

La zonificación morfotectónica-volcánica en el análisis morfoestructural del relieve: el caso del municipio de Managua, Nicaragua

Recibido: 9 de diciembre de 2013. Aceptado en versión final: 26 de marzo de 2014.

Gema de los Ángeles Velásquez Espinoza*
Irasema Alcántara Ayala**
José Ramón Hernández Santana**
Ricardo Javier Garnica Peña**

Resumen. Con base en la relación entre las estructuras geológicas y formas de relieve, se definieron doce unidades morfotectónico-volcánicas (UMTV) que caracterizan el relieve resultante de la fragmentación de la cadena volcánica nicaragüense y la formación del graben de Managua. Se elaboró un mapa (escala 1:50 000) considerando criterios asociados a elementos y atributos lito-estratigráficos, morfotectónicos y morfoestructurales, así como a elementos morfométricos. Los criterios considerados incluyeron el análisis de la orientación estructural del relieve, la evaluación morfométrica integral de las categorías geomorfológicas, la identi-

cación e interpretación de los rasgos estructuro-geológicos, el análisis de los morfoelementos lineales y anulares, el análisis estructural correlativo con las relaciones litoestratigráficas del sustrato y la interpretación de los patrones estructurales de la red hidrográfica. Las UMTV identificadas sintetizan de manera geosistémica la expresión de la estructura y constitución geológicas, y reconocen la importancia de la actividad neotectónica en la formación y diferenciación del relieve.

Palabras clave: Análisis morfoestructural, unidades morfotectónico-volcánicas, Managua.

Volcanic-morphotectonic-zoning in the morphostructural analysis of relief: the case of the municipality of Managua, Nicaragua

Abstract. The modern Geomorphology has one of the scientific objectives: the morphostructural analysis, which is the set of methods oriented to reveal the structural-tectonic conditions of the earth's crust and its role in the shaping and consolidation of the actual landforms.

Having into account the above mentioned, the main objective in this research is to create a Morpho-Tectonics Volcanic Unit (UMVT) of the Municipality of Managua, Nicaragua, which is represented in a topographic Map to a 1:50 000.00 scale, having as a base, the relationship bet-

* Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de Managua (UNAN), E-mail: gema.velasquez@gmail.com

** Departamento de Geografía Física, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, Circuito de la Investigación Científica, 04510, Coyoacán, México, D. F. E-mails: irasema@igg.unam.mx, santana@igg.unam.mx, garnica@igg.unam.mx

Cómo citar:

Velásquez E., G. de los Á., I. Alcántara-Ayala, J. R. Hernández S. y R. J. Garnica-Peña (2015), "La zonificación morfotectónica-volcánica en el análisis morfoestructural del relieve: el caso del municipio de Managua, Nicaragua", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 87, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 118-140, dx.doi.org/10.14350/rig.43549.

when the geologic structures and the resulting relief shapes originated by the fragmentation of the Nicaraguan Volcanic Chain and the Graben Formation of Managua.

The following research methods were applied in order to conduct this study: *a)* Creation of a digital model of elevation and shapes, *b)* morphometrics analysis, *c)* interpretation of air photographs to a 1:40 000,00 scale, *d)* analysis of the lineal morpho-elements and annular relief in order to complement the failure systems and morpho-lineal, *e)* a correlative structural analysis with the relief lithostratigraphy and its lying conditions and the precision between the tectonic-volcanic units, *f)* interpretation of the structural patterns of the hydrographic network.

The findings obtained from the morphometrics Analysis were: *a)* the altimeter map that allowed identifying altimetry differences between the main tectonic structures and the volcanic formations of the area. *b)* The creation of a dissection deep map that identified in a general way, a relationship between the slope and the dissection deep values in the territories: areas with a great number of slopes involves a major dissection and vice versa. *c)* The slope map which identified that the most important features appreciated, in a general way, were the escarpments, which coincide with the mountain sides and erosive deforestation. The minor values are observed in the plains and middle foothills.

In according to the geological-geomorphologic conditions, and the specific criteria stated previously, the Municipality of Managua was divided in twelve zones or morphotectonic volcanic units (UMVT), which are mentioned below:

UMT I: Cuajachillo. This zone is represented by a low plain; UMTV II. Ticomo Los Martínez: This is a crustal weakness zone; UMTV III. San Judas-Tiscapa: This is a zone represented with middle-high plains with notable internal fissures; UMTV IV. San Juan-Unidad de Propósito: This unit is characterized with middle high plains, with presence of low foothills and with notable disjunctive structures; UMTV V. Barrio Nuevo-Esquipulas: In this zone it is middle and high plains are observed with presence of moderate fissures; UMTV VI. Graben el Aeropuerto: This zone is represented

by the presence of the Graben Aeropuerto; UMTV VII. Los Madrigales: Low Foothills Zone, form volcanic origin with few presences of notable structural elements; UMTV VIII. Las Cuchillas: It is geo-morphologically classified in pre-mountains with some elliptical features in its configuration; UMTV IX. San Isidro: From the geo-morphological perspective, it is classified as a high foothill, with structural evidences of the recent tectonic activity; UMTV X. Cedro Galan-Monte Tabor: This zone is represented by low foothills with some plain sectors; UMTV XI. Berlin: It is characterized by pre-mountain features; UMTV XII. Costa del Lago: This zone is characterized by a low plain.

This classification is a regional characterization and its morphotectonic zoning is constituted from the scientific point of view: as a geo-systemic vision of the structure expression and the geological constitution and the neotectonic activity in the formation, consolidation and differentiation of the tectonic-volcanic relief in Nicaragua, showing the individual characteristics of each of the 12 space units.

In this sense, the morphotectonic-volcanic zoning has a significant holistic strength that allows it to understand the space relationship between the composition of the geological substratum, its structures, and tectonics deformities, and at the same time its role in the relief differentiated formation in complex genetics conditions related with the recent and quaternary volcanism. The definition of the twelve units of this morphotectonic-volcanic zoning represent an important input for further studies of the seismic dangerous, volcanic and extreme hydro-meteorological in different weakness sceneries and for designing the suitable programs for an adequate management of its risks.

These aspects are considerably related with the UMTV, for that reason, its analysis in the weakness context due to flooding and its corresponding affections as well as the economic value of the tangible potential damages provoked by a flooding are clear examples of the relevance presented in this research (Velásquez, 2011).

Key words: Morphostructural analysis, morphotectono-volcanic units, Managua.

INTRODUCCIÓN

Una de las direcciones científicas de la geomorfología moderna lo constituye el análisis morfoestructural, como conjunto de métodos dirigidos a revelar las condiciones estructuro-tectónicas de la corteza terrestre y su papel en la conformación y consolidación del relieve actual.

Los principios básicos de este enfoque descansan en los fundamentos propuestos por Guerasimov (1959, 1986), Mecheriakov (1965), Gorielov (1984), Lilienberg *et al.* (1993) y de otros autores, los que enriquecen el surgimiento de la geomorfo-

logía estructural en el seno de las ciencias geográficas contemporáneas.

Durante más de medio siglo, este enfoque ha contribuido a estudios teóricos sobre la formación de los territorios montañosos, a la luz de la tectónica de placas (Guerasimov, 1986); a la clasificación morfoestructural, a escalas nacionales, regionales y locales (Kostenko, 1975); a la prospección geólogo-tectónica (Jamilson *et al.*, 2004); a la búsqueda de estructuras asociadas con minerales metálicos y recursos energéticos (Korzhev, 1979; Krzyszkowski y Stachura, 1998); a investigaciones sismotectónicas (Ranstman, 1979),

y otras direcciones académicas (Chichagov, 1976) y aplicadas.

El análisis morfoestructural se caracteriza por un arsenal de métodos que facilita la interpretación y fundamentación del control estructural en la geodinámica (Hu *et al.*, 1994; Changxing *et al.*, 2007) y la evolución del relieve y del paisaje en su conjunto; muy utilizado en países europeos y asiáticos. Sin embargo, desde la perspectiva geomorfológica, en América Latina, y a pesar de haberse desarrollado de manera inicial en países como Cuba (Díaz *et al.*, 1986, 1989; Hernández *et al.*, 1994, 1995; Zamorano *et al.*, 2000; y otros), no son abundantes los estudios que se han centrado en el análisis morfoestructural del relieve.

En México, derivado de la influencia de las escuelas rusa (Guerasimov, 1986) y cubana (Hernández *et al.*, 1994, 1995), se han realizado algunas investigaciones que han permitido su aplicación en el ámbito nacional, regional y local. Entre ellas destaca la delimitación de los principales macrobloques en la Sierra Madre del Sur (Hernández *et al.*, 1996), el establecimiento de una tipología estructuro geomorfológica para el estado de Oaxaca (Hernández *et al.*, 2009), la jerarquización de las morfoestructuras de la cuenca del río Papagayo, Guerrero (Hernández y Ortiz, 2005), las morfoestructuras regionales de México (Hernández *et al.*, 2007), los arreglos morfoestructurales en la Sierra de las Cruces (García *et al.*, 2008) y del noroeste de Chiapas (Hernández *et al.*, 2012).

En las clasificaciones morfoestructurales, ya sean tipológicas o regionales, se toman en consideración numerosos criterios para establecer la jerarquización de las unidades, entre ellos morfológicos, morfométricos, estructuro-geológicos correlativos (Modenesi *et al.*, 2002), genéticos, geodinámicos y de tendencias de la actividad tectónica (Magaz *et al.*, 2006), el grado de modelación morfoescultural y otros aspectos.

En este sentido, el objetivo central de este trabajo es el establecimiento de una zonación de unidades morfotectónico-volcánicas del municipio Managua, a partir de los elementos de carácter morfométrico del relieve, de las condiciones lito-estratigráficas del substrato geológico, de las expresiones morfotectónicas de la estructura

y de los depósitos volcánicos en el relieve del territorio.

ÁREA EN ESTUDIO: CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS GENERALES DE MANAGUA

El municipio de Managua (Figura 1) se localiza en las coordenadas 12° 09', de latitud norte, y 86° 16', de longitud oeste. Tiene una extensión territorial de 267.17 km² (INIDE, 2008b), una altitud mínima de 43 msnm y altitud máxima de 700 msnm. Cuenta con una población de 1 005 705 habitantes, de los cuales 985 143 se encuentran asentados en la zona urbana y 20 562 en la rural (INIDE, 2008a). Limita al norte con el lago Xolotlán, al sur con el municipio El Crucero, al este con los municipios de Tipitapa, Nindirí y Ticuantepe, y al oeste con los municipios de Villa Carlos Fonseca y Ciudad Sandino (ALMA, 2005).

De acuerdo con el sistema de Köppen, el clima de Managua es Tropical de Sabana en casi toda la región, excepto en el área de Las Sierras, que pertenece al clima Tropical de Altura (Cruz, 1990). En la clasificación bioclimática de Holdridge¹ se define como Bosque Seco Tropical y Subtropical, con una variante de Pre-montano Tropical Húmedo en los terrenos altos, localizados al sur de la región (Figura 2; Castillo, 1992). El régimen de precipitación se concentra en un periodo de seis meses, durante el invierno, teniendo una variación anual de 800 a 1 000 mm, en las zonas bajas alrededor del lago de Managua (Xolotlán) y en la franja costera del Pacífico, y es mayor a 1 600 mm en las zonas altas de las Sierras de Managua (Castillo, 1992; Figura 3).

El clima predominante es de tipo Aw2 (w) giw, es decir, cálido sub-húmedo, el más húmedo de los sub-húmedos, con régimen de lluvias de verano,

¹ El sistema de zonas de Holdridge, es un proyecto para la clasificación de las diferentes áreas terrestres según su comportamiento global bioclimático. Fue desarrollado por el botánico y climatólogo estadounidense Leslie Holdridge (1907-1999) y fue publicada por primera vez, en 1947, y posteriormente actualizada en 1967.

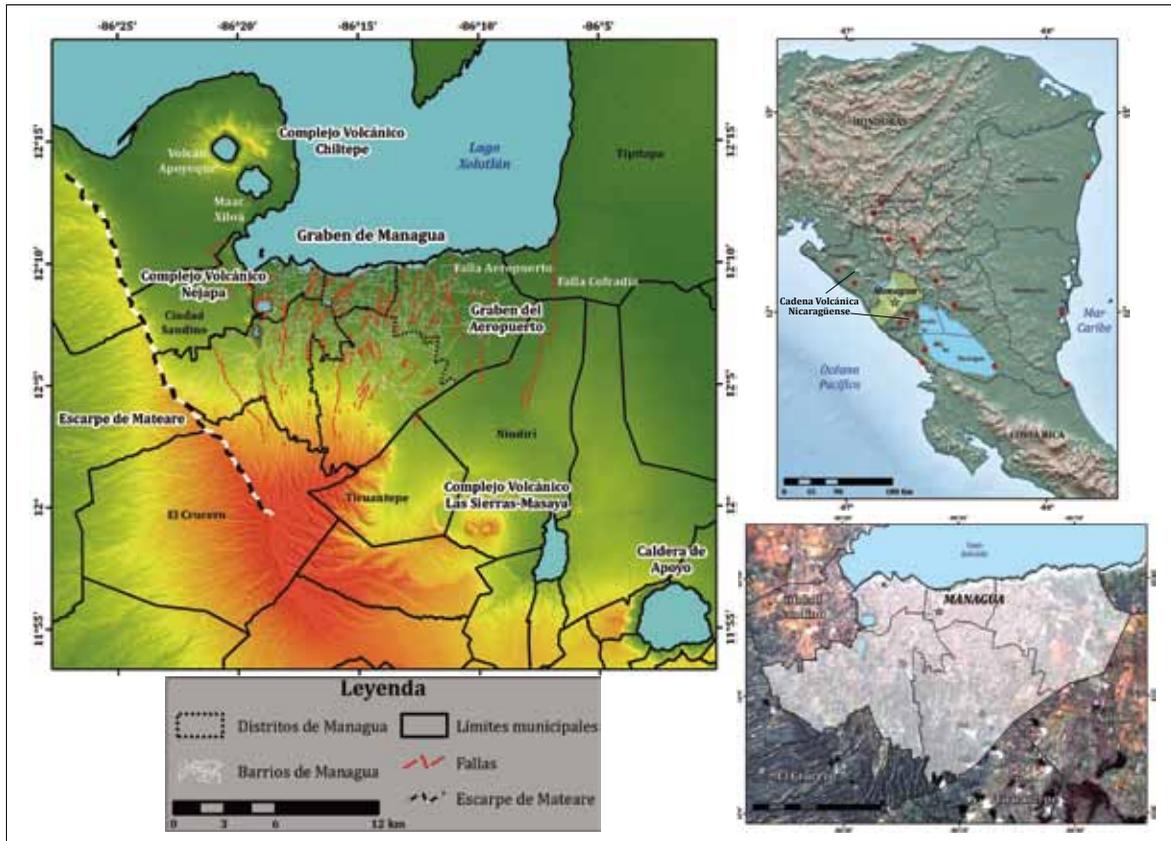


Figura 1. Localización del área en estudio.

con menos del 5% de lluvia invernal, marcha anual de la temperatura tipo Ganges (el mes más caliente está antes de junio, es decir, del solsticio de verano) e isotermal, la oscilación es menor a 5° C.

Los suelos de Managua se originaron fundamentalmente de la actividad volcánica del Cuaternario. Sus clasificaciones y caracterización se basan en los conceptos fundamentales de Hans (1941, citado en Castillo, 1992), Stanley *et al.* (1973, citado en Castillo, 1992), Duchaufour (1960, citado en Castillo, 1992) y la Soil Taxonomy (citado en Castillo, 1992) y se dividen en tres grandes categorías: *a)* suelos de desarrollo reciente; *b)* suelos de desarrollo incipiente, y *c)* suelos de desarrollo juvenil. Los primeros se caracterizan por tener un perfil de tipo A-C, con un epipedón Ócrico, horizonte C de espesor variable, con textura gruesa; taxonómicamente corresponde al orden de los entisoles, dentro del sub-grupo de los Typic Ustortents. Los

suelos de desarrollo incipiente presentan un perfil A-C, pero un epipedón Móllico; taxonómicamente pertenece a los inceptisoles derivados de la ceniza volcánica, correspondiente al sub-orden de los Andepts y al sub-grupo de los Mollic Vitrandepts. Los suelos de desarrollo juvenil poseen un horizonte Cámbico, taxonómicamente corresponden a los Inceptisoles clasificados como Eutrandepts y Durandepts, según taxonomía americana.

A nivel Centroamericano, Nicaragua es uno de los países más beneficiados en recursos hídricos, debido a que posee uno de los lagos más grandes del continente, numerosas cuencas hidrográficas que drenan tanto al Atlántico como al Pacífico, así como una cantidad importante de acuíferos (IEA-MARENA, 2001). Las cuencas Norte y la Sur son las dos grandes unidades hidrográficas presentes en el municipio de Managua, la primera drena su escorrentía al Océano Pacífico y cubre aproximada-

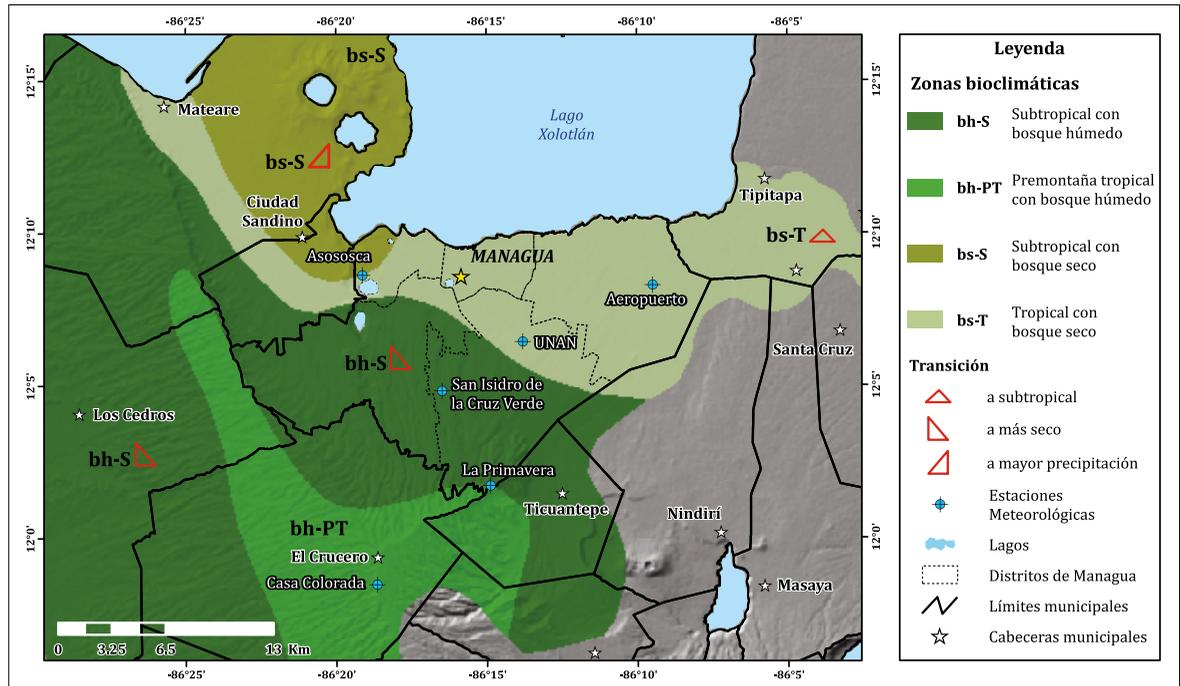


Figura 2. Zonas bioclimáticas de Managua (fuente: modificado de Castillo, 1992).

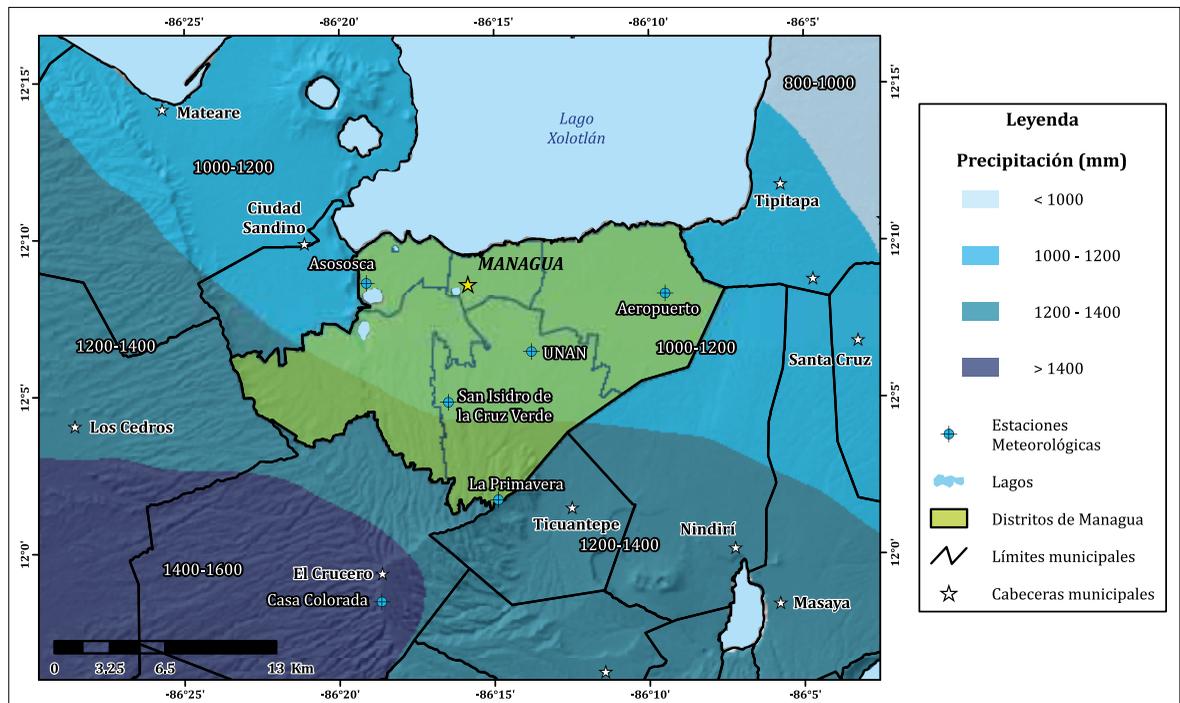


Figura 3. Mapa de precipitación media de Managua.

mente 30% del territorio municipal, mientras que la otra dreña hacia el lago de Managua y ocupa el 70% del municipio (ALMA, 2003). El agua subterránea es la fuente de suministro de agua potable en el municipio de Managua; el 25% de la producción total se obtiene de la laguna de Asososca, la cual se nutre principalmente de la recarga de aguas subterráneas. El restante 75% de la producción se extrae de los pozos artesianos, localizados dentro del área de la ciudad (JICA, 1993).

La profundidad del nivel freático de las aguas subterráneas se encuentra entre 0 y 200 m. La profundidad disminuye de sur a norte, hasta culminar en la orilla del lago Xolotlán; sin embargo, el espesor de este acuífero aún no se ha definido, debido a la complejidad geológica en la zona. Se cree que la profundidad del acuífero está limitada hasta la parte superior de la Formación de Las Sierras, de acuerdo con las características litológicas (semi-permeables) que ésta presenta (Montgomery y Heillemann, 1979). Con base en las características de los depósitos y su conductividad hidráulica, las propiedades del acuífero, cuyo aporte de agua es esencial para el municipio de Managua, han sido clasificadas como de moderado a bueno (Rivera, 2010).

La aportación o recarga de la subcuenca es resultado de la precipitación directa y la escorrentía con un valor medio de $\sim 1\,200\text{ Hm}^3/\text{año}$ (Rozanski, 1999), misma que proviene del sur, desde la parte alta del Graben de Managua y se infiltra para alimentar las aguas subterráneas. Además de esta zona de descarga, existen otras pequeñas, como las lagunas de Acahualinca, Nejapa y Asososca, que son cuerpos de aguas controlados por fallas geológicas en la zona y están dentro del mismo sistema subterráneo.

La laguna de Asososca tiene una superficie de 0.736 km^2 y una profundidad máxima entre 90 y 100 m, y el volumen estimado de agua es de $4\,000\text{ m}^3$. Se localiza al oeste de la ciudad de Managua y es una de las fuentes principales de abastecimiento de agua para la ciudad; su uso inicial se remonta a 1930, desde entonces la extracción del agua ha ido aumentando conforme la demanda. Toda el agua de esta laguna proviene de fuentes de agua subterránea asociadas al acuífero regional (*Ibid.*).

De menor envergadura, la laguna de Acahualinca posee una superficie de 0.075 km^2 ; ésta se encuentra aproximadamente a 2.5 km al nor-noreste de la laguna de Asososca e inmediata al lago de Managua, su profundidad máxima alcanza los 7 m y su volumen estimado es de $190\,000\text{ m}^3$ (Hecht, 1988). La laguna de Nejapa está formada por el cráter de Nejapa, que es una estructura volcánica de explosión, formada después de la deposición de la Formación Las Sierras y antes que el cráter de Asososca (Avellán, 2009); ocupa aproximadamente un área de 2.8 km^2 y recibe agua de la precipitación pluvial directa, de la escorrentía del área de drenaje natural y de la desviación artificial de aguas pluviales, provenientes de otras cuencas.

Existen estimaciones que indican la posible existencia en Nicaragua de aproximadamente 9 000 especies de plantas (MARENA/INAFOR, 2002), de las cuales 73 son especies endémicas (Pereira, 2007). En consecuencia, el departamento de Managua se ha dado a la tarea de establecer áreas protegidas, entre las que destacan la Reserva Natural Península Chiltepe, las lagunas de Asososca y de Nejapa, entre otras.

Managua se caracteriza por tener una vegetación variada, la cual de manera significativa proviene de la repoblación natural, donde figuran especies nicaragüenses y especies introducidas de diversos países del mundo con diferentes propósitos. De manera especial, es importante considerar los cuatro principales tipos de bosques que le son inherentes: *a)* bosques bajos o medianos caducifolios, cuya vegetación cubre las partes bajas a orillas del lago y las zonas bajas del norte de la ciudad de Managua y casi toda la península de Chiltepe, solo quedan fragmentos, matorrales y árboles esparcidos del bosque deciduo o macro-térmico original; *b)* bosques bajos o medianos sub-caducifolios, cubre las áreas de la cuenca sur del lago de Managua y gran parte al sur de la ciudad, se encuentra en muy mal estado; *c)* bosques medianos sub-caducifolios, cuya flora natural se presenta en algunos poblados como Ticuantepe, San Isidro de la Cruz Verde, Isidro de las Bolas, Chiquilistagua, Nejapa, Pochocuape y Monte tabor, y *d)* bosques altos perennifolios, ecosistema relativamente pequeño que comprende las

franja situada a una altura entre 500-850 msnm (MARENA/INAFOR, 2002).

Managua está situado en un contexto fisiográfico predominantemente volcánico, con rasgos geomorfológicos de significativa variedad. Es así que las morfologías más destacadas son la Planicie de Managua, el Sistema Montañoso de las Sierras de Santo Domingo, la progresión de cerros y lagunas, y la laguna de Tiscapa en el sector central de la ciudad. De manera adicional, destaca la presencia de los cerros Momotombo y Momotombito, así como una serie de islotes entre los que figuran Momotombito, La Rosa, El Limón y El Amor, localizados en el lago de Managua. El cerro Motastepe, situado al oeste, es un montículo que originalmente era perfectamente cónico, en

donde ocurre de manera persistente la explotación de arena y grava (ALMA, 2005).

MARCO TECTÓNICO REGIONAL DE MANAGUA

Desde el punto de vista tectónico, Nicaragua se localiza en la parte oeste de la Placa Caribe, cerca de su zona de confluencia con la Placa Cocos (Figura 4). En esta área ocurre la subducción oblicua de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Caribe, a través de la Fosa Mesoamericana, con un ángulo aproximado de 65° , por debajo de Nicaragua (Rupke *et al.*, 2002) a una velocidad de 14 ± 2.5 mm/año (DeMets, 2001). Como resultado de esta sub-

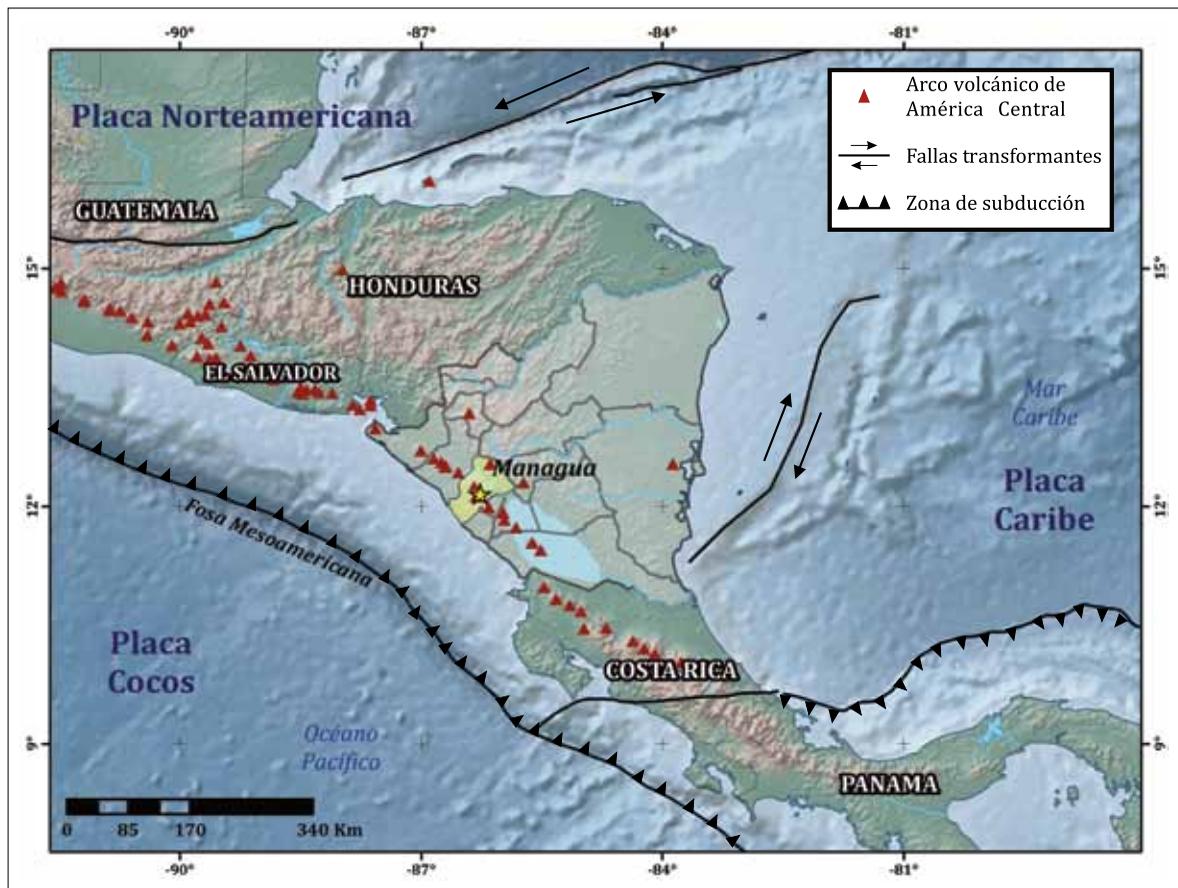


Figura 4. Tectónica regional de América Central (fuente: modificado de Frischbutter (2002) y Avellán (2009)).

ducción se originó el Arco Volcánico de América Central (AVAC), el cual es paralelo a la Fosa Mesoamericana. Sin embargo, debido a la subducción oblicua por debajo de la Placa Caribe, ocurre una rotación en sentido de las agujas del reloj del bloque paralelo (bloque de ante-arco) a la fosa y la fragmentación del AVAC (Carr *et al.*, 2003). Dicha fragmentación ha generado la formación de fallas perpendiculares laterales derechas e izquierdas (La Femina y Strauch, 2002), así como la segmentación de la Cadena Volcánica Nicaragüense y la formación del Graben de Managua, donde se ubica el municipio de Managua (Figura 1).

El graben de Managua es considerado como una zona estructural extensional e interpretada como un *Pull Apart* (Girard *et al.*, 2005). Este segmento de la cadena volcánica (Espinoza, 2007), presenta una configuración limitada por fallas normales con tendencia norte-sur. Estas fallas activas son: la falla Cofradía, al Este, con una orientación norte-noreste; la falla Nejapa, al oeste, de orientación noroeste-sureste; y el escarpe de Mateare, de tendencia norte-noroeste. El límite norte está conformado por el lago Xolotlán y, al sur, por el Complejo Volcánico Las Sierras-Masaya (Frischbutter, 2002; Girard *et al.*, 2005).

El Graben de Managua tiene una dimensión de 50 por 20 km y un radio que varía de 2.5 a 3 km (Girard *et al.*, 2005). Esta estructura presenta fallas activas como la falla Cofradía, que exhibe un escarpe aproximado de 100 m de altura y se extiende al complejo volcánico. En las Sierras-Masaya, al oeste del Graben, se encuentra la falla Nejapa-Miraflores y, dentro de ella, se encuentran alineados aproximadamente 30 estructuras, 29 volcanes monogenéticos y una estructura volcánica poligenética denominado volcán Apoyeque (Avellán, 2009). Asimismo, la falla Mateares, que representa un escarpe (Figura 1) con una altura de 900 m (Marshall, 2007), lo cual lo hace el más extenso en Nicaragua. Además, estructuras de menor orden, como el Graben del Aeropuerto, limitada por la falla Aeropuerto y falla Cofradía, y una zona de fallamiento con dirección nor-noreste y nor-noroeste, donde se concentra la actividad sísmica reciente (Girard *et al.*, 2005).

CONDICIONES LITOESTRATIGRÁFICAS DE MANAGUA

La ciudad de Managua se encuentra entre la península Chiltepe, al noroeste; la caldera Masaya, al sureste; y en el extremo oeste, la falla Nejapa, con dirección norte-sur. De acuerdo con Bice (1985), la secuencia estratigráfica de la ciudad de Managua está controlada por los depósitos provenientes de las estructuras antes mencionadas (Figura 5). La caldera Apoyo es una estructura formada hace aproximadamente 24 mil años, que produjo dos erupciones plinianas, en las cuales se emitió la tefra Apoyo Superior e Inferior (Kutterolf *et al.*, 2007).

La caldera Masaya ha generado depósitos como la triple capa Masaya, de dispersión pliniana y la toba Masaya, resultado de un gran depósito de oleada de origen freatomagmático (Bice, 1985). El complejo volcánico Chiltepe está conformado por un estrato volcán llamado Apoyeque, numerosos

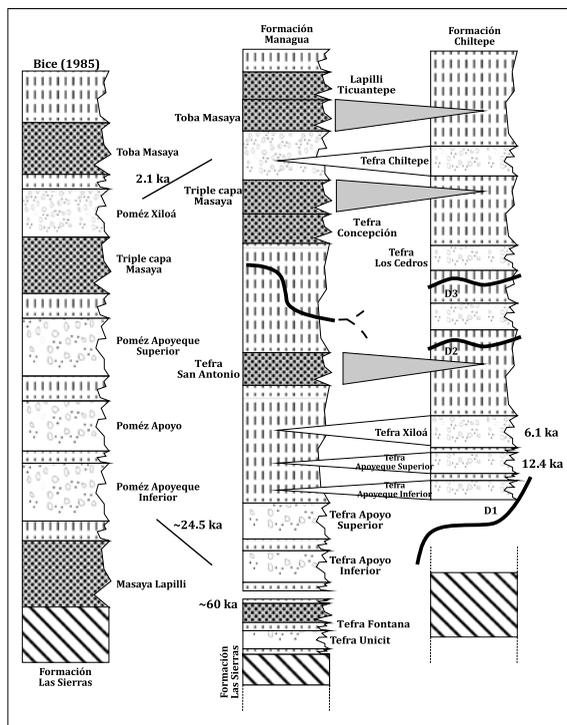


Figura 5. Secuencia estratigráfica de la porción Oeste-Central de Nicaragua (Pleistoceno Tardío/Holoceno). D1 a D4 indican discordancia por erosión (fuente: modificado de Kutterolf *et al.*, 2007).

conos de escorias, anillos de toba y un maar denominado Xiloá (Freundt *et al.*, 2006). El volcán Apoyeque generó el depósito de la tefra Apoyeque Superior e Inferior, como resultado de una erupción pliniana, en tanto que el maar Xiloá generó depósitos de caída y de oleadas piroclásticas, como consecuencia de una erupción freatomagmática (Bice, 1985).

Tomando en cuenta el origen de los depósitos y su composición química, Kutterolf *et al.* (2007) agruparon la estratigrafía de la ciudad de Managua en distintas formaciones, las mismas que han sido descritas, desde la más antigua, –la Formación Las Sierras–, a la más joven, –la Formación Managua–. Por otro lado, y de manera más reciente, Avellán (2009), propuso también la Formación Nejapa.

Formación Las Sierras

Girard *et al.* (2005) determinó que la formación de Las Sierras es un complejo escudo ignimbrítico y basáltico. Kutterolf *et al.* (2007) calculó la edad más joven para esta formación en aproximadamente 34 a 30 mil años. Hasta ahora no se ha estudiado la estratigrafía detallada de esta formación, solo dos depósitos de la parte superior de composición basáltica-andesítica, los cuales son la *Tefra Unicit (UT)* (*Ibid.*) y la *Tefra Fontana (FT)*, estudiada por Williams (1983) y denominada como Fontana Lapilli, mientras que Bice (1985), le da el nombre de Lapilli Bed; este depósito se encuentra al noroeste de la caldera Masaya.

Formación Chiltepe

Esta formación presenta una secuencia denominada tefra Apoyeque inferior (LAq), datada en ~ 17 mil años; tefra Apoyeque Superior (UAq) descrita por primera vez por Bice (1985), con una edad de $12\,400 \pm 100$ años antes del presente; se observa al suroeste, entre la península Chiltepe y la ciudad de Managua (Kutterolf *et al.*, 2007).

La tefra Xiloá (XT) es el resultado de una erupción freato-pliniana, con una edad estimada de $6\,105 \pm 30$ años antes del presente, la tefra Mateares (MaT) es observada al noroeste del pueblo Mateares y a lo largo del lago de Managua, con espesores mínimos. La tefra Los Cedros (CdT), identificada como depósito de pómez de caída se

encuentra entre el sureste de Mateares y oeste de Managua. La tefra Chiltepe (CT), definida como una tefra de composición dacítica, representa la erupción pliniana más grande del complejo volcánico Chiltepe, encontrada al oeste de Managua, sobreyaciendo a la triple capa Masaya (*Ibid.*); la edad calculada para esta unidad es de $2\,120 \pm 120$ años antes del presente (Pérez y Freundt, 2006).

Formación Managua

Esta formación está constituida por siete unidades de tefra de composición basáltica-riolítica y formadas por grandes erupciones de la caldera Masaya y Apoyo. Dentro de esta formación se consideran las siguientes unidades:

- i. *Tefra Apoyo inferior (LAT)*, caracterizada por dos erupciones; la primera erupción un depósito de pómez de caída y la segunda un depósito de toba de origen freatomagmático. Se ha calculado una edad de $23\,890 \pm 240$ años antes del presente (Kutterolf *et al.*, 2007).
- ii. *Tefra Apoyo Superior (UAT)*, datada en $24\,650 \pm 120$ años antes del presente. Esta unidad está dividida en tres paquetes; la UAT-1, un depósito estratificado de pómez, de tamaño lapilli, en la parte inferior o basal un depósito de ceniza; la UAT-2 una sucesión de depósitos de oleadas, flujos piroclásticos y depósitos de caída; y la UAT-3 está constituido por oleadas, depósito de caída de grano grueso (*Ibid.*).
- iii. *Tefra San Antonio (SAT)*, se observa al sur de Managua, norte, noroeste, sur de la caldera Masaya y es una secuencia de depósitos de escoria de caída (Pérez y Freundt, 2006; Kutterolf *et al.*, 2007).
- iv. *Tefra Concepción (LCT)*, se identifica al sur de la caldera Masaya (Kutterolf *et al.*, 2007) y está conformada por 16 capas, correspondiente a ocho depósitos de caída de escoria tamaño lapilli y ocho capas de ceniza endurecidas de origen freatomagmático (Pérez and Freundt, 2006).
- v. *Triple capa Masaya (MTL)*, descrita por Bice (1985), está constituida por siete depósitos de escoria de mayor espesor y cuatro capas

- de ceniza de menor espesor; se identifica al noroeste de la caldera Masaya; se estima una edad aproximada de $5\,755 \pm 90$ años (Avellán, 2009).
- vi. *Toba Masaya* (MT), descrita por Krusi y Schultz (1979) y Bice (1985), de origen freatomagmática, constituida por un depósito de oleadas, y cuya edad se ha estimado en $3\,485 \pm 90$ años (Avellán, 2009).
 - vii. *Ticuantepe Lapilli* (TIL), proviene de una erupción subpliniana y aflora al oeste de la caldera Masaya; está constituida por cuatro capas de lapilli y tres capas de ceniza litificada (Kutterolf *et al.*, 2007).

Formación Nejapa

En esta formación se encuentran los depósitos de 19 volcanes monogenéticos, que incluyen conos de toba, maar y conos de escoria, conformada en tres secuencias (Figura 6):

- i. Secuencia Ticomo dividida en: *a) Lavas de Ticomo* (LT), el depósito más antiguo, está compuesto por tres flujos de lava; *b) la Toba Ticomo* (TbT), formada por oleadas piroclástica y constituida por cinco capas de ceniza compacta; *c) la unidad tefra Altos de Ticomo* (TAT), es una secuencia de capas de caída de escoria de composición basáltica.
- ii. Secuencia Nejapa constituida por cinco unidades: *a) la Unidad tefra San Patricio* (TSP), un depósito constituido por tres paquetes de caídas de escoria; *b) la Unidad Lavas Batahola* (LBT), constituida por coladas de lavas de composición basáltica; *c) la Unidad tefra Nejapa-Norte* (TNN), formada de oleadas piroclásticas, constituida por capas de bloques basálticos-ignimbríticos; *d) la Unidad tefra Motastepe* (TMO), depósito de caída de escoria, y *f) la Unidad tefra Nejapa* (TN), formada por un depósito constituido por oleadas piroclásticas (Avellán, 2009; Pardo, 2008).
- iii. Secuencia Asososca, constituida por siete unidades: *a) la Unidad Toba Cuesta El Plomo* (TCP), depósito formado por oleadas piroclásticas, se divide en Toba Cuesta El Plomo Superior e Inferior; *b) la Unidad Tefra Refi-*

neria (TR), depósito de oleadas piroclásticas compuesto de ceniza, escoria y lapilli acrecional interestratificado; *c) la Unidad Tefra Satélite* (TS), depósito de oleadas piroclásticas; *d) la Unidad Flujos Piroclásticos de Ceniza* (FPC), representada por un flujo piroclástico masivo de composición basáltica de fuente desconocida (Avellán, 2009); *e) la Unidad Tefra la Embajada* (TE), formada por depósitos de caídas de escoria conformada por 20 paquetes de escoria y coladas de lava basáltica en la parte inferior; *f) la Unidad Tefra el Hormigón* (TH), conformada por depósitos de caída principalmente de escoria, y *g) la Unidad Tefra Asososca* (TA), depósito formado por oleadas piroclásticas (Avellán, 2009; Pardo, 2008).

UNIDADES MORFOTECTONO-VOLCÁNICAS DEL MUNICIPIO DE MANAGUA: ASPECTOS METODOLÓGICOS

Diferentes unidades morfotectónico-volcánicas (UMTV) fueron definidas para el municipio de Managua, Nicaragua. El aspecto más importante considerado para dicha tarea fue la relación entre las estructuras geológicas y el relieve de la superficie terrestre, originadas a causa de la fragmentación de la cadena volcánica Nicaragüense y la formación del Graben de Managua.

Dicha clasificación consta de doce unidades morfotectónico-volcánicas, representadas cartográficamente a escala 1:50 000. Para su determinación se aplicaron los métodos siguientes: *a) elaboración del modelo digital de elevación y de sombreado, mediante el procesamiento automatizado en Arc Gis, v. 9.3 (spatial analysis), para el análisis de la orientación estructural del relieve, según Palacio et al. (1991); b) morfometría (análisis hipsométrico, profundidad de disección, ángulo de inclinación de las laderas); c) interpretación de las fotografías aéreas, a escala 1:40 000, con miras a la identificación de rasgos estructuro-geológicos expresados en las geoformas, así como su cartografía; d) análisis de los morfoelementos lineales y anulares del relieve,*

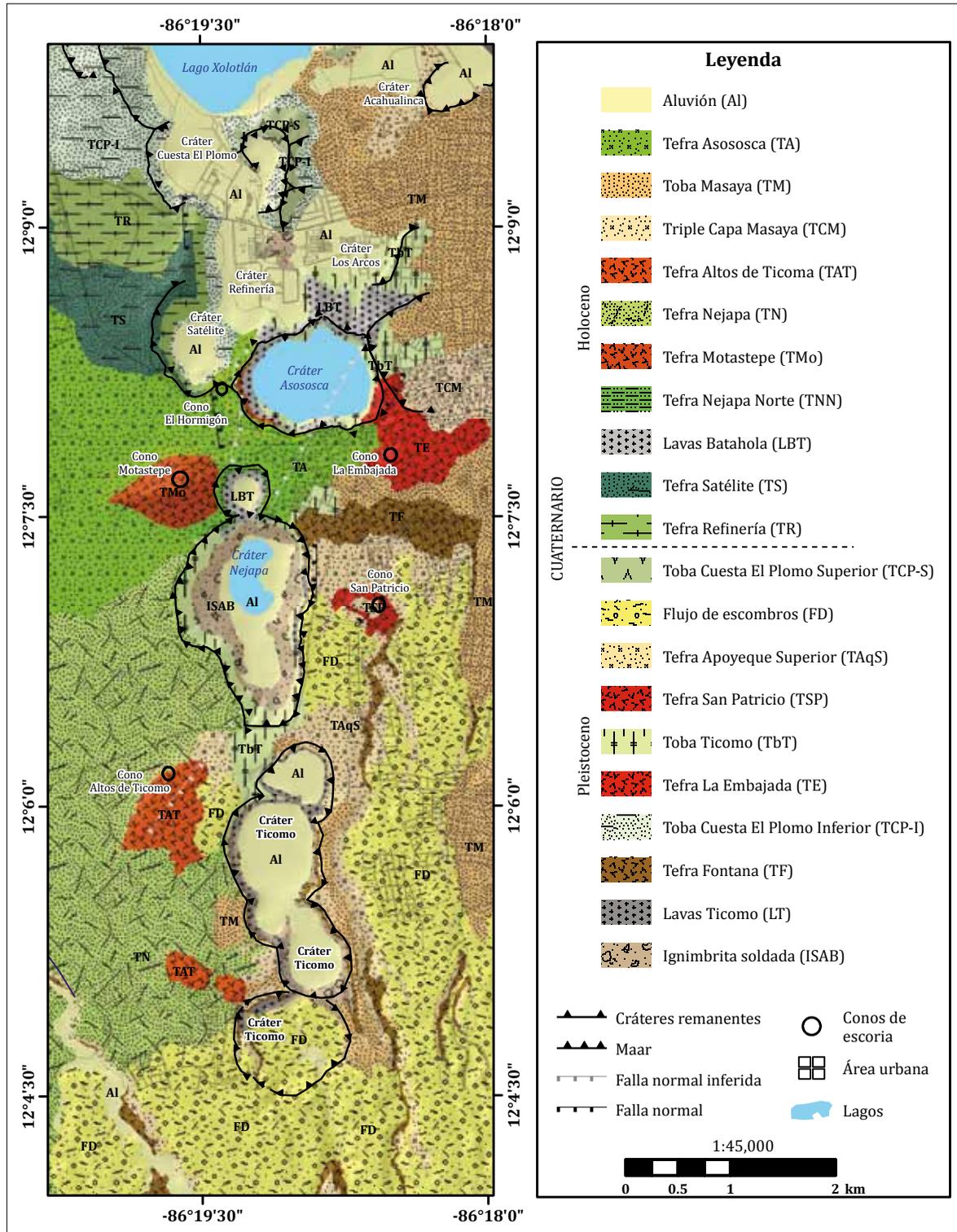


Figura 6. Mapa geol3gico de la porci3n central y sur del campo volc1nico Nejava y alrededores (Avell1n, 2009).

con el fin de complementar los sistemas de fallas y morfoalineamientos, y discriminar aquéllas que no se expresen en el mismo, según Kostenko (1975) y Magaz *et al.* (1997); *e*) análisis estructural correlativo con las relaciones litoestratigráficas del relieve, de sus condiciones de yacencia y de precisión de los límites entre las unidades tectónico-volcánicas, y *f*) interpretación de los patrones estructurales de las redes hidrográficas.

Con base en la interpretación y análisis de la carta topográfica, a escala 1:50 000, un modelo digital del terreno de 5 m de resolución y la información existente de las estructuras geológicas, que caracterizan el área de interés, se realizó una caracterización de los elementos morfotectónicos y morfoestructurales. Se tomó como referencia la expresión regional y local de las estructuras geológicas del relieve, en particular fallas regionales y fallas locales, cráteres, maar, conos de escoria, entre otros.

A partir del análisis morfométrico, se pudieron obtener elementos que expresan las características cuantitativas de las formas del relieve (Lugo, 1988). Dichos elementos incluyen la profundidad de disección, el grado de inclinación de las laderas, la orientación de laderas, los niveles hipsométricos o altimétricos, y los factores lito-estratigráficos. Estos elementos se obtuvieron con base en las curvas de nivel cada 20 m, proporcionadas por el INETER, y procesadas en el SIG ArcMap 10.

Mapa altimétrico o hipsométrico

La elaboración del mapa altimétrico consistió en definir alturas máximas y mínimas, a partir de las curvas de nivel tomadas del mapa topográfico 1:50 000, editado por el INETER (1986). Se definieron intervalos cada 20 m, considerando la configuración del relieve, para poder subsecuentemente definir las UMTV propuestas en este estudio. La elección del fondo cualitativo de color, se realizó de acuerdo con el sistema de la convención internacional, donde los tonos más fríos representan las porciones más bajas y los más cálidos, las altas.

En el mapa altimétrico quedó representado, de manera general, el relieve originado tanto por la actividad volcánica del Cuaternario, como por la actividad tectónica característica del área estudiada, además de la erosión que es muy marcada en

el sector sur, como resultado de la tectónica y la litología predominante (Figura 7).

De manera general, la interpretación del relieve permitió identificar diferencias altimétricas entre las principales estructuras tectónicas y edificaciones volcánicas del área: *a*) estructuras tectónicas del Cuaternario, con altitudes que varían desde 100 a 600 msnm, constituyendo las morfoestructuras de mayor energía del relieve; *b*) zona de piedemonte, de flujos de detritos y depósitos volcánicos de caída, proveniente del volcán Masaya y Apoyo, con elevaciones entre 300 y 600 msnm, de carácter transicional entre la planicie y la base de las estructuras descritas anteriormente; *c*) estructuras volcánicas del Cuaternario (maar, cráteres, conos de escorias), emplazadas a través de la falla Nejapa, con altitudes entre los 40 y 400 msnm, y *d*) sistema de planicies del graben, de gran extensión y con altitudes entre los 40 y los 100 msnm.

Mapa de profundidad de disección

Este mapa se realizó con base en el mapa topográfico, a escala 1:50 000. Se identificaron las corrientes fluviales, tanto las de la cartografía oficial, como las determinadas por interpretación e inferencia. Posteriormente se dividió el mapa en cuadrantes con superficies individuales de 1 km², con la finalidad de obtener el valor máximo de profundidad de erosión en cada uno (Figura 8). De manera general, se observa una relación entre la pendiente y los valores de profundidad de disección en el territorio; áreas de mayor pendiente involucran mayor disección y viceversa. De igual manera, en función de la litología se observan diferentes niveles de profundidad de disección. Los valores más altos son \geq a 140 m.

Mapa de pendientes

Realizado con base en las curvas de nivel de la carta topográfica digital del INETER (1986). El relieve de la zona se clasificó en siete rangos de pendiente: dos categorías para las pendientes menores \leq 1 a 4°, correspondientes a planicies, y para el relieve montañoso de 8 a 16, 16 a 24, 24 a 45 y \geq 45 (Figura 9).

Los rasgos más notables que se aprecian son los escarpes, los cuales coinciden con laderas mon-

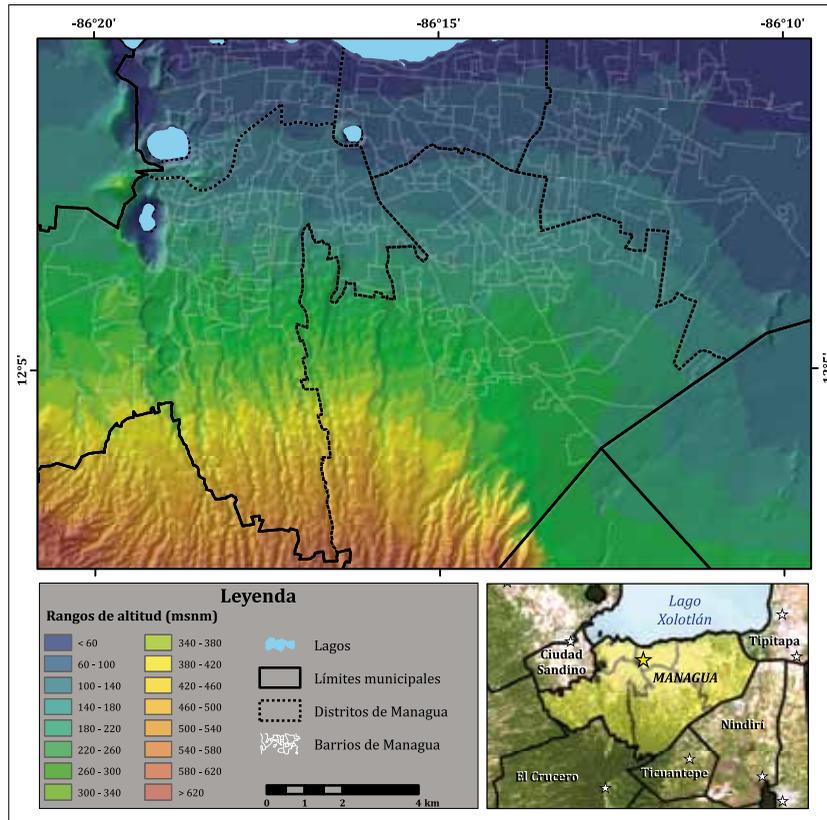


Figura 7. Mapa altimétrico.

tañosas y cortes erosivos. Se observan los valores menores, en planicies y piedemontes medios.

RESULTADOS

De acuerdo con las condiciones geológico-geomorfológicas, y los criterios específicos establecidos en la Tabla 1, el municipio de Managua fue dividido en doce zonas o unidades morfotectónico-volcánicas (UMTV), (Figura 10); éstas son descritas a continuación.

UMTV I. Cuajachillo

Esta zona está representada por una planicie baja, con altitud entre 40 a 100 msnm, semiplana, con inclinación entre 1 a 4°, disminuyendo al norte y aumentando en el límite oriental de la zona, con predominio de orientación de laderas al norte y noreste, con una densidad de disección vertical menor o igual a 20 m. Esta zona está representa-

da por la presencia de rocas de edad cuaternaria, representada por las Tobas Cuesta El Plomo, conformada por un depósito de oleadas piroclásticas de composición andesítica-basáltica. La unidad de la tefra Satélite corresponde a una sucesión de oleadas piroclásticas (Pardo, 2008; Avellán, 2009). La tefra Asososca proveniente del Maar Asososca son depósitos originados por oleadas piroclásticas y caracterizados por una sucesión de oleadas basales piroclásticas secas, constituida por ceniza gruesa y lapilli con una edad de $2\ 130 \pm 40$ años (Avellán, 2009). Estructuralmente esta zona no presenta rasgos internos significativos.

UMTV II. Ticomo-Los Martínez

Es una zona de debilidad cortical, denominada falla Nejapa, con tendencia norte-sur. Esta falla está dividida en tres segmentos: norte, central y sur. Estas porciones se caracterizan por presentar segmentos de aproximadamente 0.8 km, en la parte sur, y 0.9 km, en la parte norte. Esta falla tiene una

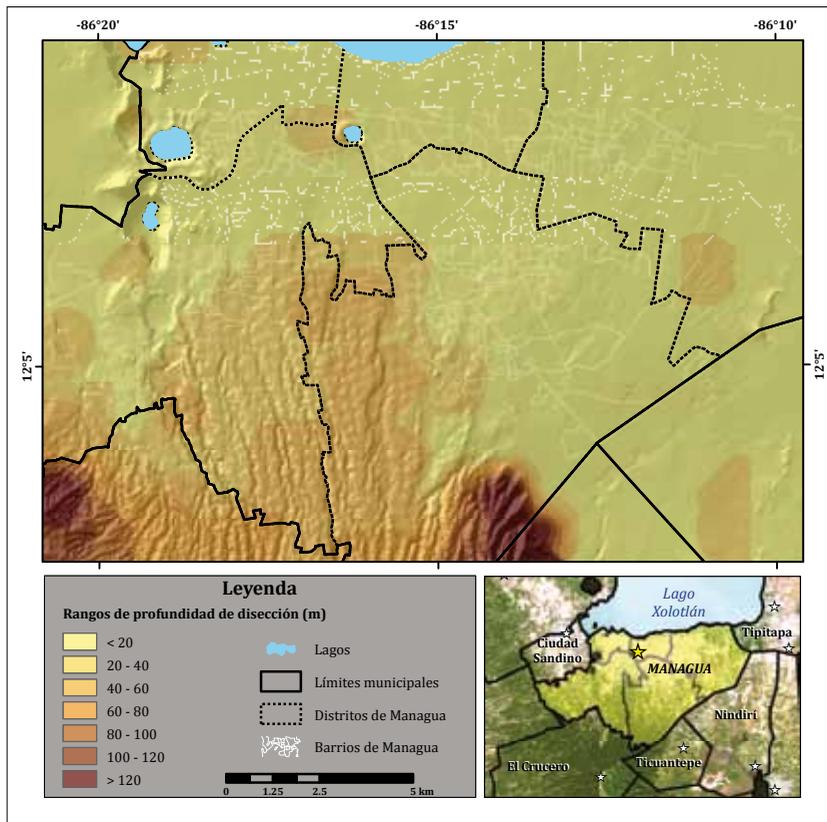


Figura 8. Mapa de profundidad de disección.

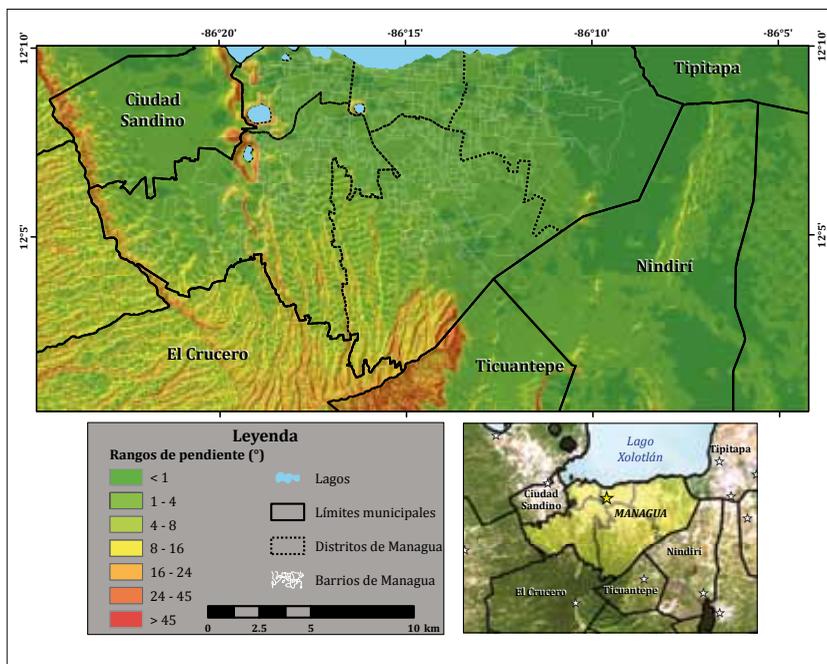


Figura 9. Mapa de pendientes.

Tabla 1. Criterios para la delimitación de las zonas morfoestructónico-volcánicas de Managua, Nicaragua

Zonas	Elementos Morfoestructurales y Morfoestructurales	Elementos Morfométricos	Factores lito-estratigráficos
I. Cuajachillo	Planicie baja del borde meridional del Graben de Managua; semiplano, flujo-volcánico, ligeramente inclinada, con muy bajo nivel de fracturación; no presenta rasgos estructurales internos significativos.	Presenta una altitud que varía de 40 a 100 msnm, con pendientes entre 1 a 8 grados. Predominio de orientación de laderas al N y NE.	Esta zona se caracteriza por depósitos de tefra y toba provenientes de los cráteres de Asososca, Satélite y Cuesta El Plomo (Pardo, 2008; Avellán 2009).
II. Ticomio-Los Martínez	Zona de debilidad cortical compuesta por numerosos cráteres volcánicos y conos monogénéticos; asociados al sistema de fracturación de la falla Nejapa, con tendencia N-S y una longitud de aproximadamente 25 km, y con un movimiento normal con componente lateral derecha (Espinoza, 2007).	Su altitud varía de 40 a 400 msnm La pendiente oscila entre 1 a 45 grados. Orientación de las laderas al N, E, O, SE y SO.	Afloran depósitos de la Formación Nejapa (Avellán, 2009), caracterizados por una secuencia de depósitos de ignimbritas, tobas, tefras y lavas originadas por las estructuras monogénéticas que presenta el área. Igualmente se observan depósitos aluviales.
III. San Judas -Tiscapa	Planicies medias a altas, de carácter acumulativo volcánico, con notable fracturación interna reflejada en las zonas de fallas San Judas, Estradio, Los Bancos y Tiscapa, con fuerte actividad sismotectónica, comprobada durante los terremotos de 1931 y 1972.	La altitud varía de 40 a 200 msnm Las pendientes entre 1 a 8 grados aproximadamente, exceptuando la pared interna del cráter de la laguna de Tiscapa, que presenta pendientes mayores a 60 grados. La orientaciones de laderas predominante son N y NE.	En esta zona se observan depósitos de la Formación Managua, La Formación Chiltepe (Bice, 1985; Kutterolf <i>et al.</i> , 2007), y una secuencia <i>in situ</i> de depósitos de tefra, originado por el Maar Tiscapa (Freundt <i>et al.</i> , 2009).
IV. San Juan - Unidad de propósito	Planicies altas a medias, estructurales y acumulativas, con presencia de piedemonte bajo. Esta zona presenta estructuras disyuntivas notables de tipo normal e inversas (falla Centroamérica y Zogaib) y lateral izquierdo (falla Chico Pelón), se caracteriza por la evidencia de actividad sismotectónica y formación de escalones tectónicos durante eventos notables. La falla Chico Pelón representa el límite estructural entre esta zona IV y la zona III.	La altitud de esta zona varía de 100 a 400 msnm y las pendientes entre 1 a 8 grados. Orientación de laderas N y NE.	Esta zona de caracteriza por depósitos de la Formación Managua (Bice, 1985; Kutterolf <i>et al.</i> , 2007), interestratificado con flujos de detritos (Woodward Clyde, 1975).
V. Barrio Nuevo - Esquipulas	Planicies inclinadas medias a altas, de carácter acumulativo fluvial y en la parte S por acumulación volcánica, presenta también fracturación moderada, visible en las fallas Ticuantepe y Tambo. Su límite oriental es muy claro y está controlado por la falla Aeropuerto, límite occidental de la zona VI.	La altitud de esta zona es de 100 a 300 msnm, con pendiente entre 1 y 8 grados. Orientación de laderas preferencial al E y NE.	En esta zona aflora la triple capa Masaya, toba Masaya, y la tefra Apoyo Superior, provenientes de la caldera Masaya y Apoyo (Bice, 1985; Kutterolf <i>et al.</i> , 2007; Avellán, 2009; Peréz <i>et al.</i> , 2009).

Tabla 1. Continuación

VI. Graben el Aeropuerto	Es una de las zonas más notables del territorio representadas por un graben limitado por las fallas Aeropuerto de tipo normal oblicuo (Cowan, 2000) y la falla Cofradía compuesta por un sistema de fallas normales escalonadas. En general son planicies bajas a altas formadas sobre acumulaciones volcánicas y fluviales.	La altitud es de 40 a 100 msnm. La pendiente varía entre 1 a 8 grados, a excepción de los conos de escoria que presentan una pendiente máxima de 24 grados. Orientación de laderas N y NE.	Esta zona se caracteriza por la presencia de la toba Masaya, coladas de lavas de composición andesítica-basáltica, provenientes de la caldera Masaya (Bice, 1985; Kutterolf <i>et al.</i> , 2007), y depósitos aluviales.
VII. Los Madrigales	Zona de piedemonte bajo, de origen volcánico, con poca expresión de elemento estructural-tectónico.	La altitud abarca los 100 a 200 msnm, con pendientes entre 1 y 4 grados. Orientación preferencial de laderas N y NE.	Esta zona presenta depósitos provenientes de la Formación Managua (Bice, 1985).
VIII. Las Cuchillas	Edificación tectono-volcánica, con algunos rasgos elípticos en su configuración. Geomorfológicamente es una premontaña, activada en el contexto del complejo volcánico las Nubes.	Las altitudes van desde de 400 a 800 msnm. La pendiente varía entre 30 a 80 grados. Orientación preferencial de laderas N, NE y S.	La litología del área se caracteriza por depósitos provenientes de la Formación la Sierra, representada por una secuencia de depósitos de ignimbritas y tefra (Kutterolf <i>et al.</i> , 2007; Girard y van Wyk Vries, 2005).
IX. San Isidro	Piedemonte volcánico alto, con evidencias esculturales de actividad tectónica reciente. En esta zona se observa la prolongación de la falla Centroamérica.	La altitud varía de 300 a 600 msnm y la pendiente entre 8 a 45 grados. Orientación de laderas al N y NE.	Esta zona se caracteriza por los depósitos de la Formación Las Sierras y la Formación Managua, inter-estratificado con flujos de detritos (Kutterolf <i>et al.</i> , 2007).
X. Cedro Galán-Monte Tabor	Piedemonte bajo, con sectores planos, sobre una estructura deprimida entre las zonas XI, IX y II. Las características relativamente planas y onduladas facilitaron la expansión de la zona urbana, es representativa para esta zona la falla Wheeloch.	Presenta una altitud entre 300 a 600 msnm. El rango de pendiente oscila entre 8 a 24 grados. Orientación de laderas predominante al N.	Esta zona se presentan depósitos de la Formación Nejapa y la Formación Chiltepe (Avellán, 2009).
XI. Berlín	Cadena Premontañosa tectono-volcánica de Berlín, controlada por la falla Mateares, con estructura asimétrica, con macro-pendiente oriental muy pronunciada y la macro-vertiente occidental muy suave.	La altitud en esta zona es de 400 a 600 msnm, con pendientes que oscilan entre 4 a 24 grados. Orientación de laderas al N y NE.	La estratigrafía del área se caracteriza por depósitos de flujos de detritos e ignimbritas de la Formación Las Sierras (Kutterolf <i>et al.</i> , 2007).
XII. Costa del Lago	Planicie muy baja, acumulativa fluvial y lacustre, semiplana, del sector meridional del graben Managua.	Esta zona se encuentra a una altitud de 40 msnm y presenta pendientes entre 1 y 2 grados. Con orientación preferencial de ladera al N.	En esta zona se encuentran depósitos re-trabajados, provenientes de las partes superiores del municipio, así como depósitos lacustres provenientes del lago Xolotlán.

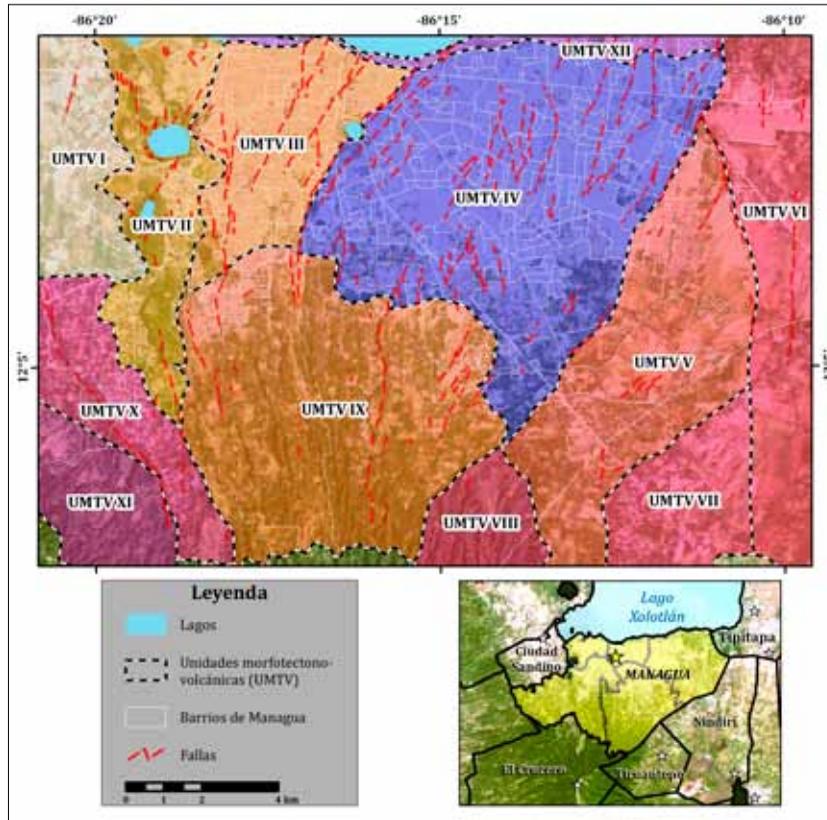


Figura 10. Mapa de zonas morfotectónico-volcánicas del municipio de Managua.

longitud aproximada de 25 km, con movimiento normal, con componente lateral derecho y una geometría *en echelón* derecha con dirección N5°E, buzando al este, con un ángulo de apertura de 20° aproximadamente, con un vértice en la parte sur y con mayor apertura en la parte norte (Espinoza, 2007).

En esta falla se encuentran emplazadas aproximadamente 29 estructuras volcánicas monogenéticas y una estructura poligenética. En el área de interés solo se presentan 19 volcanes monogenéticos, divididos en conos de tobas, maar y conos de escoria (Avellán, 2009). Desde el punto de vista morfométrico, presentan altitudes entre 40 a 400 msnm, con pendientes que oscilan entre 1 a 24°, orientación de las laderas al norte, este, oeste, sureste y suroeste, con una disección vertical menor o igual a 20 m. De acuerdo con Avellán (2009), las laderas internas de los cráteres oscilan entre 26 a 90°, en la mayoría de los casos.

La litología de esta zona está representada por los depósitos originados por las estructuras monogenéticas de la región, denominada formación Nejapa, caracterizada por la siguiente secuencia y depósitos: secuencia Ticomo (lavas, toba, tefra); secuencia Nejapa (tefras y lavas); secuencia Aso-sosca (toba, tefras, flujos piroclásticos), (Pardo, 2008; Avellán, 2009); depósitos de la Formación Managua (tefra Apoyo superior, Triple capa Masaya y Toba Masaya); Formación Chiltepe (tefra Apoyeque Superior y tefra Chiltepe); y la Formación Las Sierras, que es la más antigua (Ignimbrita, Andesita-Basáltica y tefra Fontana), (Bice, 1985; Kutterolf *et al.*, 2007; Avellán, 2009).

UMTV III San Judas-Tiscapa

Se presentan planicies de medias a altas, con notable fracturación interna, reflejada en las zonas de fallas San Judas, que presenta un escarpe de 15 m máximo, una longitud de proyección de 5 a 10 km máximo y un movimiento al N-S, $\pm 5^\circ$ con

inclinación al este y 60° con respecto a la vertical, con una tasa de movimiento probablemente de 0.2 a 1 mm/año (Cowan *et al.*, 2000, 2002).

La falla Estadio, con una longitud de proyección 2 a 10 km por debajo del lago de Managua, con un escarpe máximo de ~ 1 m y movimiento $N30^\circ E \pm 5^\circ$, sentido lateral izquierdo y con una pequeña componente normal al este. La falla Tiscapa, con longitud en la superficie máxima de 10 km se extiende 20 km hacia el lago Xolotlán, presenta un escarpe de 20 m y el movimiento es $N24^\circ E, \pm 7^\circ$, sentido del movimiento lateral izquierdo (Cowan *et al.*, 2000, 2002). Es necesario mencionar, que estas fallas se activaron para los sismos del 31 de marzo de 1931 y el del 23 de diciembre de 1972.

Esta zona presenta altitudes de 40 a 200 msnm, con pendientes que oscilan entre 1 a 8° aproximadamente, a excepción de las paredes internas del cráter Tiscapa, donde sus pendientes son mayores a los 60° . La disección vertical varía entre 20 a 40 m y las orientaciones de laderas predominantes son norte y noreste.

Bajo una óptica lito-estratigráfica, esta zona está representada por depósitos de la Formación Managua (Triple capa Masaya y Toba Masaya) (Bice, 1985; Kutterolf *et al.*, 2007), intercalados con flujos de detritos (Woodward Clyde Consultants, 1975) y la Formación Chiltepe, constituida por la tefra Apoyeque Superior (Kutterolf *et al.*, 2007). Asimismo, en las zonas aledañas al cráter Tiscapa y propiamente en la estructura, se presenta una secuencia de tefra interestratificada, con depósitos de flujos de detritos e ignimbritas (Freundt *et al.*, 2006).

UMTV IV San Juan-Unidad de Propósito

Esta unidad se caracteriza por planicies medias y altas, con presencia de piedemonte bajo y con estructuras disyuntivas notables, como la falla Centroamérica, con dirección de movimiento $N15^\circ E$ y su longitud verificada en campo es de 1.8 km y el tipo de fallamiento es predominantemente normal, también inverso (INETER, 1997).

La falla Chico Pelón se identificó a raíz de las fracturas originadas por el sismo del 23 de diciembre de 1972. Esta falla es paralela a la falla Tiscapa y se compone de tres segmentos, con desplazamiento

en *echelón*, con 4.9 km de longitud comprobada, y un fallamiento normal con componente lateral izquierdo. La falla Zogaib-Escuela presenta un escarpe con orientación este, de 2.7 km de longitud y el tipo de fallamiento predominantemente es normal o inverso. Igualmente, se determinaron por medio de la interpretación de fotografías aéreas, los alineamientos denominados J, K, L, M, N y las Colinas (*Ibid.*).

De acuerdo con Woodward Clyde Consultants (1975), los alineamientos Las Colinas poseen un mecanismo aparentemente normal, con orientación $N20^\circ O$ y una variación hacia el sur $N25^\circ E$, con 3 km de longitud reconocible del escarpe; el alineamiento J presenta un tipo de fallamiento normal e inverso, con orientación $N40^\circ E$ y longitud comprobada de 450 m (proyectada de 2 km); el alineamiento L, con orientación $N20^\circ E$, longitud proyectada de 2.2 km y 4.5 m de altura del escarpe; el alineamiento M, con orientación $N40^\circ E$ y 5.8 km de longitud proyectada; el alineamiento N, con orientación $N20^\circ E$, 500 m de longitud comprobada y 3.3 km de longitud proyectada. Este alineamiento probablemente se une a la falla Aeropuerto.

El alineamiento K, descrito por Kuang (1973), es de tipo normal, con un desplazamiento de 1.5 m hacia el este. Esta falla presenta una dirección $N10^\circ O$, cerca del extremo norte, y $N30^\circ E$ cerca del extremo sur, con 27 m de ancho y 2.5 km de longitud comprobada (4.1 km de longitud proyectada).

Esta zona tiene una altitud entre 100 a 400 msnm, con pendientes que oscilan entre 1 y aumenta en 8° , al sur de la zona, con una disección vertical predominante menor o igual a 20 m y con predominio de la orientación de laderas norte y noreste. Litológicamente está representada por los depósitos de la Formación Managua, principalmente la triple capa Masaya y Toba Masaya (Bice, 1985; Kutterolf *et al.*, 2007), interestratificado con flujos de detritos (Woodward Clyde Consultants, 1975).

UMTV V Barrio Nuevo-Esquipulas

En esta zona se observan planicies inclinadas medias a altas, con presencia de fracturación moderada, visibles en las fallas Ticuanpe y Tambo,

propuestas por Álvarez (2002) y Devoli (2002). El límite está controlado por la falla Aeropuerto.

La inclinación de la pendiente varía entre 1 a 4°, con altitudes entre 100 a 300 msnm, la disección vertical predominante es de 20 m, y la orientación preferencial de laderas es este y noreste.

En esta zona afloran depósitos provenientes de la caldera Masaya, clasificados como triple capa Masaya (Bice, 1985; Avellán, 2009; Pérez *et al.*, 2009) y depósitos provenientes de la caldera Apoyo, tefra Apoyo Superior, descrita por Kutterolf *et al.* (2007).

UMTV VI Graben el Aeropuerto

Esta zona está representada por la presencia del Graben Aeropuerto, limitado por la falla Aeropuerto, al este, con un escarpe de 10 a 12 m, con longitud ~15 km, que se extiende por debajo del lago de Managua, con movimiento N3°E ± 6°, una inclinación promedio subvertical y el sentido del movimiento normal oblicuo y, al oeste, por la falla Cofradía, con longitud proyectada de aproximadamente 40 km y un escarpe de ~ 15 m, con rumbo promedio de N4.2°E ± 13° (Cowan *et al.*, 2000, 2002). Esta estructura consiste en un sistema de fallas normales escalonadas, que se desplazan de forma descendente hacia el oeste. Se cree que la costa oriental del lago de Managua, anómalamente recta, está controlada por la proyección hacia el norte de este sistema de fallas (INETER, 1997).

La altitud de esta zona varía entre 40 a 100 msnm y la pendiente entre 1 a 8°, disminuyendo hacia el lago Xolotlán, en la zona de los conos de escoria la pendiente es de 8 a 24°, su densidad de disección vertical es menor o igual a 20 m y con orientación de laderas N y NE.

Se caracteriza por depósitos aluviales y lacustres, al norte, y cerca del lago de Managua y por la presencia de la toba Masaya y coladas de lavas de composición basáltica-andesíticas, provenientes de la caldera Masaya (Bice, 1985; Kutterolf *et al.*, 2007).

UMTV VII Los Madrigales

Zona de piedemonte bajo, de origen volcánico, con poca presencia de elementos estructurales notables. Con altitudes entre 100 a 200 msnm

y pendientes que oscilan entre 1 a 4° en toda la zona, con disección vertical oscilando entre 20 y 80 m, y orientación preferencial de laderas norte y noreste. En esta zona se observa el depósito de la formación Managua, caracterizado por la toba Masaya, descrita por Bice (1985).

UMTV VIII Las Cuchillas

Geomorfológicamente se clasifica como pre-montañas, con algunos rasgos elípticos en su configuración y se encuentra al Noroeste del escarpe denominado Las Nubes. Con altitudes que oscilan entre 400 a 800 msnm, con pendientes entre 8 a 45° aproximadamente, una orientación preferencial de laderas norte, noreste y sur, con una disección vertical entre 80 y mayor o igual a 140 m. Se presentan depósitos de la Formación Las Sierras, secuencia de depósitos ignimbríticos y tefra Fontana (Girard *et al.*, 2005; Kutterolf *et al.*, 2007).

UMTV IX San Isidro

Desde la perspectiva geomorfológica, se clasifica como un piedemonte alto, con evidencias esculturales de la actividad tectónica reciente, como la prolongación de la falla Centroamérica. La altitud varía entre 300 a 600 msnm y las pendientes oscilan entre 8 a 24°, la densidad de disección vertical es de 40 a 80 m, con orientación de laderas preferente al norte y noreste.

Esta zona se caracteriza por la Formación Las Sierras, compuesta por intercalaciones de depósitos de ignimbrita, oleadas y flujos piroclásticos y tefra, y la formación Managua (toba Masaya y triple capa Masaya) interestratificado con flujos de detritos (Kutterolf *et al.*, 2007; Woodward Clyde Consultants, 1975).

UMTV X Cedro Galán-Monte Tabor

Esta zona está representada por un piedemonte bajo, con sectores de planicie entre las zonas XI, IX y II. Presenta rasgos estructurales poco notables en el relieve, representado por la falla Wheeloch (Álvarez, 2002). Las pendientes oscilan entre 4 a 16° aproximadamente, con altitudes entre 300 a 600 msnm, con disección vertical entre 20 y 40 m, y orientación dominante de laderas al norte.

Los depósitos característicos de esta zona pertenecen a la Formación Nejapa, constituidos por oleadas piroclásticas, pertenecientes a la secuencia Nejapa y la tefra Apoyeque superior de la Formación Chiltepe (Avellán, 2009).

UMTV XI Berlín

Caracterizado por una premontaña controlada por la falla Mateares, con estructura asimétrica, con macropendiente oriental muy pronunciada y una macrovertiente occidental muy suave. Las altitudes oscilan entre 400 a 600 msnm, con pendientes entre 4 a 24°, con densidad de disección entre 60 a ≥ 140 m y orientación de laderas al norte y noreste. Litológicamente se encuentra constituida por flujos de detritos e ignimbritas de la Formación Las Sierras (Kutterolft *et al.*, 2007).

UMTV XII Costa del Lago

Esta zona se caracteriza por una planicie baja, con altitudes de 40 msnm y pendientes de 1 y 4°. Con orientación de laderas preferencial al norte y una disección vertical menor o igual a 20 m. Caracterizado por depósitos fluviales y lacustres.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La zonación morfotectónico-volcánica del municipio Managua, en Nicaragua, fue elaborada bajo la aplicación del enfoque estructuro-geomorfológico del relieve y mediante la aplicación de los métodos del análisis morfoestructural (análisis de la orientación estructural del relieve, evaluación morfométrica integral de las categorías geomorfológicas, identificación e interpretación de los rasgos estructuro-geológicos, análisis de los morfoelementos lineales y anulares expresados en el relieve, análisis estructural correlativo con las relaciones litoestratigráficas del substrato e interpretación de los patrones estructurales de las redes hidrográficas), como soporte básico para la diferenciación regional, en este caso unidades morfotectónico-volcánicas.

Esta clasificación de carácter regional y su zonación morfotectónico-volcánica constituyen, desde el punto de vista científico, una visión geosistémica de la expresión de la estructura y constitución

geológicas, y de la actividad neotectónica en la formación, consolidación y diferenciación del relieve tectónico-volcánico en el territorio managüense, reflejando la individualidad de cada una de sus doce unidades espaciales.

En este sentido, la zonación morfotectónico-volcánica goza de una significativa robustez holística, lo que permite comprender las relaciones espaciales entre la composición del substrato geológico, sus estructuras y deformaciones tectónicas, y su papel en la formación diferenciada del relieve, en condiciones genéticas complejas, relacionadas con el vulcanismo Cuaternario y reciente. La definición de estas doce unidades es un insumo de gran relevancia para el estudio de las amenazas sísmica, volcánica y aquéllas relacionadas con fenómenos hidrometeorológicos extremos, en diferentes escenarios de vulnerabilidad, así como para el diseño de programas vinculados a la gestión de riesgos.

De manera particular, la deforestación y los procesos erosivos han amplificado la respuesta hidrológica de las cuencas en Managua, sobre todo en sus porciones bajas. Estos aspectos se relacionan en gran medida con las UMTV, por lo que su análisis en el contexto de la vulnerabilidad por inundaciones, sus correspondientes afectaciones y la valoración económica de los daños potenciales tangibles provocados por una inundación son ejemplo claro de la relevancia del enfoque presentado en este trabajo (Velásquez, 2011).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las correcciones y sugerencias amablemente realizadas por dos árbitros anónimos y el Editor Académico de la revista, con base en las cuales fue posible mejorar la versión original del artículo.

REFERENCIAS

Avellán, D. (2009), *Tefroestratigrafía de la parte occidental de Managua, Nicaragua: evolución de las estructuras volcánicas de Ticomo, Nejapa y Asososca*, tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, México.

- Álvarez, A. (2002), *Estudio geológico para el reconocimiento de fallas superficiales (planchas topográficas San Isidro La Cruz Verde y Esquipulas)*, Informe INETER, Managua, Nicaragua.
- ALMA (2003), *Ficha Municipal*, Managua.
- ALMA (2005), *Características generales del Municipio de Managua por distrito*, Managua.
- Bice, D. (1985), "Quaternary volcanic stratigraphy of Managua, Nicaragua: Correlation and source assignment for multiple overlapping plinian deposits", *Geological Society of America Bulletin*, vol. 96, pp. 553-566.
- Castillo, M. (1992), *Estudio Agroecológico de la región III y su aplicación al desarrollo agropecuario*, Agencia Finlandesa para el desarrollo internacional (FINNIDA), Managua.
- Carr, M. J., M. D. Feigenson, L. C. Patino and J. A. Walker (2003), "Volcanism and geochemistry in Central America: Progress and problems", *American Geophysical Union*, Geophysical Monograph 138, pp. 153-173.
- Changxing, S., Z. Dian, Y. Lianyuan, L. Bingyuan, Z. Zulu and Z. Ouyang (2007), "Land subsidence as a result of sediment consolidation in the Yellow River Delta", *Journal of Coastal Research*, vol. 23, no. 1, pp.173-181.
- Chichagov, V. M. (1976), "Klassificacia morfostruktur kak centralnaia zadacha dalniechevo rasvitia obchei teorii geomorfologuii", AN SSSR, Moscú, *Serie Geograficheskaiia*, no. 1, pp. 29-47 (en ruso).
- Cowan, H., M. Machette, X. Amador, K. Morgan, R. Dart and L. Ann Bradley (2000), *Map and database of Quaternary faults in the vicinity of Managua, Nicaragua*, USGS, USA.
- Cowan, H., C. Prentice, D. Pantosti, P. Martini and W. Strauch (2002), "Late Holocene Earthquakes on the Aeropuerto Fault, Managua, Nicaragua", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 92, no. 5, pp.1694-1707.
- Cruz, M. (1990), *Características climáticas del departamento de Managua*, Dirección de Aplicaciones de Meteorología, INETER, Managua.
- DeMets, Ch. (2001), "A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central America volcanic arc", *Geophysical Research Letters*, vol. 28, no. 21, pp. 4043-4046.
- Dévoli, G. (2002), *Reseña de los estudios geológicos recopilados para el proyecto de las fallas geológicas de Managua*, Informe de INETER, Managua.
- Díaz Díaz, J. L., A. H. Portela Peraza, J. R. Hernández Santana, P. Blanco Segundo y A. R. Magaz García (1986), *Los principios básicos de la clasificación morfoestructural del relieve cubano y su aplicación en la región centro-oriental de Cuba*, Academia, La Habana.
- Díaz Díaz, J. L., A. H. Portela Peraza, J. R. Hernández Santana, A. R. Magaz García y P. Blanco Segundo (1989), "Morfoestructuras", en *Nuevo Atlas Nacional de Cuba*, Instituto Geográfico Nacional de España, Madrid, p. IV.3.1.
- Espinoza, F. J. (2007), *Neotectónica de la falla Nejapa, porción oeste del graben de Managua, Nicaragua*, tesis de Maestría, UNAM, México.
- Freundt, A., S. Kutterolf, H. Wehrmann, H. Schmincke and W. Strauch (2006), "Eruption of the dacite to andesite zoned Mateare Tephra, and associated tsunamis in lake Managua, Nicaragua", *Journal Volcanology and Geothermal Research*, vol. 149, pp. 103-123.
- Freundt, A., A. Hartmann, S. Kutterolf and W. Strauch (2010), "Volcaniclastic stratigraphy of the Tiscapa maar crater walls (Managua, Nicaragua): implications for volcanic and seismic hazards and Holocene climate changes", *Journal of Earth Sciences*, 99, pp. 1453-1470. doi: 10.1007/s00531-009-0469-6.
- Frischbutter, A. (2002), "Structure of the Managua Graben, Nicaragua, from remote sensing images", *Geofísica Internacional*, vol. 41, no. 2, pp. 87-102.
- García Palomo, A., J. J. Zamorano Orozco, C. López Miguel, A. Galván García, V. Carlos Valerio, R. Ortega y J. L. Macías (2008), "El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 25, núm. 1, pp.158-178.
- Girard, G. and B. Van Wyk Vries (2005), "The Managua Graben and Las Sierra-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modeling", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 144, pp. 37-57.
- Gorielov, S. K. (1984), "Glavníeichie geneticheskie tipi gornij sooruchenii territorii SSSR i problema ij proisjachdienia", in Florensov, N. A. (ed.), *Problemi geomorfologii gor*, Nauka, Moscú, pp. 5-34 (en ruso).
- Guerasimov, I. P. (1959), *Strukturnie cherty reliefa zemnoi poverxnosti na territorii SSSR i ij proisjachdienie*, AN SSSR, Moscú (en ruso).
- Guerasimov, I. P. (1986), *Problemi globalnoi geomorfologii. Covremennaiia geomorfologuia i teoriia mobilizma geologicheskaii istorii Zemli*, Nauka, Moscú (en ruso).
- Hernández Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez, A. R. Magaz García, J. L. Díaz Díaz y J. J. Zamorano Orozco (1994), "Estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales de interrelación interbloques: una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 28, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 9-32.

- Hernández Santana, J. R., A. R. Magaz García, M. A. Ortiz Pérez y J. J. Zamorano Orozco (1995), "Clasificación morfoestructural (tipológica) y morfotectónica (regional) del relieve oriental cubano: modelo insular de transición interplacas", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. especial 3, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 13-35.
- Hernández Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez y J. J. Zamorano Orozco (1996), "Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 31, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 45-67.
- Hernández Santana, J. R. y M. A. Ortiz Pérez (2005), "Análisis morfoestructural de las cuencas hidrográficas de los ríos Sabana y Papagayo (Tercio medio-inferior), estado de Guerrero, México", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 56, Instituto de Geografía, UNAM, pp. 7-25.
- Hernández Santana, J. R., J. Lugo Hubp y M. A. Ortiz Pérez (2007), "Morfoestructuras regionales", en *Nuevo Atlas Nacional de México*, Instituto de Geografía, UNAM, NA-III-1.
- Hernández Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez y M. Figueroa Mah-Eng (2009), "Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 68, Instituto de Geografía, UNAM, pp. 7-24.
- Hernández Santana, J. R., M. Bollo Manent y A. P. Méndez Linares (2012), "Análisis morfoestructural del relieve noroccidental del estado de Chiapas, México", *Revista Geográfica Venezolana*, vol. 53, núm. 1, pp. 57-75.
- Hecht, G. (1988), *Estudios químicos de las fuentes de agua para el abastecimiento de Managua con especial consideración de contenido de boro y fenoles*, Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales, Managua.
- Hu, H. M., L. R. Huang and R. B. Wang (1994), "Recent vertical crustal movement and land deformation in the Huanghe delta and adjacent areas", in Ren, M. E. (ed.), *Impacts of Sea Level Rise on Delta areas in China and Countermeasures*, Beijing, Science Press, pp. 92-99.
- IEA-MARENA (2001), *Informe del estado del Ambiente en Nicaragua*, Managua.
- INETER (1986), Topografía a escala 1:50 000, Managua.
- INETER (1997), Microzonificación sísmica de Managua, Reporte No. 3, Estudio de integración de datos geológicos geodésicos, sísmicos y geotécnicos en Managua, Nicaragua.
- INIDE (2008a), *VIII Censo de población y IV vivienda*, Censo Nacionales Población, vivienda y hogar, Nicaragua.
- INIDE (2008b), *Managua en Cifras*, Nicaragua, Managua.
- Jamilson, S. S. R., H. D. Sinclair, L. A. Kirstein and R. S. Purves (2004), "Tectonic forcing of longitudinal valleys in the Himalaya: morphological analysis of the Ladakh Batholith, North India", *Geomorphology*, vol. 58, no. 1-2, pp. 49-65.
- JICA (1993), "Estudio sobre el proyecto de abastecimiento de agua en Managua", Informe principal, Instituto Nicaragüense de Acueductos y Alcantarillados, Kokusai Kogyo, Co., Ltd, Tokyo.
- Korzhev, S. S. (1979), "Izuchenie obchevo risunka riechnoi ceti", *Morfostrukturnii analiz riechnoi ceti SSSR*, Moskba, Nauka, pp. 5-9 (en ruso).
- Kostenko, N. P. (1975), *Geomorfología estructural*, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Kuang, S. (1973), *Un estudio de campo del terremoto de Managua*, Informe No. 20, Catastro e Inventario de Recursos Naturales, División Geología, Managua, Nicaragua.
- Krzyszowski, D. and R. Stachura (1998), "Neotectonically controlled fluvial features, Walbrzych Upland, Middle Sudeten Mts, southwestern Poland", *Geomorphology*, vol. 22, no. 1-2, pp. 73-91.
- Kutterolf, S., A. Freundt, W. Pérez, H. Wehrmann and H. U. Scmincke (2007), "Late Pleistocene to Holocene temporal succession and magnitudes of highly explosive volcanic eruptions in west-central Nicaragua", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 163, pp. 55-82.
- Krusi, A. and J. Schultz (1979), "Base surge deposits of the Nicaragua volcano Masaya", *Geological Society of America*, vol. 11, no. 3, pp. 87-88.
- La Femina, P. and W. Strauch (2002), "Bookshelf faulting in Nicaragua", *Geological Society of America*, vol. 30, no. 8, pp. 751-54.
- Lilienberg, D. A., J. R. Hernández Santana, M. E. Marques Tablón y L. Álvarez Gómez (1993), *Movimientos tectónicos recientes de Cuba. El polígono geodinámico complejo de Santiago de Cuba*, Academia, La Habana.
- Lugo Hubp, J. I. (1988), *Elementos de geomorfología aplicada (Métodos cartográficos)*, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Magaz García, A. R., J. L. Díaz Díaz y J. R. Hernández Santana (1997), "Elementos geomorfológicos básicos para el análisis y determinación de zonas de fallamiento activo en las condiciones de Cuba", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 35, Instituto de Geografía, UNAM, pp. 9-83.
- Magaz García, A. R., J. R. Hernández Santana, J. L. Díaz Díaz e I. Hernández Guerrero (2006), "Formación y consolidación de las morfoestructuras septentrionales de la región central del archipiélago cubano y su geodinámica reciente", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 61, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 7-23.

- MARENA/INAFOR (2002), *Guía de especies forestales de Nicaragua*, Editora de Arte, Managua.
- Marshall, J. (2007), "The Geomorphology and Physiographic Provinces of Central America", in Bundschuh and Alvarado (eds.) *Central America: Geology, Resources and Hazard*, pp. 16-18.
- Mecheriakov, Yu. A. (1965), *Strukturnaia geomorfologuia ravninnij stran*, Nauka, Moscú (en ruso).
- Modenesi-Gauttieri, M. C., S. Takashi-Hiruma and C. Riccomini (2002), "Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil", *Geomorphology*, vol. 43, no. 3-4, pp. 257-271.
- Montgomery, S. y Ch. Heillemann (1979), *Estudios hidrogeológico del área de las lagunas de Nejapa, Asososca y Acahualinca*, República de Nicaragua, Managua.
- Palacio Prieto, J. L., J. López Blanco y M. A. Ortiz Pérez (1991), "Evaluación geomorfológica estructural a través de modelos sombreados y pares estereoscópicos generados a partir de modelos digitales de terreno", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 23, Instituto de Geografía, UNAM, pp. 89-101.
- Pardo, N. (2008), *Estratigrafía e historial eruptiva del maar Asososca, Nicaragua*, tesis de Maestría, UNAM, México.
- Pereira, R. (2007), *Recopilación de la Información sobre la Biodiversidad de Nicaragua*, Managua.
- Pérez, W. and A. Freundt (2006), "The youngest highly explosive basaltic eruptions from Masaya Caldera (Nicaragua): Stratigraphy and hazard assessment" in Rose, W. I., G. J. S. Bluth, M. J. Carr, J. Ewert, L. C. Patino and J. W. Vallance (eds.), *Volcanic Hazards in Central America*, Geological Society of America, Special Publication, pp. 189-207.
- Pérez, W., A. Freundt, S. Kutterolf and H-U. Schmincke (2009), "The Masaya triple layer: A 2100 year old basaltic multi-episodic Plinian eruption from the Masaya Caldera Complex (Nicaragua)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 179, pp. 191-205.
- Ranstman, E. Ya. (1979), *Miesta zemletriacenii u morfostruktura gornij stran*, Nauka, Moscú (en ruso).
- Rivera, G. (2010), *Hydrogeological characterization of the Western part of Managua, Nicaragua* (Licentiate Thesis), Engineering Geology, Lund University, Sweden.
- Rozanski, K. (1999), *Water balance of lake Xolotlán: Assesment of groundwater inflow and outflow rates using isotope data*, Final report, IAEA technical Co-operation Project NIC/8/010, Vienna.
- Rupke, L., J. Phipps, M. Hort and J. Connolly (2002), "Are the regional variation in Central American Arc lavas due to differing basaltic versus peridotitic slab sources of fluids?", *Geological Society of America*, vol. 30, no. 11, pp. 1035-1038.
- Velásquez Espinosa, M. de los Á. (2011), *Geomorfología y vulnerabilidad social del Municipio de Managua*, tesis de Maestría, UNAM, México.
- Williams, S. N. (1983), *Geology and eruptive mechanisms of Masaya Caldera complex, Nicaragua*, PhD Thesis, Dartmouth College, New Hampshire.
- William, S. N. (2009), "Plinian airfall deposits of basaltic composition", *Geological Society of America*, no. 11, pp. 211-214.
- Woodward Clyde Cosultants (1975), *Investigation of Active faulting in Managua, Nicaragua & vicinity*, Ministerio de Planificación Urbana, Nicaragua, vol. I, Managua.
- Zamorano Orozco, J. J., M. A. Ortiz Pérez, M. T. Ramírez Herrera y J. R. Hernández Santana (2000), "Meseta de Boniato y Graben de Santiago de Cuba: un enfoque geomorfológico de su desarrollo morfoestructural", *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 41, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 26-45.