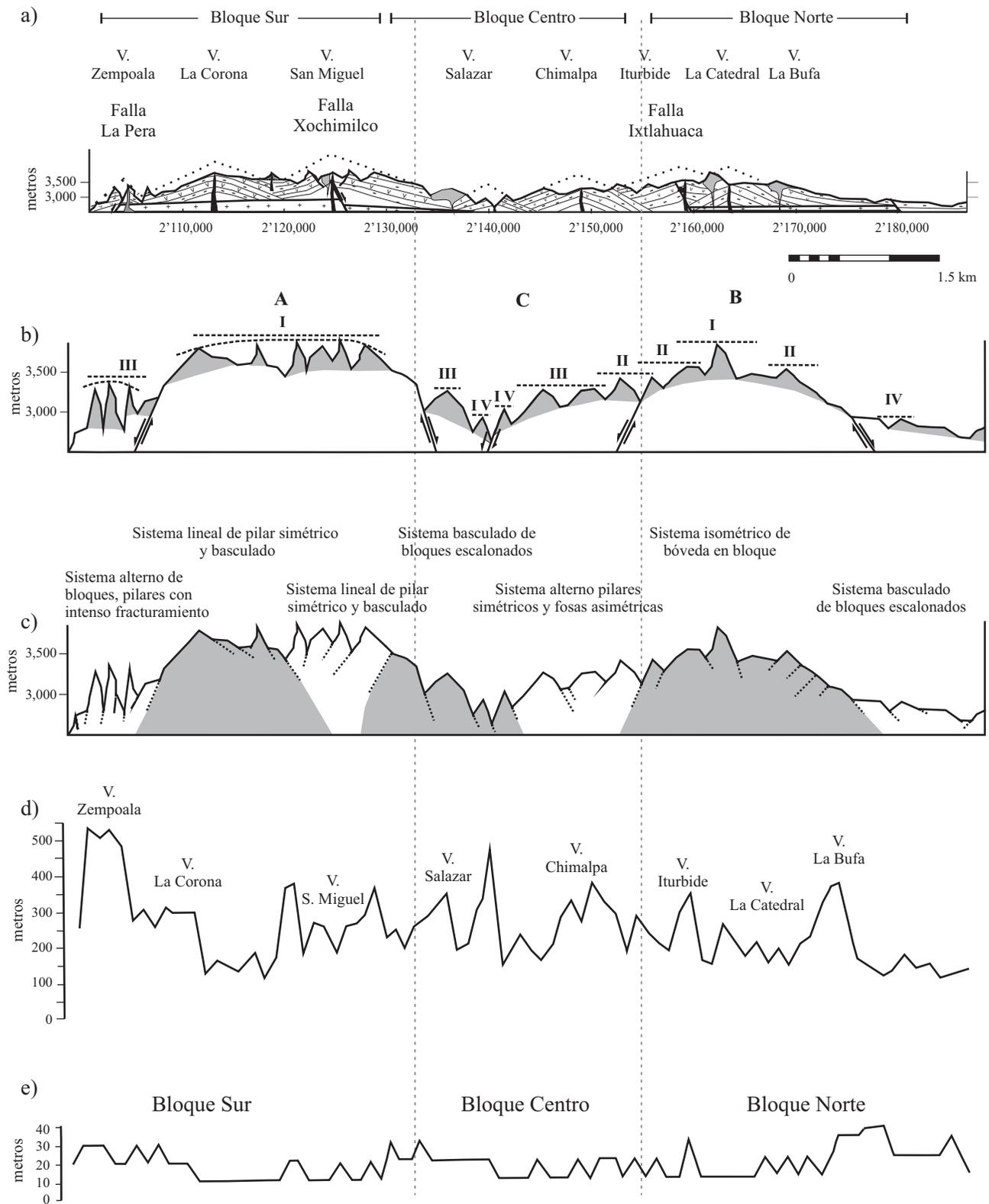


Figura 3. Perfil longitudinal de la Sierra de Las Cruces: a: Perfil geológico sobre las ocho estructuras volcánicas; b: Morfoestructuras, A: bloque sur; C: bloque centro; B: bloque norte. (los números romanos indican las fases de incisión fluvial). c: Estilos estructurales; d: energía del relieve en metros; e: profundidad de la disección en metros (las líneas punteadas verticales indican el límite entre bloques).

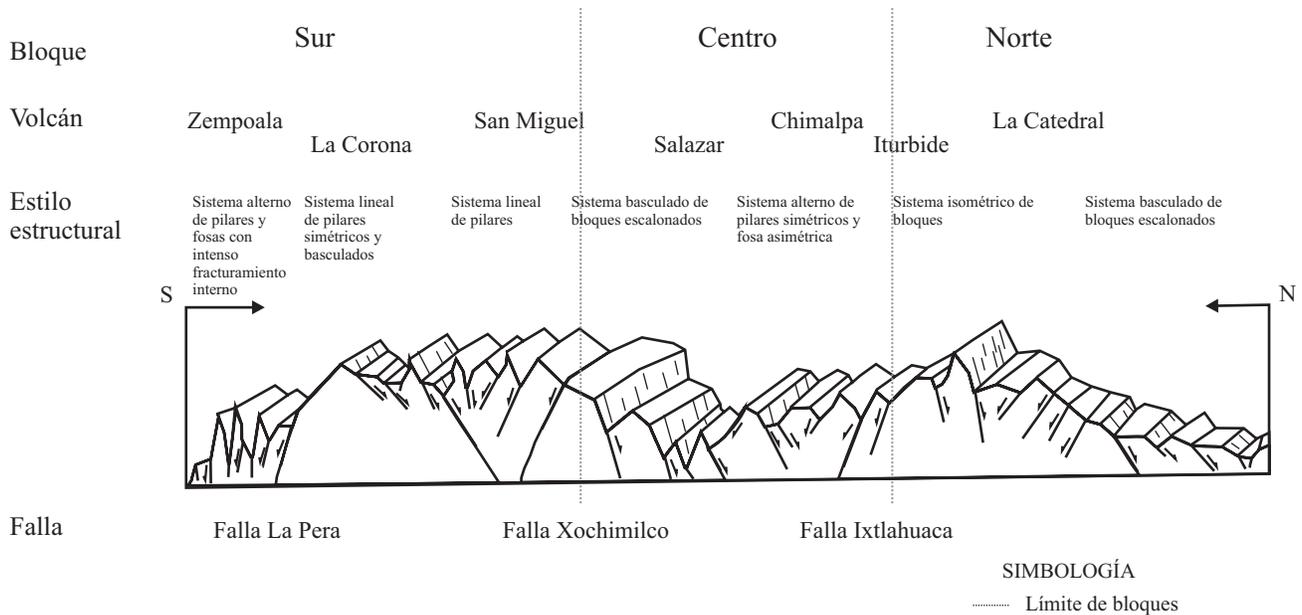


Figura 4. Modelo tridimensional del arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces y distribución de bloques. En cada uno de ellos se identifica el tipo de bloque, su límite estructural (tipo de falla), volcanes y estilo estructural (las líneas punteadas verticales indican el límite entre bloques).

relieve estuvo sujeto. En esta misma Figura se explican las alturas relativas (contrastes) con la existencia de edificios volcánicos: relieve volcánico-acumulativo (Zempoala, 525 m; La Corona, 300 m; San Miguel, 250 m; Salazar 325 m; Chimalpa e Iturbide 300 m y Catedral, 200 m). No obstante, existen sectores donde la diferencia de alturas relativas corresponde a una respuesta tectónica-erosiva. Esta situación se observa al sur del bloque sur (A), donde los valores de energía del relieve son superiores a 500 m; este sector corresponde al sistema de bloques pilar y fosa con intenso fracturamiento interno. El bloque centro (C) es otro ejemplo: mantiene en promedio un desnivel de 300 m y la existencia de dos estilos estructurales. Por último, en el extremo norte del bloque norte (B) el desnivel es de 350 m y se asocia a una falla normal del sistema basculado de bloques escalonados.

La profundidad de la disección valora el trabajo erosivo de los ríos en la vertical, es decir la distancia del *talweg* y la ruptura de pendiente más representativa y próxima a la ladera inferior del valle (Zamorano, 1990; Simonov, 1999). La captura de datos se realizó en áreas de 1 km² y en mapas a escala 1:50,000. Los valores son expresados en metros y los factores que condicionan este proceso son: capacidad erosiva de una corriente de agua (en función de la cantidad de sólidos que acarrea), la existencia de contactos litológicos, fallas, fracturas y movimientos tectónicos (Orlova, 1981; Simonov, 1999).

En la Figura 3e se observa que la profundidad de la disección presenta valores bajos, entre 10 y 20 m de profundidad, incluso en terrenos de montaña donde está justificado el poder erosivo de los escurrimientos. Esta aparente anomalía, tiene que ver con la existencia de ma-

terial permeable: lavas recientes o muy fracturadas que inhiben los escurrimientos, como las que se observan en las inmediaciones de los volcanes la Corona y San Miguel, con valores de profundidad de disección entre 10 y 20 m. En el flanco sur del bloque A, las profundidades de hasta 30 m están asociadas a zonas con fuerte influencia tectónica; una situación similar se presenta en el extremo norte del bloque B, donde la profundidad llega a ser de 40 m.

Bloque norte

El sector norte presenta resaltes topográficos generales por debajo de los 3,600 m y sólo en pequeñas cimas se alcanzan los 3,600 m, como en el Cerro La Paloma (3,720), Las Navajas (3,710), Nepeni (3,770) y Las Cruces (3,660) (Figura 2). Está constituido por los volcanes La Bufa, "Rehilete" (Mooser, 1992), Iturbide y La Catedral, que en conjunto con otras estructuras presentan una orientación N40°W. En imágenes de satélite y fotografías aéreas se logra identificar importantes colapsos de los edificios volcánicos hacia el SE y una alineación de domos al NW. El emplazamiento de abanicos piroclásticos y lahares varía ampliamente, pero presentan su distribución hacia el NE y E, donde están influenciados de manera importante por estructuras volcánicas antiguas, así como por un control estructural como la caldera de Atizapan (Mooser, 1992), la Sierra de La Muerta (Jacobo-Albarrán, 1985), Sierra de Guadalupe (García-Palomo et al., 2006b; Servicio Geológico Metropolitano, 2005; Fosa Tula-Mixhuca (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; García-Palomo y Guerrero-Orozco, 2006).

Por otro lado, el comportamiento estructural y litológico ha generado el desarrollo de diversos patrones de drenaje en esta región. Las principales redes tienen longitudes desde 20 hasta 40 kilómetros y cabeceras extensas que alcanzan las cimas de la sierra, algunos ejemplos son los ríos: Los Sabios, San Jerónimo, La Ladera, San Pedro y La Bufo. Este drenaje está ampliamente desarrollado y forma ramales de cauces con longitudes de 0.5 a 3 km, de tercer y cuarto orden, de régimen perenne e intermitente. En este bloque se reconocen cinco subzonas definidas por los siguientes patrones de drenaje.

Subzona NI. Comprende la porción este del bloque y está constituida por rocas piroclásticas y vulcanoclásticas, reconocidas en el presente trabajo como provenientes del volcán Iturbide. Se caracteriza por una alta concentración de drenaje, de textura fina y un patrón de drenaje que varía de dendrítico, enrejado hasta recto. Generalmente sigue la dirección de la pendiente regional, la cual varía de 12° a 24° , pero con anomalías debido a la presencia de la caldera de Atizapán (Figura 1), que es una estructura colapsada y cortada por fallas NW-SE. El diagrama de rosas obtenido en la medición de las corrientes indica una tendencia predominante $N30^\circ E$ y de manera subordinada $N30^\circ W$ y E-W (Figura 5). Estas tendencias son similares a fallas con la misma dirección medidas en la región, por lo que se define un fuerte control estructural del drenaje.

Subzona NII. Se encuentra en la parte centro y norte del bloque, en donde afloran derrames de lava y rocas piroclásticas del Volcán La Catedral. La concentración de drenaje es alta y de textura fina, con patrones de drenaje dendrítico, recto y angular principalmente; las longitudes de las corrientes de orden superior son largas, hasta de varios kilómetros. En general, las corrientes siguen la pendiente del terreno, que tiene valores entre 12° a 24° y 30° a 45° , pero existen varias zonas con drenaje anómalo debidas a la intersección de fallas y fracturas y a la presencia de estructura volcánicas que sirven como contrafuerte y desvían las corrientes, como la Sierra de la Muerta y la zona de fallas La Catedral (Figura 5). La dirección predominante es $N40^\circ E$ y de manera subordinada $N40^\circ W$.

Subzona NIII. En esta subzona se encuentra emplazado el domo La Bufo, así como un amplio abanico de productos piroclásticos provenientes de dicha estructura. Se caracteriza por una alta concentración de drenaje, pero de textura menos fina que las dos anteriores; existe más espaciamiento entre las corrientes, indicando posiblemente rocas con mayor permeabilidad. El drenaje es dendrítico, paralelo y recto, con grandes longitudes que siguen direcciones preferenciales NE-SW durante largos trayectos, lo que indica un control por fallas o fracturas en la región, aunado a la pendiente que varía de 12° a 24° y de 30° a 45° .

Subzona NIV. Esta subzona tiene características similares a la anterior, aunque se diferencia ligeramente por la dirección de la corriente y por presentar un patrón más dendrítico, con tendencia predominante de $N30^\circ E$.

Subzona NV. Se encuentra en la ladera oeste del vol-

cán La Bufo, donde fueron emplazados amplios abanicos de flujos de detritos y de bloques y cenizas, los cuales fueron reconocidos en imágenes de satélite y fotografías aéreas y comprobados durante el trabajo de campo. La concentración de drenaje es moderada y de textura media. El patrón de drenaje es subdendrítico, asimétrico y curvo en algunas regiones, con longitudes moderadas. El drenaje sigue la pendiente, que varía de 30° a 45° , pero con anomalías debido a la presencia de fallas. El patrón de drenaje presenta dos direcciones preferenciales $N80^\circ E$ y $N80^\circ W$. El límite entre el bloque norte y el centro es un complejo arreglo de fallas E-W, constituido por las fallas Ixtlahuaca, Otomí y la fosa de Barrientos.

Bloque centro

El bloque central está comprendido por dos regiones altimétricas. El extremo sur, constituido por las cimas más altas de la SC, las cuales están por encima de los 3,600 m, dentro de las que destacan el Muñeco (3,870 m) y el Gavilán (3,780 m), con una orientación principal $N15^\circ W$. El extremo norte está delimitado por el cerro El Gavilán, límite en que comienza a descender la altura de los 3,780 a los 3,400 m, hasta El Coyote (3,520 m), lugar donde nuevamente se tiene un ascenso en el relieve. Las cimas en este extremo no sobrepasan los 3,300 m y su orientación en la porción meridional es NW, mientras que las de la otra porción presentan una orientación E-W. En general, el bloque muestra un hundimiento importante con respecto a los bloques norte y sur. La porción central la integran los volcanes Chimalpa, Salazar y parte del complejo San Miguel (Mooser *et al.*, 1974; Romero-Terán, 2001), con importantes construcciones de domos alineados N-S y NE. La máxima distribución de sus productos piroclásticos es hacia el NE.

El bloque centro presenta una alta densidad de corriente, cuya red de drenaje parece estar controlada por la fallas o fracturas debido a que tiene longitudes que van de los 5 a 20 km, con ramales cortos de segundo orden. En este bloque se reconocieron tres subzonas, las cuales están caracterizadas por los siguientes patrones de drenaje (Figura 5):

Subzona CI. Se localiza en la parte sur de los volcanes Catedral e Iturbide, caracterizados por la presencia de rocas piroclásticas y lahares. Presenta un drenaje moderado con textura media y patrones de drenaje que varían de dendrítico, dendrítico asimétrico y paralelo, con trayectorias largas de las corrientes de orden superior; también se caracteriza por tener trayectorias curvadas y rectas. Estas variaciones del drenaje se consideran anómalas y responden a dos características de la zona, como son la variedad de rocas que afloran en la región, y la presencia de fallas y fracturas que generan basculamientos y por consecuencia variación de la pendiente, provocando cambios abruptos en la dirección y patrón de las corrientes. Un claro ejemplo se presenta en la porción oriental de la ciudad de Ixtlahuaca, donde el drenaje presentaba una dirección hacia el oeste y debido al

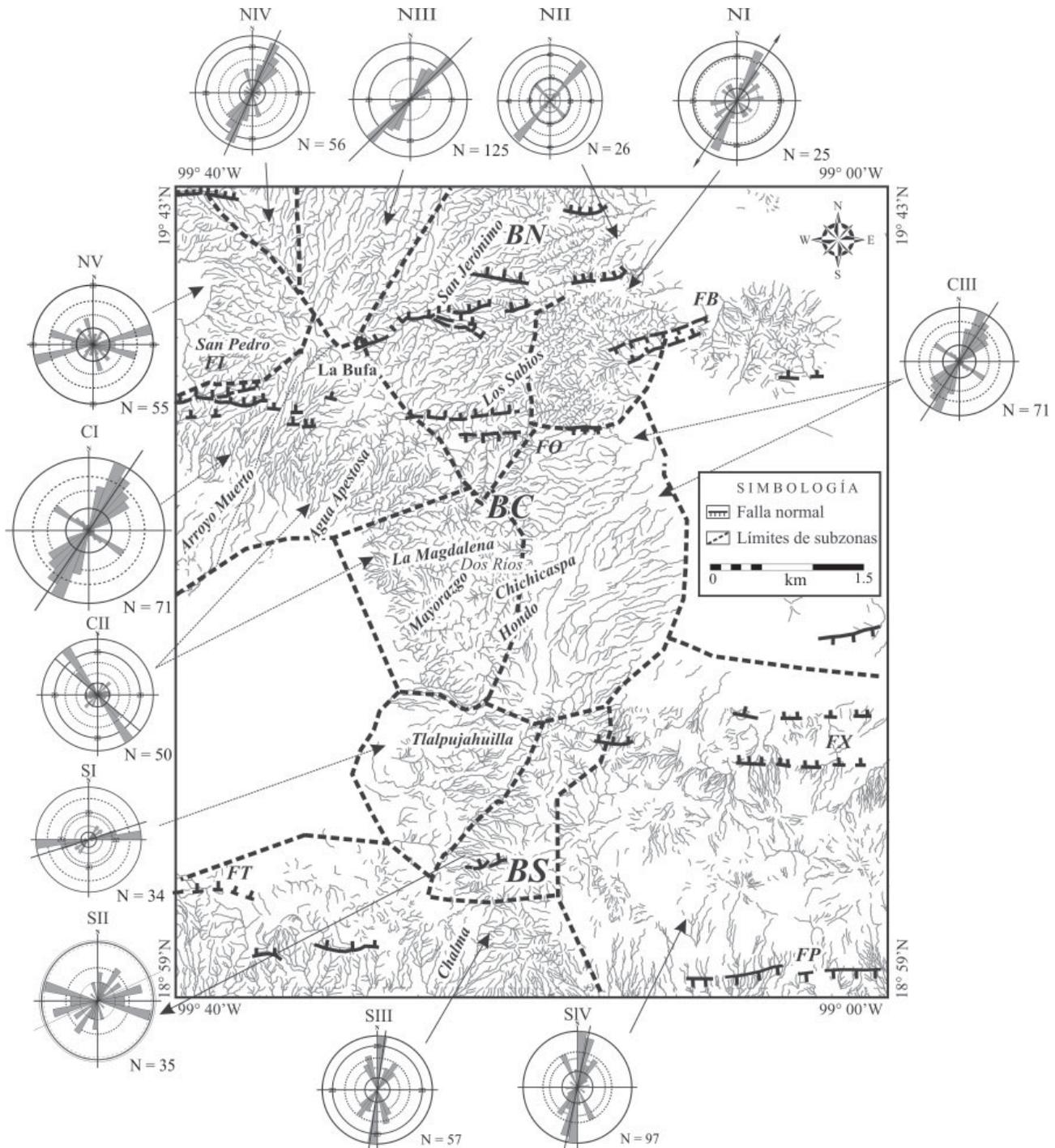


Figura 5. Mapa de los principales patrones de drenaje y subzonas; los diagramas de rosas muestran las tendencias de las principales corrientes, siendo consistentes con las tres direcciones N-S, NE-SW y E-W. También se muestran algunas zonas anómalas del drenaje que tienen un fuerte control estructural. Las siglas son iguales a las usadas en Figura 2.

basculamiento hacia el sur originado por la falla Ixtlahuaca, la dirección del curso del drenaje cambió en ese mismo sentido, formando un drenaje curvado (Figura 5).

Por otro lado, la dirección preferencial del drenaje en la subzona C1 tiene direcciones preferenciales entre N10°E a N20°E y de manera subordinada de N30°E a N40°E, trayec-

toria muy similar a la observada en la zona NIII. Entre ambas zonas se forman tributarios principales de aproximadamente 45 km de longitud, por lo que se considera que entre ambas existe una amplia zona de fallamiento con dirección NE-SW, la cual denominamos aquí como la zona de fallas La Catedral. La presencia de esta zona de fallas es corroborada

en campo, donde se tienen amplias zonas de deformación; por ejemplo, sobre la carretera a Juiquipilco en la región de Las Palomas, al oeste del Volcán La Catedral, sobre flujos de bloques y cenizas se reconocieron indicadores cinemáticos como: estructuras sigmoides de diferentes tamaños en arreglo anastomosado generalmente en posición vertical, estrías con un *pitch* vertical y estructuras de *Riedel* asociadas a los planos de falla. Todos estos elementos indican una zona de fallas normales.

Subzona CII. Esta región engloba a la parte principal y laderas occidentales de los volcanes Salazar y Chimalpa. Se caracteriza por una densidad de drenaje moderada, de textura media y con patrones de drenaje radial, angular enrejado y dendrítico. Esta variación obedece a las diferentes litologías como flujos de lava y piroclásticos, así como a la presencia de estructuras volcánicas menores y fallas. La tendencia principal obtenida en el diagrama de rosas es N40°W y en menor proporción, E-W y NE-SW.

Subzona CIII. Se encuentra en las laderas orientales de los volcanes Chimalpa y Salazar, donde afloran abanicos de gran espesor formados por flujos de detritos y de lodo, principalmente, y en menor cantidad flujos de pómez y bloques y cenizas. El drenaje es poco denso, muy espaciado y de textura gruesa, con trayectorias largas y curvadas en dirección NE. Existen anomalías en el drenaje debido al control estructural de las fallas NE-SW, como las de Satélite, Hipódromo, Río Hondo y Contreras, entre otras (Mooser, 1975; de Cserna *et al.*, 1988).

Bloque sur

La Sierra de Las Cruces en su porción sur está caracterizada altimétricamente por las cimas de los volcanes La Corona (3,720 m) y Zempoala (3,780 m), cuyos picos presentan una alineación N-S y están separados por pequeñas depresiones con desniveles menores a los 200 m (Figura 2). Geológicamente está constituida por los volcanes La Corona, Zempoala (Fries, 1960) y el complejo volcánico San Miguel (Mooser *et al.*, 1974; Romero-Terán, 2001), orientados en un eje N-S y caracterizados por colapsos de gran extensión dirigidos hacia el sur (Macías, 2006).

La disposición de las estructuras volcánicas determina un patrón de drenaje radial centrífugo, con longitudes cortas de 2 a 3 km y con ramales de primer orden, aunque también se desarrollan patrones debido a la influencia tectónica, como el de tipo angular que se observa en los ríos Chalma y Tlalpujahuilla y el de tipo paralelo con orientación E-W. En este bloque se reconocieron principalmente cuatro subzonas, con características de drenaje muy diferente (Figura 5), estas son:

Subzona SI. Se localiza en el extremo occidental del volcán San Miguel, donde aflora parte de la estructura principal del volcán San Miguel (Romero-Terán, 2001), y está caracterizada por domos, derrames de lava, conos de escoria y derrames de lava del campo volcánico de Chichinautzin.

La textura del drenaje es gruesa, espaciada y se caracteriza por un patrón de drenaje dendrítico, principalmente, y lijeramente angular. La dirección de las corrientes muestra una tendencia E-W.

Subzona SII. En esta subzona se encuentra parte de la estructura del volcán San Miguel y el volcán La Corona. Tiene mayor densidad de drenaje y éste es menos espaciado, con predominio de los patrones dendrítico y radial. La direcciones obtenidas fueron E-W, NE-SW y N-S.

Subzona SIII. Existe un gran variedad de patrones de drenaje en esta región debido a dos razones principales: el afloramiento de una gran variedad de rocas (García-Palomo *et al.*, 2000) y la presencia de bloques delimitados por fallas con dirección E-W y basculamiento hacia el sur. En la región donde afloran derrames de lava jóvenes del campo volcánico de Chichinautzin, el drenaje no está integrado, es corto y de textura gruesa, mientras que en regiones donde afloran rocas volcánicas miocénicas (García-Palomo *et al.*, 2000), el patrón de drenaje varía de dendrítico y paralelo a radial, con una textura gruesa y más integrada. La dirección preferencial obtenida es N-S, debido al basculamiento de los bloques, delimitados por las fallas E-W.

Subzona SIV. Este bloque no presenta un drenaje integrado, ya que generalmente es de trayectoria corta debido a que las rocas que afloran son predominantemente derrames de basalto altamente permeables, pertenecientes al campo volcánico de Chichinautzin; en la región donde se encuentran los conos de escoria llegan a presentarse patrones de drenaje subparalelo y asimétrico. Las corrientes tienen una dirección predominantemente N-S y están controladas por el pilar de Chichinautzin, con orientación E-W y delimitado por las fallas Xochimilco y La Pera. Este bloque es asimétrico y está basculado hacia el sur, debido a que el drenaje y los derrames de lava emplazados sobre este pilar tienen trayectorias más largas hacia la parte sur que hacia la porción norte.

El análisis del drenaje y las direcciones que presenta indica que las tendencias principales en las tres zonas es compatible con las direcciones de fallas N-S, NE-SW y E-W, por lo tanto tiene un fuerte control estructural (Figura 5). Resultados similares fueron obtenidos para la parte norte de la Sierra de Las Cruces (Ortiz-Pérez y Bocco, 1989).

Análisis del mapa de morfolineamientos

Para la identificación de los morfolineamientos se utilizaron fotografías aéreas, filtrajes direccionales en imágenes de satélite y diferentes modelos de relieve iluminados con diferente trayectoria para resaltar los morfolineamientos perpendiculares a dicha dirección de iluminación. Además se utilizaron criterios geomorfológicos, como redes lineares del drenaje, escarpes rectos, contraste en tonalidades, alineación de estructuras volcánicas, acantilados, cambios de pendientes, taludes y variaciones altimétricas. De este análisis se reconocieron un total de 972 morfolineamientos.

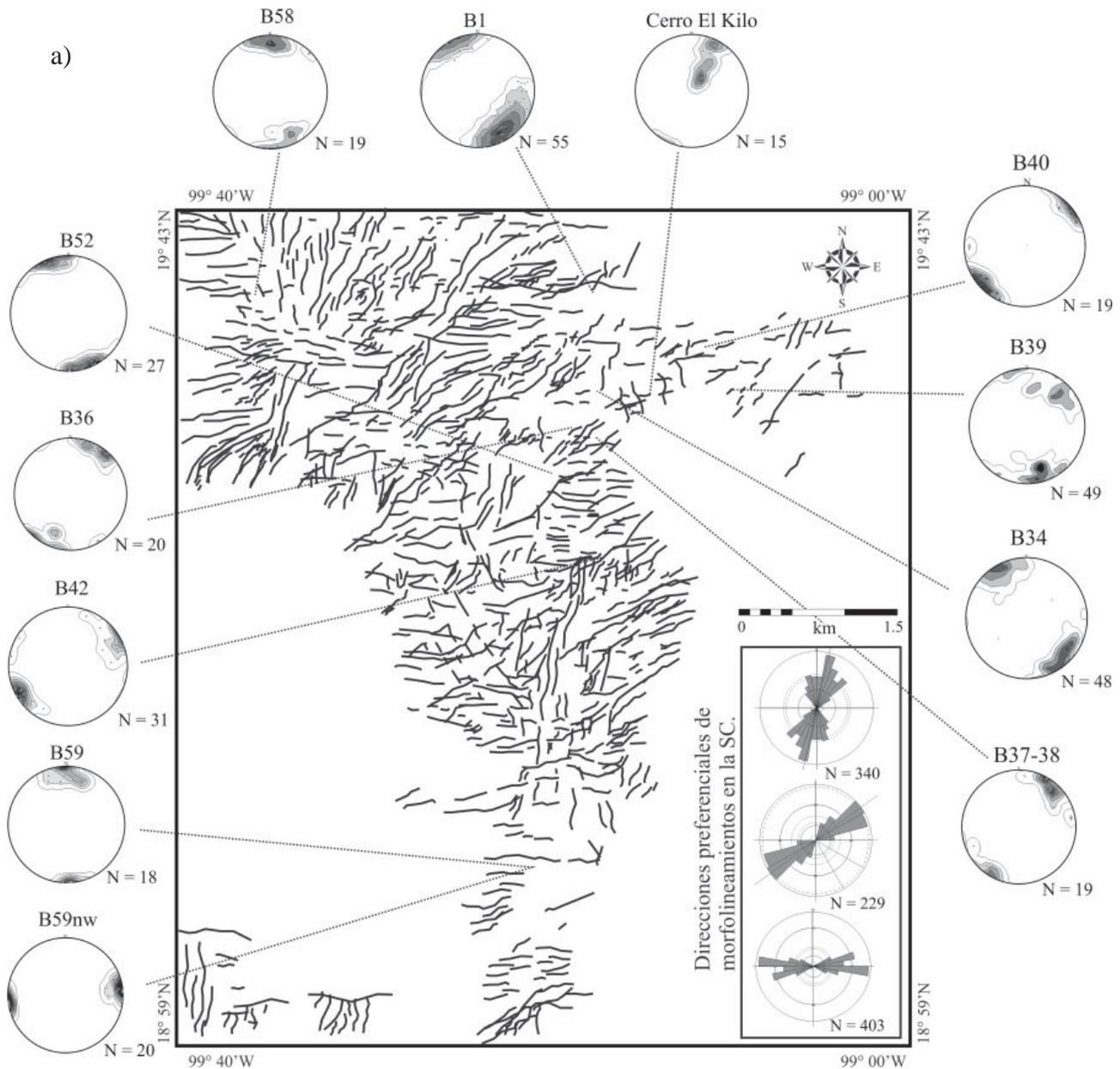


Figura 6. a: Mapa de morfolineamientos de la SC, en el recuadro se muestran las tres orientaciones preferenciales N-S, NE-SW, y E-W para toda la sierra. Análisis de fallas y fracturas medidas en campo y analizadas en diagramas de contornos (rejilla de Schmidt proyectadas en el hemisferio inferior).

Éstos se analizaron en diagramas de rosas, a partir de lo cual se lograron identificar tres orientaciones principales: N-S, NE-SW y E-W, mostradas en el recuadro de la Figura 6a, las cuales posteriormente fueron corroboradas en trabajo de campo (Figura 6 a, Tabla 1).

La orientación N-S varía entre los N15° W a N20° E y representa el 35% del total de morfolineamientos, sin embargo, es importante resaltar que las tendencias N20°E, corresponden con estructuras secundarias asociadas a los morfolineamientos principales; el sistema NE-SW varía entre los N45° E a N65° E y abarca un 24%; y por último la orientación E-W, que se encuentran entre N75° E a S80° W, con un 41% del total. Del mapa de morfolineamientos

se desprende que los tres sistemas de morfolineamientos (N-S, NE-SW y E-W) están presentes tanto en el bloque norte como en el centro, mientras que en el bloque sur son predominantes los morfolineamientos con dirección E-W (Figura 6a, recuadro). Por otro lado, se realizó un inventario de los morfolineamientos que sirvió como base para generar el “mapa de densidad”, el cual muestra la longitud de morfolineamientos que existen por unidad de área (Figura 6b). Se obtuvieron los valores y se establecieron ocho rangos para la densidad de morfolineamientos, los cuales son (en km/25km²): 0–3; 3–9; 9–14; 14–20; 20–26; 26–32; 32–38 >38. En la Figura 6b se muestra que la mayor densidad de morfolineamientos corresponde con el bloque norte, donde

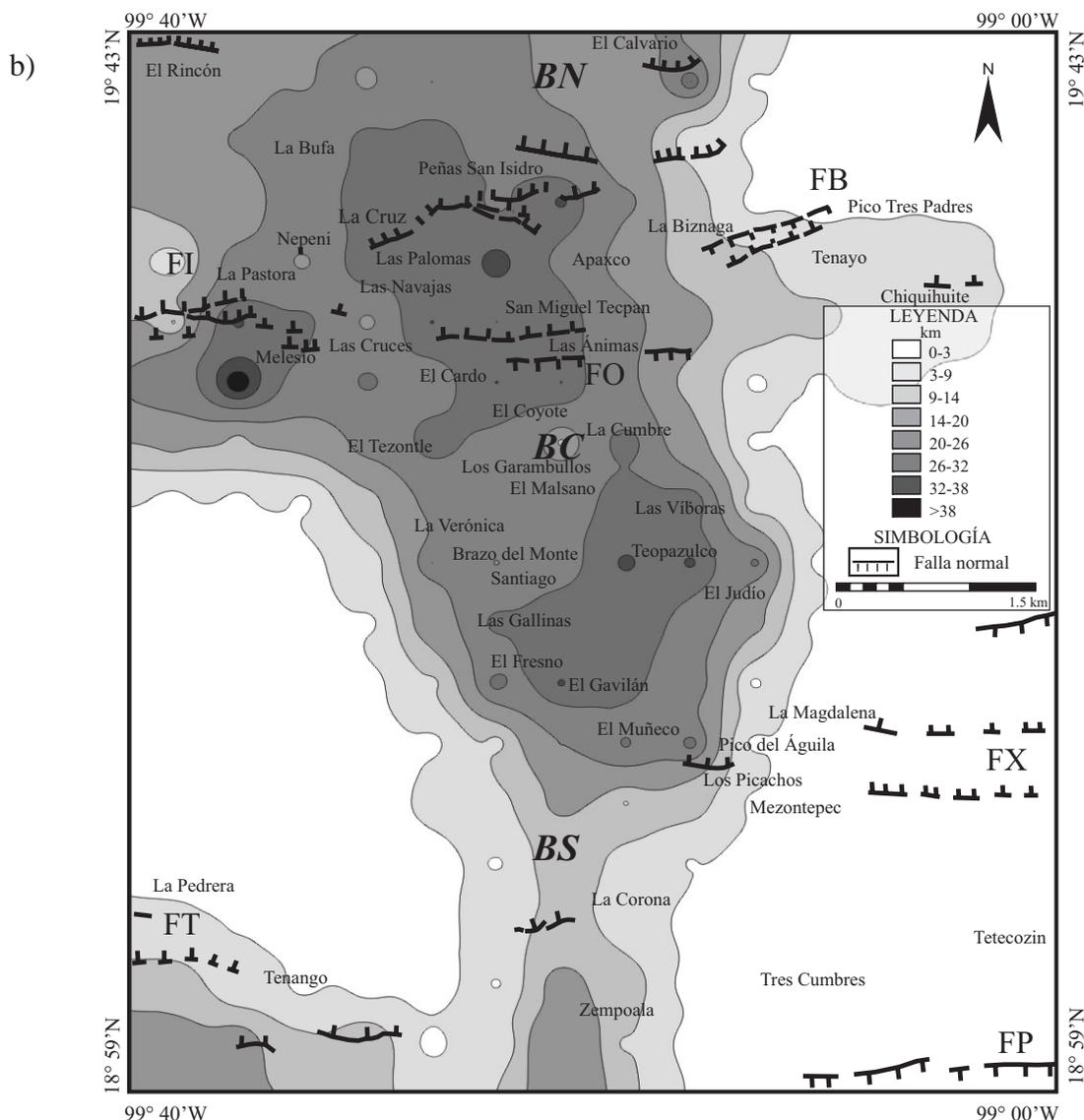


Figura 6 (cont.). b: Mapa de densidad de morfolineamientos (el recuadro muestra los valores para cada zona sombreada). Es claro una mayor concentración de fallas y fracturas en el bloque norte, menor hacia el bloque centro y disminuye notablemente hacia el bloque sur. Las siglas son iguales a las usadas en la Figura 2.

se alcanzan valores con más de 38 km/25 km² debido a que se encuentran los tres principales sistemas de morfolineamientos; le sigue el bloque centro que alcanza valores promedio de 26 a 32 km/25 km² y por último el bloque sur, donde se presentan los valores más bajos con promedios entre 14 y 20 km/25 km² y en el cual predominan los morfolineamientos E-W (Figura 6b).

LAS ZONAS DE FALLAS EN LA SC

De acuerdo con la integración de la información se tiene que a la SC la caracterizan tres sistemas de fallas que son N-S, NE-SW y E-W. A continuación se dan algunas de las características generales.

El sistema N-S es el más antiguo y ha sido reactivado en diferentes tiempos, ya que se han determinado periodos de actividad durante el Eoceno tardío (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), reactivación y emplazamiento de la Sierra de Las Cruces durante el Plioceno, y posterior reactivación y afectación de la misma SC durante el Pleistoceno tardío, ya que las fallas cortan a flujos de bloques y cenizas con edades de 600000, 430000, y 270000 años (Mooser, 1975). La zona de fallas N-S en la SC presenta en general arreglos *en échelon* y ligeramente anastomosados. El análisis efectuado en el diagrama de rosas del conjunto indica rumbos que varían entre N15°W a N 20°E (Figura 6a, recuadro).

Otras características que permiten definir la presencia de este elemento estructural reactivado son: la alineación

Tabla 1. Localización de las fallas medidas en campo.

Clave	Latitud N	Longitud W	Tipo de Falla	Rumbo Predominante
B1	19°35'59.91"	99°11'47.62"	Normal	NE-SW
B34	19°34'42.58"	99°16'14.53"	Normal	NE-SW
B36	19°34'13.56"	99°16'14.00"	Normal	NW-SE
B37/38	19°32'56.02"	99°16'40.36"	Normal	NW-SE
B39	19°29'18.95"	99°18'40.75"	Normal	E-W
B40	19°32'38.91"	99°16'19.54"	Normal	NW-SE
B42	19°21'12.04"	99°16'09.65"	Normal	NW-SE
B52	19°45'50.72"	99°21'25.99"	Normal	E-W
B58	19°39'42.6"	99°38'3"	Normal	E-W
B59	19°06'53.15"	99°20'05.07"	Normal	E-W
B59NW	19°06'53.15"	99°20'05.07"	Normal	N-S
C. El Kilo	19°34'28.84"	99°12'21.38"	Normal	E-W

local de estructuras volcánicas en dirección N-S, como los domos localizados en el volcán San Miguel (Romero-Terán, 2001); la alineación en general de la sierra volcánica de Las Cruces; la mayor longitud de los abanicos piroclásticos hacia la cuenca de México que hacia la cuenca de Toluca debido al control y presencia de la fosa Tula-Mixhuca, localizada al este de la Sierra de Las Cruces (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; García-Palomo y Guerrero-Orozco, 2006); la afectación de rocas volcánicas del Pleistoceno, como es el caso de los flujos piroclásticos de la región de Los Cipreses, donde existen estructuras sigmoidales y estrías con escalones incongruentes en posición vertical que indican una actividad normal; estructuras volcánicas afalladas como es el caso de la caldera de Atizapán, la cual es cortada por la falla del mismo nombre (Mooser, 1992; Flores-Moro, 2006) (Figura 7a); desnivel de calizas en los pozos profundos de PEMEX (Petróleos Mexicanos); anomalías gravimétricas; sismos (Pérez-Cruz, 1988; CIGSA, 2000); zonas de hundimiento; abundante fracturamiento; control de cuerpos de agua; control del vulcanismo; indicadores cinemáticos; y amplias zonas de brecha de falla (Servicio Geológico Metropolitano, 2005).

Una de las fallas importantes que pertenecen a este sistema es la denominada falla Tula-Mixhuca (Mooser, 1992; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; García-Palomo y Guerrero-Orozco, 2006) (Figura 8a). Esta es una amplia zona de deformación con dirección N-S a NNW-SSE localizada entre la ciudad de Tula, Estado de Hidalgo, y la porción sur de la cuenca de México, con una longitud aproximada de 80 km y un ancho de 30 km. Se define de acuerdo con la presencia, sobre los planos de falla, de brechas de hasta 3 metros de espesor, harina de falla, estrías verticales con escalones incongruentes en forma de media luna y estructuras RM (Petit, 1987), estructuras sigmoidales de diferente tamaño, separación de horizontes guía, truncamiento y alineación de estructuras volcánicas, basculamiento de capas y fuerte fracturamiento.

Otras fallas reconocidas dentro de este sistema son

las denominadas fallas Ayotuzco (Romero-Terán, 2001), que consisten en una serie de fallas NNW-SSE que buzanan hacia el SW y están basculadas hacia el NE; estas estructuras conforman una semifosa dentro de la Sierra de Las Cruces (Figura 8a).

La zona de fallas NE-SW es el segundo sistema de fallas que caracteriza a la Sierra de Las Cruces y pertenece a la zona de cizallamiento Tenochtitlan (de Cserna *et al.*, 1988), que se localiza entre Petatlán, Guerrero, y la porción norte de la cuenca de México. Se trata de una estructura reactivada para la cual se ha documentado que actuó como un sistema de fallas laterales izquierdas durante el Mioceno tardío en la región de Apan, Estado de Hidalgo (García-Palomo, 2002), y posteriormente como fallas normales durante el Pleistoceno, y que han controlado el vulcanismo y deformación desde las inmediaciones de Toluca (García-Palomo *et al.*, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2006b; Blatter y Carmichael, 1998) hasta la región de Apan (Ledezma-Guerrero, 1987; García-Palomo, 2002).

En la Sierra de Las Cruces este sistema de fallas presenta un rumbo general entre N45°E a N 65°E, y también son definidas tendencias N20°E con un arreglo geométrico paralelo y anastomosado. Dentro de este sistema se reconocen varias zonas de fallas importantes, como la que se localiza en la parte norte de la SC y se denomina zona de fallas de La Catedral, propuesta en este trabajo, la cual define zonas de más de 40 km de longitud, con dirección NNE-SSW y buzamiento hacia el NW, escalonándose en esa misma dirección y formando una geometría de semifosa. Estas fallas cortan a flujos piroclásticos provenientes del volcán La Catedral con una edad de 3.71 ± 0.40 y 2.7 Ma (Osete *et al.*, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2006a). También se reconoce la zona de fallas de la Sierra de Guadalupe y Barrientos, que corta a rocas miocénicas (14 y 16 Ma) y del Plioceno (Lozano-Barraza, 1968; Jacobo-Albarrán, 1985), las cuales conforman la fosa de Cuauhtepic; y San Martín Obispo, formando en esta última una geometría de falla lítrica (García-Palomo *et al.*, 2005) (Figura 7b).

La fosa de las Lomas (Mooser, 1992) es una estructura que se localiza en la parte central de la Sierra de Las Cruces, tiene un rumbo general de N53°E y está delimitada por la falla Satélite y la falla Contreras, que buzanan al SE y NE, respectivamente. Esta fosa es una de las causantes del hundimiento regional del bloque central de la Sierra de Las Cruces.

La fosa de Cuernavaca (Macías, 2006) es una estructura de 45 km de largo y 25 de ancho, con un rumbo general NE-SW. Estructuralmente está delimitada por la falla Malinalco y la falla de Cañon de Lobos al oeste y este, respectivamente. Sobre ella se han emplazado grandes volúmenes de productos volcánicos y volcanoclásticos provenientes del volcán Zempoala y de los conos de escoria del campo volcánico de Chichinautzin.

El tercer y último sistema reconocido dentro de la SC es el sistema activo de fallas E-W, el cual está regionalmente asociado a la zona de fallas Chapala-Tula (Johnson

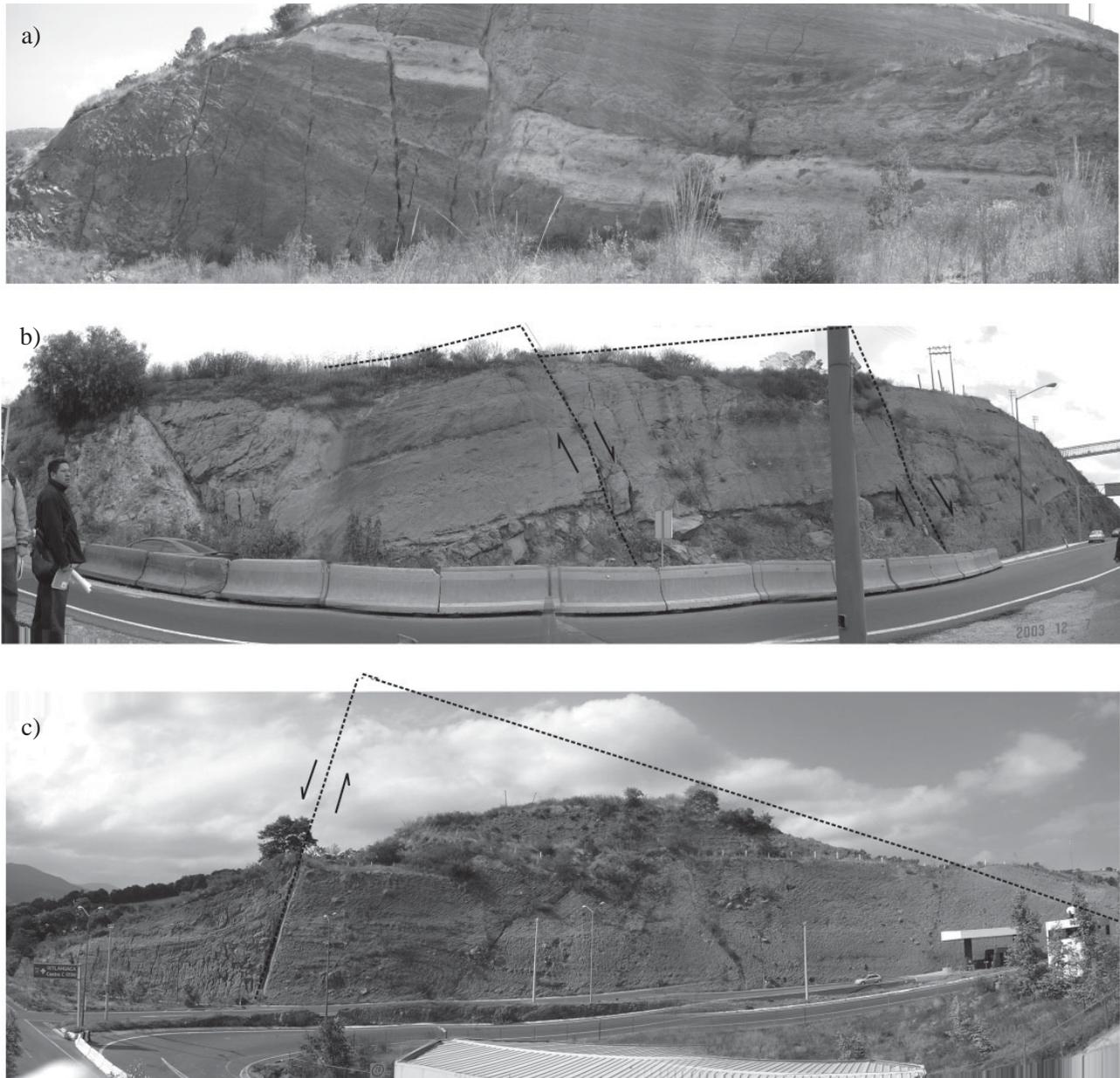


Figura 7. a) Falla Atizapán de rumbo NW-SE que afecta a derrames de lava y productos piroclásticos de la caldera del mismo nombre; se observa escalonamiento y ligero basculamiento del horizonte blanco. b) Fallas San Martín Obispo de orientación NE-SW que afectan a depósitos de avalanchas de escombros y secuencias de flujos de lodo; es un sistema de fallas normales con geometría lítrica, anticlinal *rollover* y colapso de cresta de charnela, así como rotación de bloques y fallas inversas por efectos de rotación. c) Falla Otomí de rumbo E-W que pone en contacto flujos de lodo con flujos de detritos. Sobre el flujo de lodos se define un gancho de falla que define una cinemática normal. En ambos lados de la falla los depósitos tienen diferente buzamiento, que indican un basculamiento de 15° del bloque del piso.

y Harrison, 1990) o sistema de fallas de Acambay-Morelia (Suter *et al.*, 1991). Esta zona de fallas se caracteriza por la presencia de fosas tectónicas delimitadas por pilares, las cuales son conocidas como: la fosa de Chapala, Cuitzeo, Acambay (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990), Barrientos (Mooser, 1992; Flores-Moro, 2006), Tláhuac-Tulyehualco (Magaña, 2003; Colín-Rodríguez, 2006) y Aljibes (Suter *et al.*, 1995).

Los elementos que constituyen el sistema de fallas E-W en la SC se caracterizan por tener longitudes cortas,

con arreglos paralelos y *en échelon* (Figura 6a) y conforman varias estructuras importantes entre las que sobresalen la falla Ixtlahuaca. Esta falla tiene 30 km de longitud y 6 km de ancho, está constituida por una serie de estructuras lineales orientadas E-W. En general, la falla en planta es cóncava hacia el norte, en la misma dirección del buzamiento. Es muy característica la presencia de facetas triangulares y bloques escalonados.

El sistema de fallas Tenango se caracteriza por una serie de fallas escalonadas que forman a la semifosa de Toluca

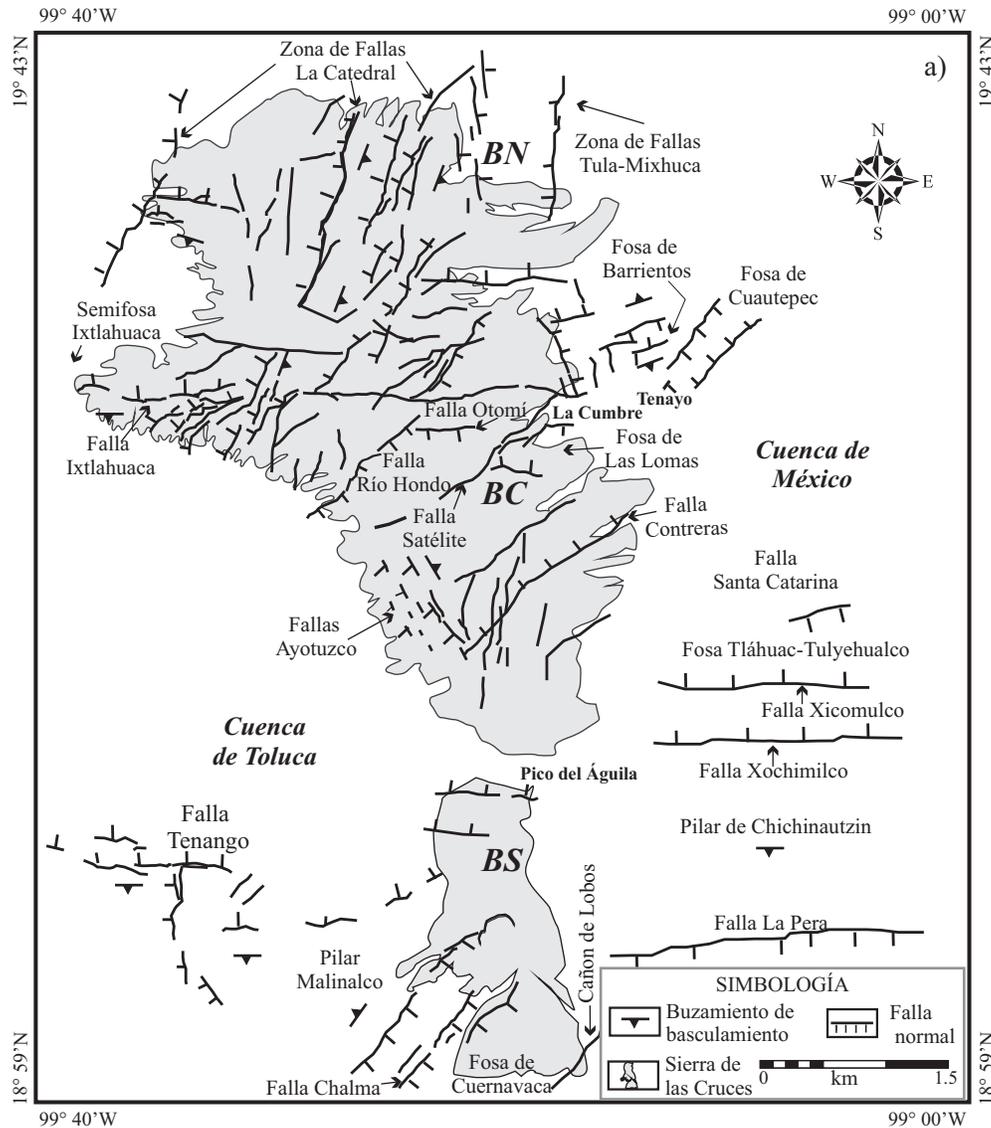


Figura 8. a: Fallas principales dentro de la Sierra de Las Cruces. Las siglas son iguales a las usadas en la Figura 2.

o del Alto Lerma. Tienen una dirección predominante E-W, con buzamiento hacia el norte y basculamiento hacia el sur. Son curvas, discontinuas y con arreglo *en échelon* derecho (Mooser y Maldonado-Koerdell, 1961; Bloomfield, 1974; García-Palomo et al., 2000; Norini et al., 2006). El pilar de Chichinautzin (Siebe et al. 2004; Colín-Rodríguez, 2006) es un alto topográfico delimitado al norte por la semifosa de Tláhuac-Tulyehualco (Campos-Enríquez et al., 1997; Montiel-Rosado, 1989; Magaña, 2003; Colín-Rodríguez, 2006) y al sur por la falla La Pera (Delgado-Granados et al., 1995).

La falla Otomí, propuesta en este trabajo (Figura 7c), es una falla normal con un desplazamiento vertical mínimo estimado de 100 metros; presenta un arreglo *en échelon* de fallas normales con buzamiento hacia el sur y bascula a depósitos vulcanoclásticos (Figura 7c).

La fosa de Barrientos está delimitada al norte por el

pilar de Chilpan, que a su vez es delimitado por las fallas de Chilpan y La Quebrada que buzaban hacia el sur, mientras que al sur lo delimita el Pilar de Tlayacampa, definido por las fallas Tlayacampa y Buenavista que buzaban hacia el norte (Flores-Moro, 2006). En general, la estructura tienen una dirección E-W y afecta a rocas del Mioceno y Pleistoceno (Flores-Moro, 2006) (Figura 8a).

DISCUSIÓN

La morfoestructura de la Sierra de Las Cruces es compleja. En primer lugar, su división en tres bloques principales se hace patente debido a las diferencias en altitud, pendientes, densidad de fracturamiento, patrones de drenaje, energía del relieve, profundidad de disección y orientación, aunado al complejo arreglo de fallas que la afectan. Las

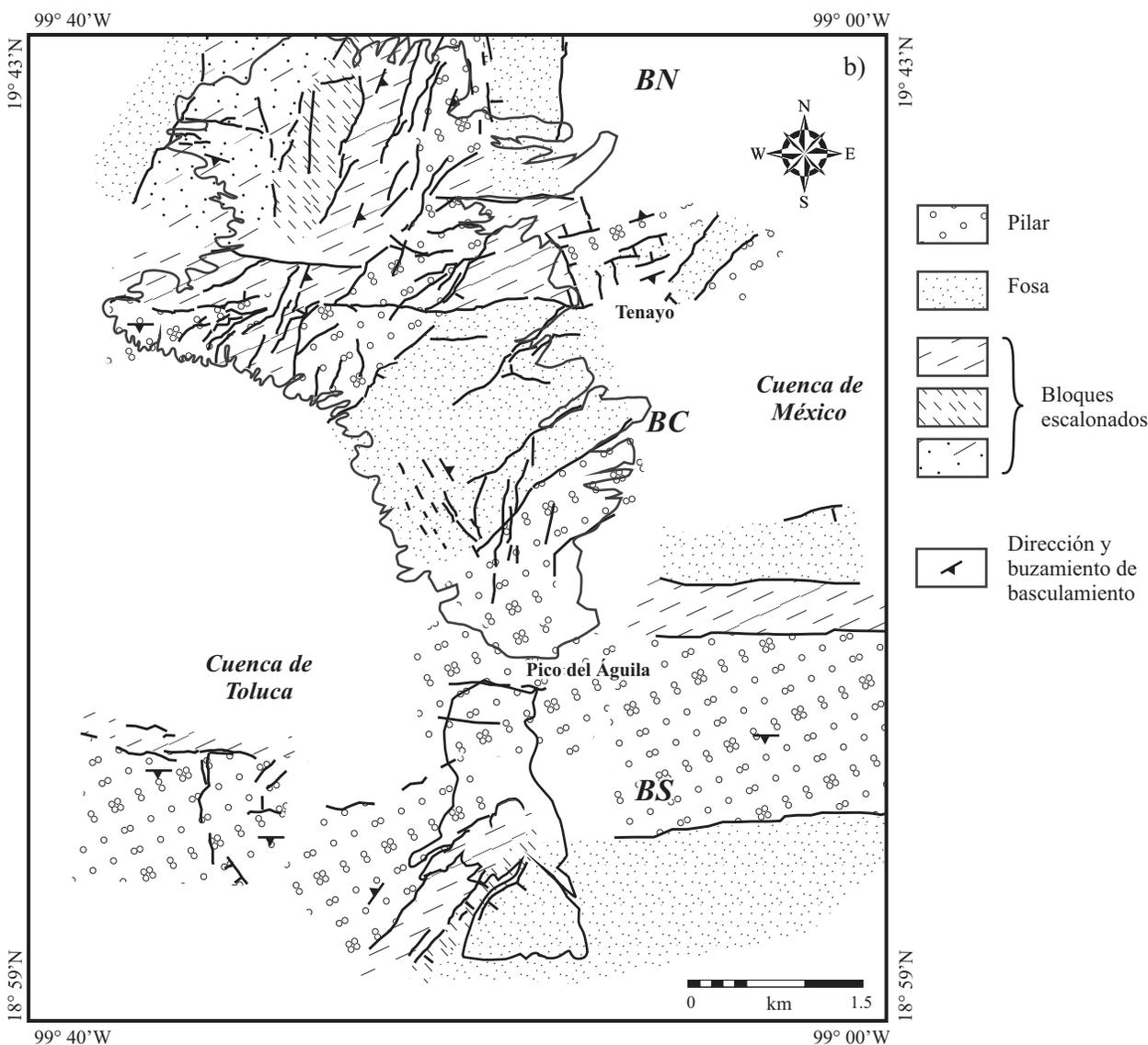


Figura 8 (cont.). b: Distribución de bloques delimitados por fallas, los patrones indican bloques levantados, hundidos, basculados y escalonados.

fallas en la Sierra de Las Cruces tienen la misma edad y movimiento normal a partir del Pleistoceno, formando una serie de pilares y fosas tectónicas. Las fallas fueron identificadas de acuerdo con el reconocimiento de geformas como escarpes, líneas de falla, facetas triangulares, corrientes desplazadas, corrientes desviadas, basculamientos del terreno y valles longitudinales, así como verificación de trabajo en campo.

La influencia de las fallas y fracturas se refleja claramente en la topografía actual, y el grado de evolución alcanzado se ve determinado en los escarpes que se generan. El control estructural en ríos y arroyos es patente, interpretándose que la mayoría de los ríos de gran longitud corresponden a una falla o zona de fractura. Asimismo, la interrelación de estos sistemas de fallas y su carácter de tipo normal a partir del Pleistoceno provoca levantamiento, hundimiento, escalonamiento y basculamiento de los blo-

ques. Estos arreglos morfoestructurales que caracterizan a la SC están principalmente controlados en la parte sur por las fallas E-W, mientras que en la parte centro y norte de la sierra el control se manifiesta principalmente a través de las fallas N-S y NE-SW (Figuras 8a y 8b).

El resultado del análisis morfoestructural de la Sierra de Las Cruces es de gran importancia para entender aspectos geológicos y estructurales en la cuenca de México. En primer lugar se adquiere un mejor conocimiento de la evolución de la cuenca de México, dejando a un lado modelos simplistas. Además, el análisis realizado permite proponer a la Sierra de Las Cruces y a las fallas que le dieron origen y posteriormente la deformaron como un límite estructural de la cuenca de México, el cual ha sido reactivado y ha controlado el vulcanismo y morfoestructura de la misma y, por lo tanto, no sólo ha actuado como un límite geográfico o hidrológico de la cuenca de México.

Por otro lado, si la sierra de las Cruces tiene un arreglo morfoestructural complejo, es posible que éste pueda extrapolarse al subsuelo de la cuenca de México, el cual podría presentar una configuración similar, al menos hacia su parte poniente donde también deben de coexistir los tres sistemas de fallas, por lo que el basamento podría estar conformado por fosas, pilares y bloques basculados, a diferentes profundidades y altitudes. Lo anterior tendría como consecuencia que el relleno vulcano-sedimentario de la cuenca de México no sea uniforme tanto en distribución, espesor, granulometría y comportamiento mecánico e hidráulico. Si asumimos que esto es cierto, las implicaciones para el peligro geológico serían importantes: en el caso del hundimiento, se tendrían problemas de asentamientos diferenciales del terreno, asociados entre otros factores a la diferencia de espesores de los estratos arcillosos; para el caso del agrietamiento, posiblemente exista un control estructural que origine la presencia de grietas en los bordes de los bloques que conforman el basamento; y en el caso de la sismicidad se han detectado dos zonas de mayor peligro sísmico, orientadas N-S y E-W (Servicio Geológico Metropolitano, 2005) que podrían deberse a la presencia de fosas delimitadas por fallas con la misma dirección y que controlarían las aceleraciones del terreno, así como los efectos de sitio.

CONCLUSIONES

La sierra de las Cruces está definida por ocho estratovolcanes traslapados con un actividad del Plioceno al Pleistoceno. Morfológicamente está conformada por tres grandes bloques denominados bloque norte, centro y sur, definidos de acuerdo con las características morfotectónicas, diferencias en patrones de drenaje, vulcanismo, edad y deformación, así como con la presencia de fallas. Las tres principales direcciones de fallas son N-S, NE-SW y E-W, cuya interacción, al menos desde el Pleistoceno, provocaron levantamientos, hundimientos, escalonamiento y basculamiento de bloques. En la parte sur de la SC, la morfoestructura está fuertemente controladas por las fallas E-W, mientras que, en el centro y norte de la misma, las direcciones N-S y NE-SW son las que ejercen el control. Si este arreglo se extrapola al basamento granular de la cuenca de México, al menos en su parte oeste estaría conformado de igual forma por una serie de bloques levantados, hundidos y basculados y por lo tanto el relleno tendría diferentes espesores desempeñando un papel importante en la distribución y control de los peligros geológicos de la cuenca de México, como el hundimiento y agrietamiento, sismicidad, así como en el comportamiento del acuífero de la cuenca de México. Por último, aunque el presente trabajo define las características morfoestructurales de la Sierra de Las Cruces, aún quedan muchos aspectos por resolver, ya que es necesario realizar un análisis más detallado para solucionar problemas específicos, como el cambio de rumbo de los tres bloques

que la conforman, o aplicar técnicas geofísicas en la parte plana de la cuenca de México para definir la geometría del basamento.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece profundamente la ayuda de la estudiante de geología de la Escuela de Ciencias de la Tierra del IPN América Shannon Ramírez, por su asistencia en el presente trabajo; al Ing. Luis Wintergerst T., Director General de Protección Civil, al Dr. Elías Miguel Moreno Brizuela de la Secretaría de Protección Civil, al Dr. Gustavo Tolson, Director del Instituto de Geología, por el apoyo y financiamiento recibido para el trabajo realizado por el Servicio Geológico Metropolitano. A Ana Maria Rocha por el soporte técnico. Asimismo al Dr. José Ramón Hernández S. del Instituto de Geografía y Dr. Fernando Ortega del Instituto de Geología, por sus atinados comentarios y sugerencias. Por último, se agradece enormemente los comentarios realizados por los Drs. Ángel Nieto Samaniego y G. Norini quienes mejoraron de manera sustancial el manuscrito. Este trabajo fue también financiado por el proyecto SEP-CONACYT Numero 46138 a cargo del Dr. Roberto Ortega del CICESE, Unidad La Paz.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., Rendón-Marquéz, G., 2006a, La Caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal.: Geos, 26, p.215.
- Aguirre-Díaz, G.J., Jaimes-Viera, M.C., Nieto-Obregón, J., 2006b, The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, en Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J. (eds.), Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: A perspective from Mexico: Geological Society of America, Special Paper 402, 139-154
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, 57(1), 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998, Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 26, 591-594.
- Bloomfield, K., 1974, The age and significance of the Tenango Basalt, Central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 37, 586-595.
- Bloom, A., 1978, *Geomorphology. A Systematic of Late Cenozoic Landforms*: EUA, Ed. Prentice-Hall, 510 p.
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 1998, Hornblende peridotite xenoliths from Central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle: *Geology*, 26, 1035-1038.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., Garduño, V.H., 2002, Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico; behavior, and implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 81-110.
- Campos-Enríquez, J.O., Delgado-Rodríguez, O., Gómez, C., Chávez, S., Flores, M., Birch, F.S., 1997, The subsurface structure of the

- Chalco sub-basin (Mexico city) inferred from geophysical data: *Geophysics*, 62, 23-35.
- Chávez, M., Alcántara, E.A., 1988, Detección de Patrones lineales en Imágenes Landsat: programa LINEAM: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Comunicaciones Técnicas, Serie Datos, Instrumentación y Desarrollo, 21 p.
- Colín-Rodríguez, A., 2006, Neotectónica de la Semifosa Tláhuac-Tulyehualco: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 75 p.
- Concha-Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S.R., Watters, R.J., 2005, Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote–Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation: *Geomorphology*, 72(1-4), 19-39.
- Consultores en Ingeniería Geofísica (CIGSA), 2000, Integración de los Estudios de Resistividad Eléctrica por SEV, tendidos de Refracción Sísmica, Cross-hole y Gavimetría, levantados en la Cuenca del Valle de México: Comisión Nacional del Agua, Informe técnico, 126 p.
- De Cserna, Z., de la Fuente, M., Palacios, M., Triay, I., Mitre, M., Mota, R., 1988, Estructura, Geología, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 104, 71.
- Delgado-Granados, H., Martín del Pozo, A.L., 1993, Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinahutzin and Ajusco ranges southwest of Mexico City: *Geofísica Internacional*, 34, 341-351.
- Delgado-Granados, H., Nieto-Obregón, J., Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., Arellano-Gil, J., Lermo-Samaniego, J.T., Rodríguez-González, M., 1995, La Pera detachment fault system. Active faulting south of Mexico city (II): Geological evidence (resumen), *en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana*, Puerto Vallarta, Jalisco, México: Geos, 15, p. 64.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 2(2), 172-187.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Flores-Moro, V.G., 2006, Geometría estructural y cinemática de la Fosa de Barrientos, zona centro-poniente de la Cuenca de México: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 75 p.
- Fries, C., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 60, 236.
- García-Palomo, A., 2002, Vulcanismo y Geología Estructural de la Región de Apan Estado de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 181 p.
- García-Palomo, A., Guerrero-Orozco, L. M., 2006, La zona de falla Tula-Mixhuca, una estructura importante dentro de la Cuenca de México (resumen), *en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana* 26. Geos, Puerto Vallarta, Jalisco, México, 215.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of Nevado de Toluca Volcano Region, Central México: *Tectonophysics*, 318, 218-302.
- García-Palomo A., Carlos-Valerio, V., Flores-Moro, G.V., Polanco-Valenzuela, E., Galván-García, A., López-Miguel, C., Hernández-Cruz, B., 2005, Geometría y cinemática de la zona de fallas NE-SW, en la Sierra de Barrientos-Lechería, Norte de la Cuenca de México (resumen), *en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana*, Puerta Vallarta, Jalisco, México: Geos, 25(1), p. 92.
- García-Palomo A., Flores-Moro, G V., Carlos-Valerio, V., Galván, A., López-Miguel, C., Hernández, B., 2006a, Geometría estructural y cinemática de la fosa de Barrientos, norte de la Cuenca de México (resumen), *en V Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, 13-16 de septiembre, Puebla, Pue., México.
- García-Palomo A., Valerio, V. C., López, M. C., Galván, G. A., Concha-Dimas, H., 2006b, Landslides inventory map of Sierra de Guadalupe, North of Mexico Basin: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(2), 195-204.
- Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000, Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 249-280.
- Guerra-Peña, F., 1980, Fotogeología: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 337 p.
- Gutiérrez-Palomares, I., 2005, La ignimbrita San Miguel Cañadas, Tepozotlan, Estado de México, y su relación con la Caldera La Muerta: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 77 p.
- Gunn, B.M., Mooser, F., 1970, Geochemistry of the volcanics of Central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 34, 577-616.
- Hernández-Santana, J.R., Ortiz-Pérez, M.A., Magáz-García, A.R., Díaz-Díaz, J.L., Zamorano-Orozco, J.J., 1994, Estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales interbloques: Una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Investigaciones Geográficas, 28, 9-32.
- Hobbs, E.B., Means, W.D., Williams, P.F., 1976, *An Outline of Structural Geology*: New York, John Wiley, 570 p.
- Jacobo-Albarrán, J.J., 1985, Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Reporte Interno, 47 p.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 64, 187-210.
- Kostenko, N.P. 1985. Geomorfología (en ruso): URSS, Universidad Estatal de Moscú, 308 p.
- Ledezma-Guerrero, O., 1987, Hoja Calpulalpan 14Q-h (3) con Resumen de la Geología de la Hoja Calpulalpan, Edos de México, Puebla, Tlaxcala e Hidalgo: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000, 1 mapa con texto.
- Lozano-Barraza, L., 1968, Geología de la Sierra de Guadalupe, México D.F.: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de Licenciatura, 39 p.
- Lugo-Hubp, J., 1991, Elementos de la geomorfología aplicada (Métodos Cartográficos): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 128 p.
- Norini, G., Gropelli G., Lagmay, A.M. F., Capra L., 2006, Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: seismic hazard and geodynamic implication: *Tectonics*, 25, TC4012, 1-21.
- Macías, V. R., 2006, Avalancha de escombros del volcán Zempoala: Taxco, Guerrero, Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, tesis de licenciatura, 95p.
- Magaña, M. P., 2003, Geología de la Sierra de Santa Catarina: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 71 p.
- Marín-Cordova, S., Aguayo, C.J., 1989, Evolución geológica de la Cuenca de México e importancia de sus rasgos estructurales, *en Gío-Argáez, R., Hernández-Ruiz, I., Sáinz-Hernández, E. (eds.), Ecología Urbana: México, D.F., Sociedad Mexicana de Historia Natural*, p. 65-75.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A. F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 9, 35-50.
- Mejía, V., Böhnell, H., Opdyke, N.D., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., Aranda-Gómez, J. J., 2005, Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, 1-19.
- Mercier, J., Vergely, P., 1992, *Tectonique*: Paris, Dunod, 214 p.
- Montiel-Rosado, J.A., 1989, Interpretación geológica de la línea sísmica 2/3

- del levantamiento sísmico de reflexión de la Ciudad de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 50(1-2), 71-80.
- Moore, G.K., Waltz, E.A., 1983. Objective procedures for lineament enhancement and extraction: *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 49, 641-647.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt; structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Mooser, F., 1975, Historia Geológica de la Cuenca de México, *en Memoria de las Obras de Drenaje Profundo del Distrito Federal: México D.F., Departamento del Distrito Federal*, 38 p.
- Mooser, F., 1992, Nuevo mapa geológico del sur-poniente del valle de México. Experiencias Geotérmicas en la zona poniente del Valle de México: *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, 1-6 p.
- Mooser, F., Maldonado-Koerdell, M., 1961, Mexican national report on Volcanology: *Universidad Nacional Autónoma de México, Anales del Instituto de Geofísica*, 7, 46-53.
- Mooser, F., White S.E., Lorenzo, J.L., 1956, La Cuenca de México. Consideraciones Geológicas y arqueológicas: México, D.F., Instituto Nacional de Antropología e Historia, 51 p.
- Mooser, F., Nair, A.E.M., Negendank, J.F.W., 1974, Paleomagnetic investigations of Tertiary and Quaternary igneous rocks; VII, A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, 63, 451-483 y mapa geológico.
- Mora-Álvarez, G., Caballero, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S., 1991, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study: *Geofísica Internacional* 30 (2), 61-70.
- Orlova, A., 1981, El mosaico móvil del planeta (en ruso): URSS, Nedra, 118 p.
- Ortiz-Pérez, M.A., Bocco, G., 1989, Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México: *Geofísica Internacional*, 28(3), 507-530.
- Osete, M.L., Ruiz-Martínez, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D.H., 2000, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence: *Tectonophysics*, 318, 201-215.
- Palacio-Prieto, J.L., López-Blanco, J., Ortiz-Pérez, M.A., 1991, Evaluación geomorfológico-estructural a través del modelo sombreado y pares estereoscópicos generados a partir de modelos digitales del terreno: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Investigaciones Geográficas*, 23, 89-101.
- Pardo, M., Suárez, G., 1993, Steep subduction geometry of de Rivera plate beneath the Jalisco Block in Western of Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20, 2391-2394.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987, Morphological and structural model of mexican volcanic belt: *Geofísica Internacional*, 26, 159-176.
- Pedraza-Gilsanz, J., 1996, Geomorfología, Principios Métodos y Aplicaciones: Madrid, Ed. Rueda, 414 p.
- Pérez-Cruz, G.A., 1988, Estudio Sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de maestría, 83 p.
- Petit, J.P., 1987, Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks: *Journal of Structural Geology*, 9, 597-608.
- Ponce, L.R., Gaulon, G., Suárez, G., Lomas, E., 1992, Geometry and the state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec: *Geophysical Research Letters*, 19, 773-776.
- Romero-Terán, E., 2001, Geología del Complejo Volcánico San Miguel al sur-poniente de la Cuenca de México: México D.F. Universidad Nacional Autónoma de México Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 63 p.
- Servicio Geológico Metropolitano, 2005, Mapa de Peligros Geológicos del Distrito Federal, Procesos de Remoción en Masa y Sismicidad. Avances 2005: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Gobierno del Distrito Federal, Dirección General de Protección Civil.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004, Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespala and Chichinahutzin scoria cone south of Mexico City: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130(3-4), 197-226.
- Simonov, Y.G. 1999. Interpretación Morfométrica del Relieve (en ruso): Rusia, Universidad Estatal de Moscú Lomonosov, 262 p.
- Suter, M., Aguirre-Díaz, G.J., Siebe, C., Quintero, O., Komorowsky, J.C., 1991, Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt, México, *en* Walawender, M.J., Hanan, B.B. (eds.), *Geological excursions in Southern California and Mexico*, Guidebook, Annual Meeting of the Geological Society of America, San Diego, California, October 21-24: San Diego, California, San Diego State University, Department of Geological Sciences, 224-243.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Ferrar, E., 1995, The Aljibes half-graben-Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the southern Basin and Range Province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 627-641.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989, Geología de la Cuenca de México: *Geofísica Internacional*, 28(2), 133-190.
- Wheeler, R., Dixon, L., Jeannette, M., 1980, Intensity of systematic joints: Methods and application: *Geology*, 8, 230 - 233.
- Zamorano, J.J., 1990, Análisis Ingeniero-Geomorfológico de la Cuenca de México: Moscú, Rusia, Universidad Estatal de Moscú, tesis doctoral, 125 p.

Manuscrito recibido: Mayo 3, 2007

Manuscrito corregido recibido: Octubre 22, 2007

Manuscrito aceptado: Noviembre 28, 2007