

Depósito de avalancha de escombros del volcán Temascalcingo en el graben de Acambay, Estado de México

Jaime Roldán-Quintana^{1*}, Gerardo de J. Aguirre-Díaz^{2,**} y José Luis Rodríguez-Castañeda¹

¹ Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Colosio y Madrid, 83000 Hermosillo, Sonora, México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus UNAM Juriquilla, 76230 Querétaro, México.

* jaimer@servidor.unam.mx; **ger@geociencias.unam.mx

RESUMEN

El volcán Temascalcingo se localiza a 70 km al NW de Toluca, junto al poblado del mismo nombre, en el norte del Estado de México. Es uno de varios aparatos volcánicos dentro del graben de Acambay. Se trata de un estratovolcán dacítico, aparentemente de edad pliocénica-cuaternaria, con una caldera en la cima, la caldera de San Pedro El Alto, y afectado por fallas normales del sistema central de Acambay. Al final de su evolución tuvo una fase destructiva de colapso sectorial que dio lugar a un depósito de avalancha de escombros y a depósitos piroclásticos, producto de una erupción explosiva. El colapso se produjo en el flanco W del volcán, dejando una cicatriz con forma de herradura abierta al oeste de 6.5 por 3.5 km. El depósito de avalancha se distribuye hacia el oeste-noroeste, llegando a observarse hasta 6 km del volcán; incluye hummocks de hasta 100 m de altura, cubre un área de 23 km² y representa un volumen mínimo estimado en 0.8 km³. Por las características de estos depósitos, el colapso sectorial del volcán Temascalcingo es de tipo Bezymianny. El evento debió haber sido similar al colapso sectorial y erupción de diciembre de 1997 del volcán Soufrière Hills de la isla Montserrat, y fue posiblemente causado por una combinación de factores, incluidos: 1) inyección de magma y la formación de un domo provocando sobrepresurización del sistema magmático y la inestabilidad del volcán, 2) un sismo asociado al sistema de fallas EW de Acambay que dispara el deslizamiento del sector oeste del volcán produciéndose así la avalancha de escombros, y 3) la despresurización súbita y colapso sectorial del domo producen una violenta erupción explosiva, dando lugar a un flujo de bloques de cenizas y pómez de caída desde una columna eruptiva.

Palabras clave: avalancha de escombros, colapso sectorial, volcán Temascalcingo, graben de Acambay, Cinturón Volcánico Mexicano.

ABSTRACT

The Temascalcingo volcano is located 70 km to the NW of Toluca city, and next to the town of the same name, in the State of México. It is one of several volcanoes within the Acambay graben. The Temascalcingo is an andesitic-dacitic stratovolcano, apparently of Pliocene age, with a summit caldera and affected by several normal faults of the Acambay Graben system. At the end of its volcanic evolution

there was a destructive phase in the form of a lateral collapse, which formed a debris avalanche deposit and a lithics-rich pyroclastic flow deposit. This collapse occurred on the western flank of the volcano, leaving a horseshoe shaped amphitheater opened to the west and with a size of 6.5 by 3.5 km. The debris avalanche deposit is distributed on the same W direction, reaching at least 6 km from the source; includes hummocks up to 100 m high, and covers an area of 23 km², representing a rock volume of 0.8 km³, including the exposed rocks in the hummocks. The lateral collapse of the Temascalcingo volcano is of Bezymianny type. The event was probably similar to that of the December 1997 eruption of Soufrière Hills volcano at Montserrat, and was caused by a combination of factors, including: 1) magma injection and emplacement of a lava dome that caused overpressure in the magmatic system and instability of the volcano, 2) an earthquake associated to the Acambay fault system that triggered the sector collapse of the volcano; and 3) fast depressurization related to the quick opening of the system by the landslide and the dome collapse that resulted in an explosive eruption that formed a block and ash pyroclastic flow and an eruptive column that formed a lapilli fallout.

Key words: debris avalanche deposit, sectorial collapse, Acambay graben, Temascalcingo volcano, Mexican Volcanic Belt.

INTRODUCCIÓN

Los procesos destructivos durante la evolución geológica de un volcán pueden originar avalanchas de escombros y lahares. Una avalancha de escombros se forma durante el colapso gravitacional lateral a gran escala de un sector de un edificio volcánico (Ui *et al.*, 2000). Generalmente este tipo de desprendimientos deja una morfología típica que incluye un anfiteatro y una serie de *hummocks* o montículos, aunque esto no ocurre en todos los casos (Ui *et al.*, 2000). Los *hummocks* pueden tener formas cónicas o redondeadas. A nivel mundial las avalanchas parecen estar más relacionadas a estratovolcanes de composición intermedia (Siebert, 1984; Capra *et al.*, 2002), pero existen algunos ejemplos de avalanchas asociadas a domos riolíticos y a complejos volcánicos (Siebe *et al.*, 1990).

Los clastos que caracterizan una avalancha de escombros son de tamaño variable, desde el orden de centímetros a varios cientos de metros. Los clastos de roca están generalmente fracturados, con un fracturamiento característico en forma de rompecabezas, en ocasiones con pequeñas zonas de oxidación (Ui *et al.*, 2000). Las avalanchas de escombros presentan dos tipos de facies, las facies de bloque y las facies de matriz (Glicken, 1991). En la primera, predominan los bloques como componente principal y corresponde por lo regular a la zona de *hummocks* o grandes bloques y próxima a la fuente, mientras que en la segunda predomina la matriz y tiende a llegar más lejos de la fuente como flujo granular, dejando un depósito con morfología plana. Las avalanchas pueden viajar desde unos cientos de metros hasta varias decenas de kilómetros, como la del Popocatepetl, que llegó a 70 km de su fuente (Capra *et al.*, 2002).

Existen muchos ejemplos bien documentados de este fenómeno. Entre los más documentados se puede citar el del Monte Santa Elena en el Estado de Washington, U. S. A., donde un sector del edificio volcánico colapsó en mayo de 1980. La avalancha viajó 24 km desde el volcán y se estimó un volumen de 2.3 km³ (Mullineaux and Crandell, 1981). Otros ejemplos de avalanchas importantes son la del

Monte Shasta en California, U. S. A., que tuvo lugar 300 años A. C., donde se desplazó un volumen de roca de 26 km³ (Brantley and Glicken, 1986), y la de 1972 del complejo volcánico Unzen en Japón, con un volumen desplazado de 0.5 km³ (Ui *et al.*, 2000).

ALGUNAS AVALANCHAS DENTRO DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

En el Cinturón Volcánico Mexicano se han reportado varios eventos formadores de avalanchas de escombros. Capra *et al.* (2002) realizaron una compilación de datos sobre avalanchas en esta provincia volcánica, incluyendo algunos volcanes cercanos al de Temascalcingo, como el Jocotitlán y el Nevado de Toluca (Figura 1).

La avalancha de escombros asociada al Jocotitlán, volcán en estado de quietud y localizado a 25 km al este de Temascalcingo, fue descrita inicialmente por Siebe *et al.* (1992), y representa uno de los mejores lugares para estudiar la morfología de los depósitos de avalancha. El depósito de avalancha cubre una superficie de 80 km² e incluye 256 *hummocks*, la mayoría con tamaños de 1 a 2.7 km, los más proximales con formas cónicas o alargados, y los más alejados de la fuente son más pequeños y de forma irregular (Siebe *et al.*, 1992; Salinas and López-Blanco, 2010). Los *hummocks* se localizan en la porción noreste del volcán, son monolitológicos, consistiendo de bloques de lava dacítica. El depósito de avalancha está cubierto por hasta 3 m de depósitos de flujos piroclásticos, que a su vez están cubiertos por un depósito de caída de lapilli de pómez. Se infiere que estos depósitos piroclásticos estuvieron asociados al evento de colapso sectorial formador de la avalancha. Se encontraron fragmentos de carbón en los depósitos de caída, los que proporcionaron una edad de radiocarbón de 9,690 ± 89 años A. C. (Siebe *et al.*, 1992), que aparentemente corresponden a la formación del depósito de avalancha. Siebe *et al.* (1992) consideran que el colapso y erupción de productos piroclásticos pudieron haber sido disparados

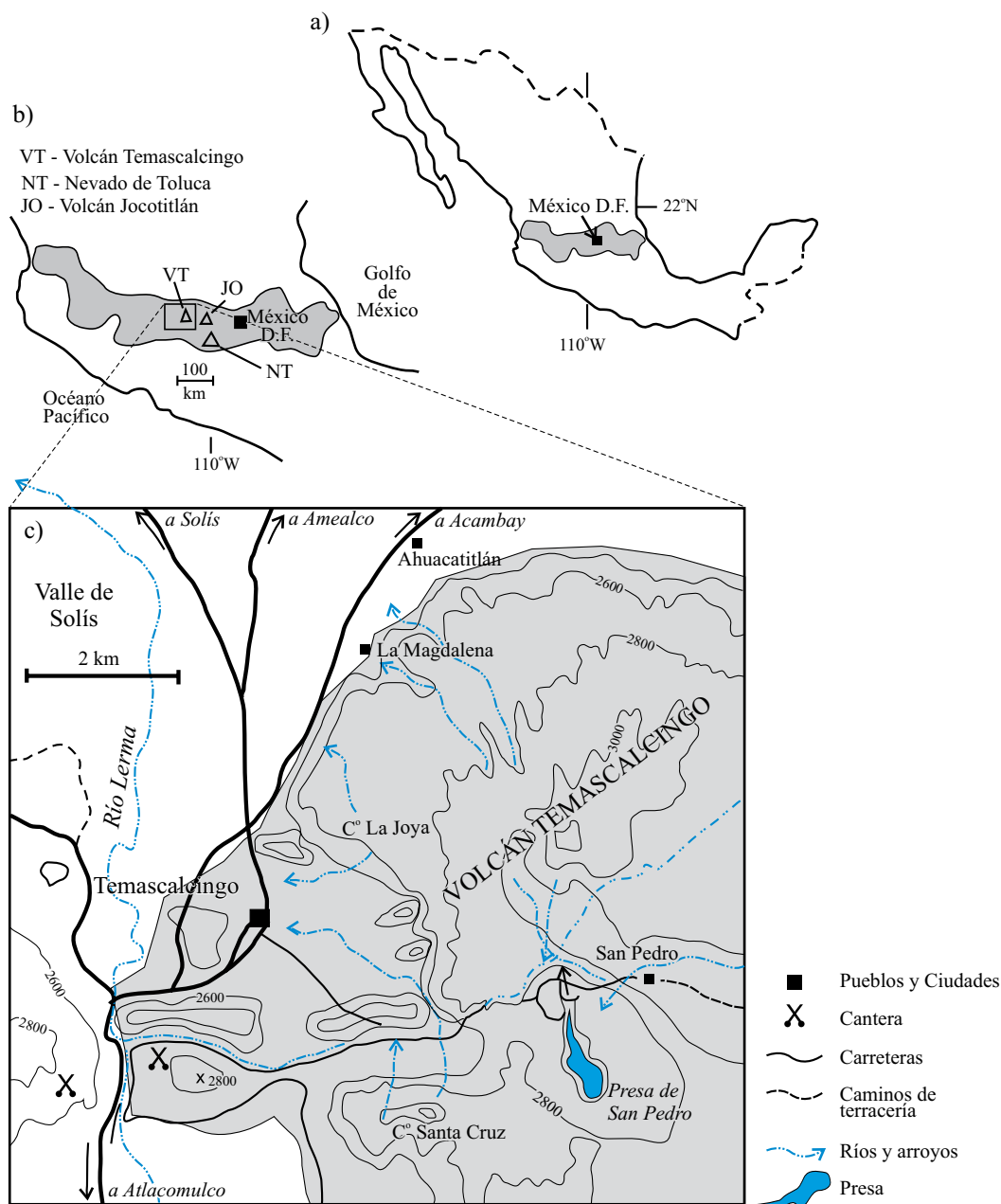


Figura 1. Localización del volcán Temascalcingo y otros volcanes cercanos del Cinturón Volcánico Mexicano. a: Ubicación en la República Mexicana. b: Ubicación regional en el Cinturón Volcánico Mexicano y posición respecto a volcanes Nevado de Toluca y Jocotitlán. c: Ubicación local y mapa índice de rasgos topográficos de la zona de Temascalcingo.

por un sismo en una falla E-W, probablemente asociada a la actividad tectónica del cercano graben de Acambay.

El otro volcán cercano es el Nevado de Toluca que se localiza a 87 km al sureste de Temascalcingo (Figura 1). El Nevado de Toluca es un estratovolcán de grandes dimensiones cuya actividad empezó hace 2.6 Ma y es de composición andesítico-dacítica (García-Palomo *et al.*, 2002). Durante los últimos 37 ka sucedieron cuando menos cinco colapsos de domos, dando lugar a grandes depósitos de bloques y ceniza alrededor del volcán y a cuatro depósitos plinianos mayores (Macías *et al.*, 1997; Capra y Macías,

2000). En el Nevado de Toluca se han reconocido por lo menos dos colapsos sectoriales relativamente recientes, de origen magmático, con la dirección del colapso aparentemente controlada por la falla EW de Tenango (Norini *et al.*, 2008).

EL GRABEN DE ACAMBAY

El graben de Acambay es una estructura formada por extensión intra-arco, orientada E-W, que se localiza en la

porción central del Cinturón Volcánico Mexicano. Está limitado al norte por las fallas de Acambay-Tixmadeje y Epitacio Huerta y al sur por las de Pastores y Venta de Bravo (Figura 2; Suter *et al.*, 1995, 2001). Las fallas mencionadas son sísmicamente activas. Su actividad más reciente y más destructiva fue el sismo de Acambay de 1912 (Urbina y Camacho, 1913), observándose actividad en ambas fallas, pero sobre todo en la de Acambay-Tixmadeje que tuvo un desplazamiento de 40 cm. Recientemente se ha estudiado la paleosismicidad de las fallas maestras del graben y se ha seguido monitoreando su actividad sísmica más reciente (Suter, *et al.*, 2001; Langridge *et al.*, 2000; Ortuño *et al.*, 2010).

En el segmento de Acambay, que es el más oriental, el graben tiene una anchura de 15 km, haciéndose más amplio (18 km) hacia el oeste en el Estado de Michoacán hasta una longitud de 80 km (Figura 2; Suter *et al.*, 1995; Aguirre-Díaz *et al.*, 2000). La secuencia estratigráfica del graben fue descrita y medida en la pared sur del mismo en la región de Venta de Bravo-Tlalpujahua que se localiza a 25 km al SW del volcán de Temascalcingo (Aguirre-Díaz *et al.*, 2000). Aquí se midió una sección de aproximadamente 60 m, compuesta en la base por rocas metasedimentarias y diques, y cubierta por depósitos piroclásticos, a su vez cubiertos por la Toba Amealco (4.7 Ma), que está cubierta por depósitos lacustres y lavas andesíticas-basálticas (Aguirre-Díaz, 1995, 1996). Es interesante observar que las

ignimbritas de la Caldera de Amealco se han identificado en ambos lados del graben de Acambay por lo que sirven como horizontes índices (Aguirre-Díaz *et al.*, 2000).

Dentro del Graben de Acambay, en su porción oriental, se han identificado dos edificios volcánicos de dimensiones importantes: el volcán Temascalcingo y el volcán Altamirano (Aguirre-Díaz, 1996). El primero se localiza en la vecindad del poblado del mismo nombre en el sector más oriental del graben, mientras que el volcán El Altamirano, que está aproximadamente a 20 km al oeste de Temascalcingo, es de composición dacítica-andesítica y se encuentra localizado en los límites de los estados de México y Michoacán, justo al sur de la caldera de Amealco (Figura 2).

EL VOLCÁN TEMASCALCINGO

El volcán Temascalcingo (VT) se localiza en la porción noroeste del Estado de México, en el Municipio de Temascalcingo (Figura 1). Se encuentra en una región con topografía abrupta, y a pesar de estar ubicado dentro de una depresión tectónica, destaca con sus 800 m de altura desde su base, siendo así una de las partes más altas de la región, con cimas de 3,000 a 3,100 m sobre nivel del mar. El VT es una estructura volcánica con un cráter de forma rectangular de 2×3 km, con su dimensión mayor orientada E-W. En un modelo digital de elevación (Figura 3) resaltan

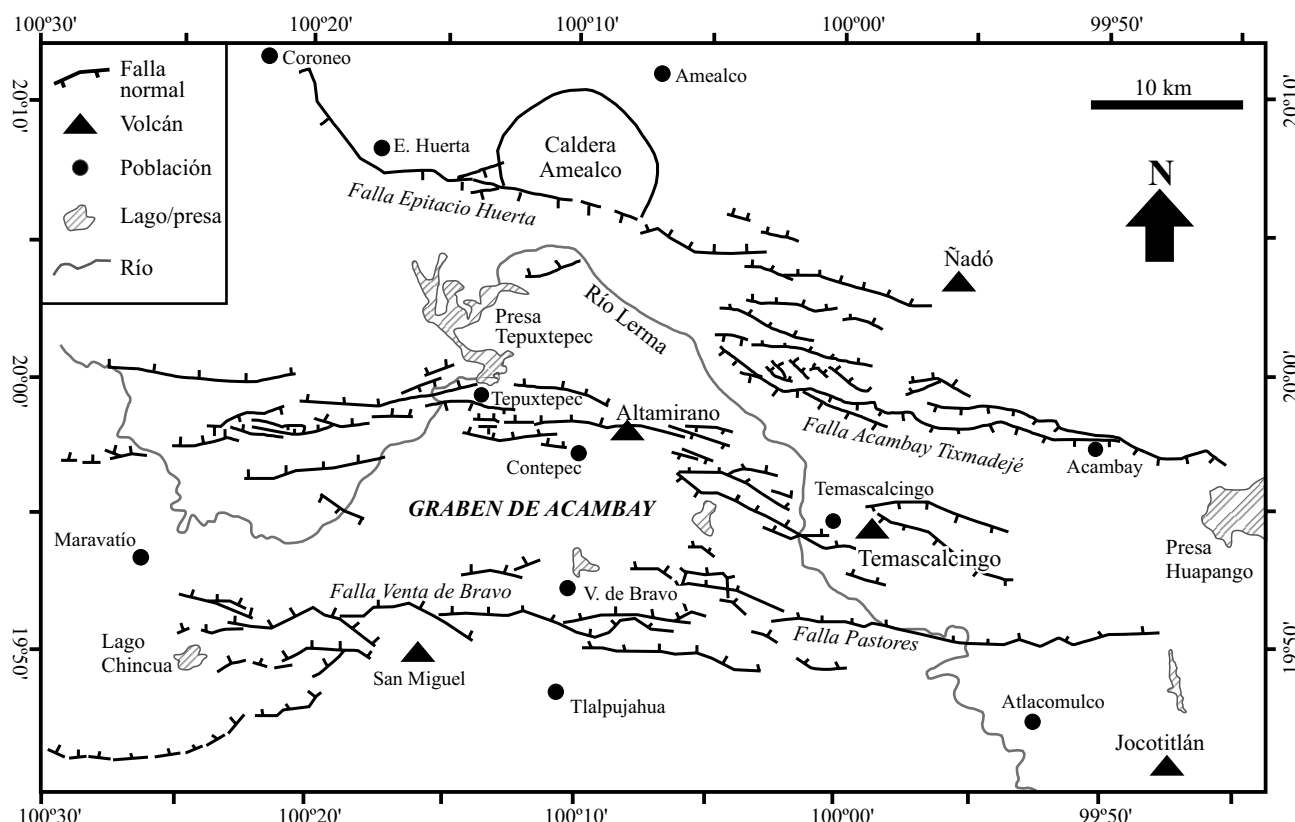


Figura 2. Mapa estructural del graben de Acambay mostrando fallas principales y localización de los volcanes de la zona, como El Altamirano, Temascalcingo, Nádó y Jocotitlán, además de la caldera de Amealco (tomado de Suter *et al.*, 1995).

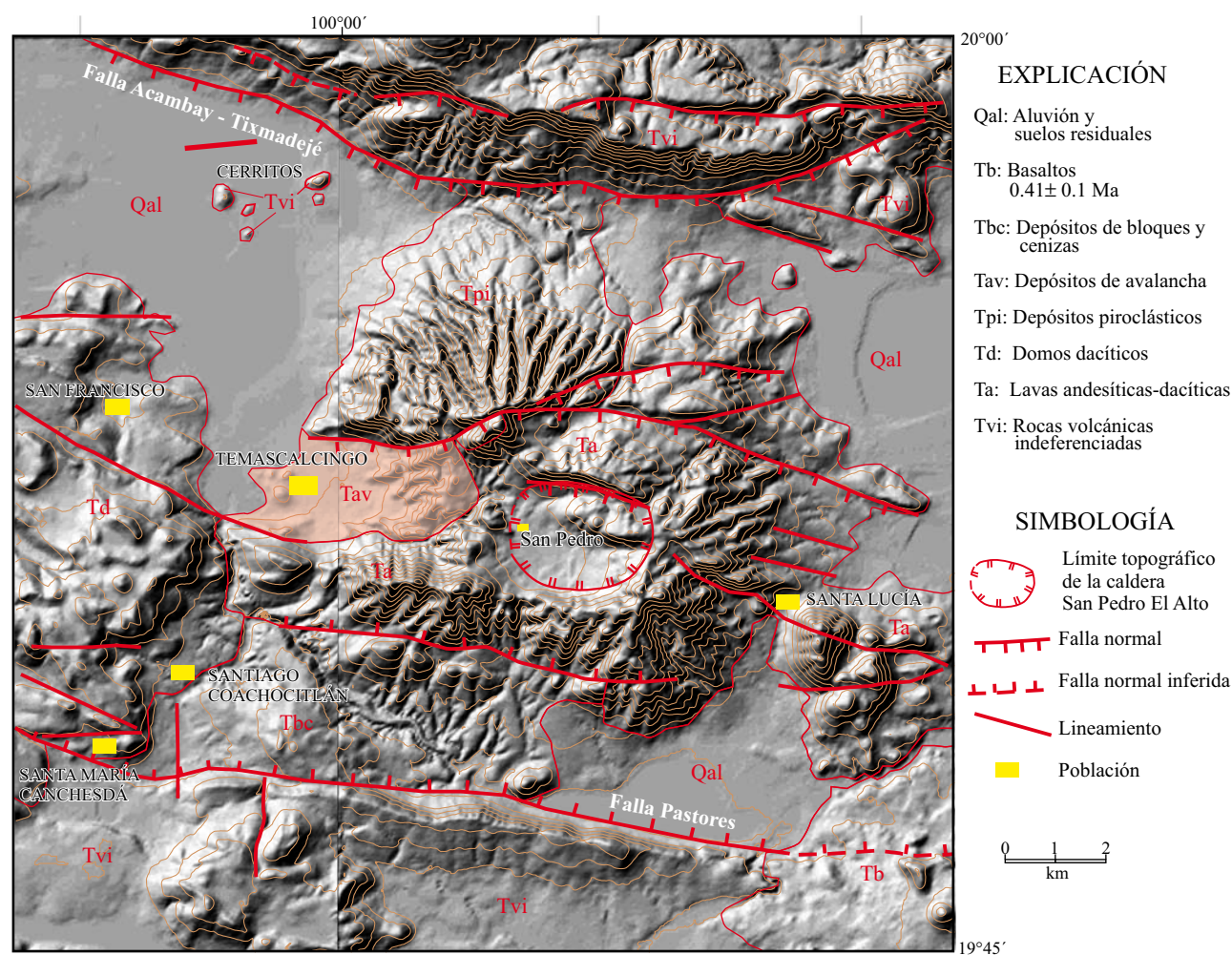


Figura 3. Modelo digital de elevación del volcán Temascalcingo y del sector del graben de Acambay que contiene al volcán. Se muestra en color rosa el área de afloramiento del depósito de avalancha de Temascalcingo. Se indica la ubicación de Cerritos y Santa Lucía, en donde se observan otros depósitos de avalancha de escombros. También se indican los rasgos estructurales principales, así como las unidades geológicas mayores. Edad de la unidad Tb tomada de Suter *et al.* (2001).

la morfología del VT y las fallas del sistema del graben de Acambay que lo enmarcan y afectan. De una manera simplificada se describen a continuación las unidades de roca y la estructura del edificio cortada por una serie de fallas normales de rumbo E-W.

El VT está formado principalmente por derrames de lava rosa y gris, porfírica, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y escasa biotita, y de composición dacítica (Tabla 1), y por depósitos de bloques y ceniza, de similar textura y composición que las lavas, y que se observan en los flancos del noroeste, oeste y suroeste del volcán (Figura 3). Un poco más al oeste del volcán se observa un complejo de domos de tipo lobular, con cimas planas y bordes escarpados, de composición intermedia, cuya edad se desconoce, y que ocupan la parte central del graben de Acambay. Al sur y sureste se observan rocas volcánicas indiferenciadas y derrames de lavas afaníticas máficas, que estratigráficamente se encuentran, algunas por debajo de, y otras sobreyaciendo a, rocas del VT. Al este del volcán se observa el domo de Santa Lucía, de composición intermedia, y que presenta

un colapso sectorial hacia el oriente, y una avalancha de escombros que deformó depósitos lacustres cuaternarios. Este domo y avalancha se reportan por vez primera y su estudio está en proceso. Al norte se tienen rocas volcánicas indiferenciadas expuestas en la falla maestra del graben de Acambay, donde predominan lavas andesíticas del volcán relativamente antiguo de Nádó (>4.7 Ma; Aguirre-Díaz, 1996) y depósitos piroclásticos (ignimbritas y lapilli de caída) de la Toba Amealco (4.7 Ma; Aguirre-Díaz, 1996). En las zonas medias y bajas del VT se identificaron depósitos de flujos piroclásticos de composición intermedia, que se observan también en la región de Tixmadejé, Pastores y en las cercanías de Santiago Coachocitlán (Figura 3). En esta última localidad se identificaron depósitos de caída de lapilli de pómez con un espesor de hasta 60 cm, así como depósitos de flujos de lodo y rocas epiclásticas y lacustres que se consideran como las rocas más jóvenes, las cuales generalmente cubren a depósitos de caída y/o a rocas más antiguas, rellenando paleovalles y zonas bajas.

En la porción noroeste del área estudiada (Figura

Tabla 1. Análisis químico de muestras del volcán Temascalcingo.

Sitio Muestra	DAE ^(a)		Flanco ^(b)	
	T2-8	T2-09	T06-26	T11-08
SiO ₂	65.6	67.2	64.2	64.9
TiO ₂	0.64	0.55	0.69	0.64
Al ₂ O ₃	16.0	16.9	16.4	16.4
FeO*	3.99	3.66	4.29	4.16
MnO	0.05	0.03	0.06	0.06
MgO	1.33	0.40	2.22	1.57
CaO	3.76	3.50	4.48	4.37
Na ₂ O	3.91	4.24	3.82	4.26
K ₂ O	2.26	2.24	2.63	1.97
P ₂ O ₅	0.16	0.06	0.17	0.15
PxC	1.65	0.67	0.57	0.49
Suma	99.4	99.5	99.4	98.9

^(a)DAE: muestras de bloques del depósito de avalancha de escombros. ^(b)Flanco: muestras de dacita *in situ* del flanco W del volcán Temascalcingo. Análisis por FRX realizados por el Quím. Rufino Lozano en el Instituto de Geología de la UNAM. FeO*: Hierro total. PxC: pérdida por calcinación.

3) se encuentran los *hummocks* o lomeríos de Cerritos de Cárdenas, que también representan depósitos de avalancha, aunque diferentes a los de Temascalcingo, y que provienen de un colapso gravitacional local en un segmento de la falla Tixmadejé-Acambay, posiblemente originado por un antiguo sismo en esta falla (Norini *et al.*, 2010).

AVALANCHAS DE ESCOMBROS EN LA REGIÓN DE TEMASCALCINGO

En la región de Temascalcingo se identificaron tres depósitos de avalancha de escombros, uno en la zona urbana de Temascalcingo, otro en el poblado de Santa Lucía junto al cerro del mismo nombre, y otro en la localidad de Cerritos de Cárdenas (Figura 3). El de Cerritos de Cárdenas, como ya se mencionó, no provino del VT y es descrito por Norini *et al.* (2010). El de Santa Lucía está en proceso de estudio y aún no se cuenta con datos suficientes para ser publicados, pero se vincula a un colapso sectorial hacia el oriente del domo de Santa Lucía. A continuación se describe el depósito de avalancha de escombros de Temascalcingo, que es el propósito de este trabajo.

Depósito de avalancha de escombros de Temascalcingo

El depósito de avalancha de escombros (DAE) de Temascalcingo aflora dentro del poblado de Temascalcingo y su periferia. Incluye *hummocks* o lomas bien definidas de hasta 100 m de altura, que hacia el sur forman lomas alargadas en dirección E-W (Figura 3). Se considera que este DAE se derivó del colapso sectorial del flanco occidental del volcán Temascalcingo, ya que se observa un anfiteatro con forma de herradura abierta hacia el occidente en esta

parte del volcán. Esta interpretación se confirma por la distribución del depósito de avalancha mencionado, el cual inicia justamente desde este anfiteatro y se distribuye hacia el oeste (Figura 4). El depósito de avalancha es monolítico, caracterizado por una dacita porfírica gris como único componente, que se presenta con tamaños que varían desde arena gruesa hasta clastos de 15 m de diámetro. Los clastos más grandes generalmente muestran fracturas en rompecabezas (Figura 5). En general, la matriz es escasa y en sus facies proximales está casi soportado por bloques, por lo que la avalancha de escombros puede clasificarse como de tipo facies de bloque (Glicken, 1991). El depósito de avalancha se puede observar a una distancia de hasta 6 km del anfiteatro. Más allá de esta distancia el depósito está cubierto por depósitos de aluvión y lacustres del valle de Solís, desconociéndose por lo tanto la distancia real a la que pudo haber llegado esta avalancha. El espesor estimado del depósito es de entre 50 m en la localidad de El Calvario y 100 m en sus afloramientos con *hummocks* de la región de Andaró y Corona (Figura 4). En esta última localidad (Figura 6) la avalancha es de color gris claro, con fenocristales de plagioclasa y de hornblenda en una matriz de grano fino compuesta de vidrio y pequeños cristales de plagioclasa. Una comparación química de dos muestras de la avalancha y dos de lavas *in situ* del flanco del volcán no colapsado muestran composiciones muy similares (Tabla 1; Figura 7). Lo anterior, aunado al aspecto textural de las muestras también muy similares, demuestra que se trata de la misma unidad de roca, reforzando la hipótesis de que el depósito de avalancha de escombros se originó por el colapso del sector occidental del VT. Las lomas más sobresalientes de este depósito son Andaró, Maró, Magdalena, El Calvario, Corona, y tres más sin nombre particular, cuyas alturas y volúmenes se indican en la Tabla 2.

Para estimar el volumen del DAE de Temascalcingo se calculó el área de la avalancha hasta donde es posible ser observada, obteniéndose así un mínimo de 23 km² (Tabla 2). Se determinó un espesor promedio de 50 m para el depósito de avalancha (excluyendo los *hummocks*, cuyo volumen se calculó aparte), el que se considera también como mínimo pues no se observa la base. En este cálculo se supone que la avalancha se depositó sobre una base plana. Las lomas o *hummocks*, por su parte, suman 0.7 km³. Las áreas y alturas de los *hummocks* no están incluidas en el cálculo del volumen de la parte basal del depósito con 23 km² de área y 50 m de espesor, ya mencionado, para evitar duplicidad. De esta manera se obtuvo un volumen estimado de 0.8 km³ para todo el depósito de avalancha observable a simple vista.

DEPÓSITO DE FLUJO DE BLOQUES Y CENIZA MAGDALENA

Directamente sobre el DAE de Temascalcingo se observa un depósito de flujo piroclástico con un alto contenido de líticos, que es interpretado como un flujo de

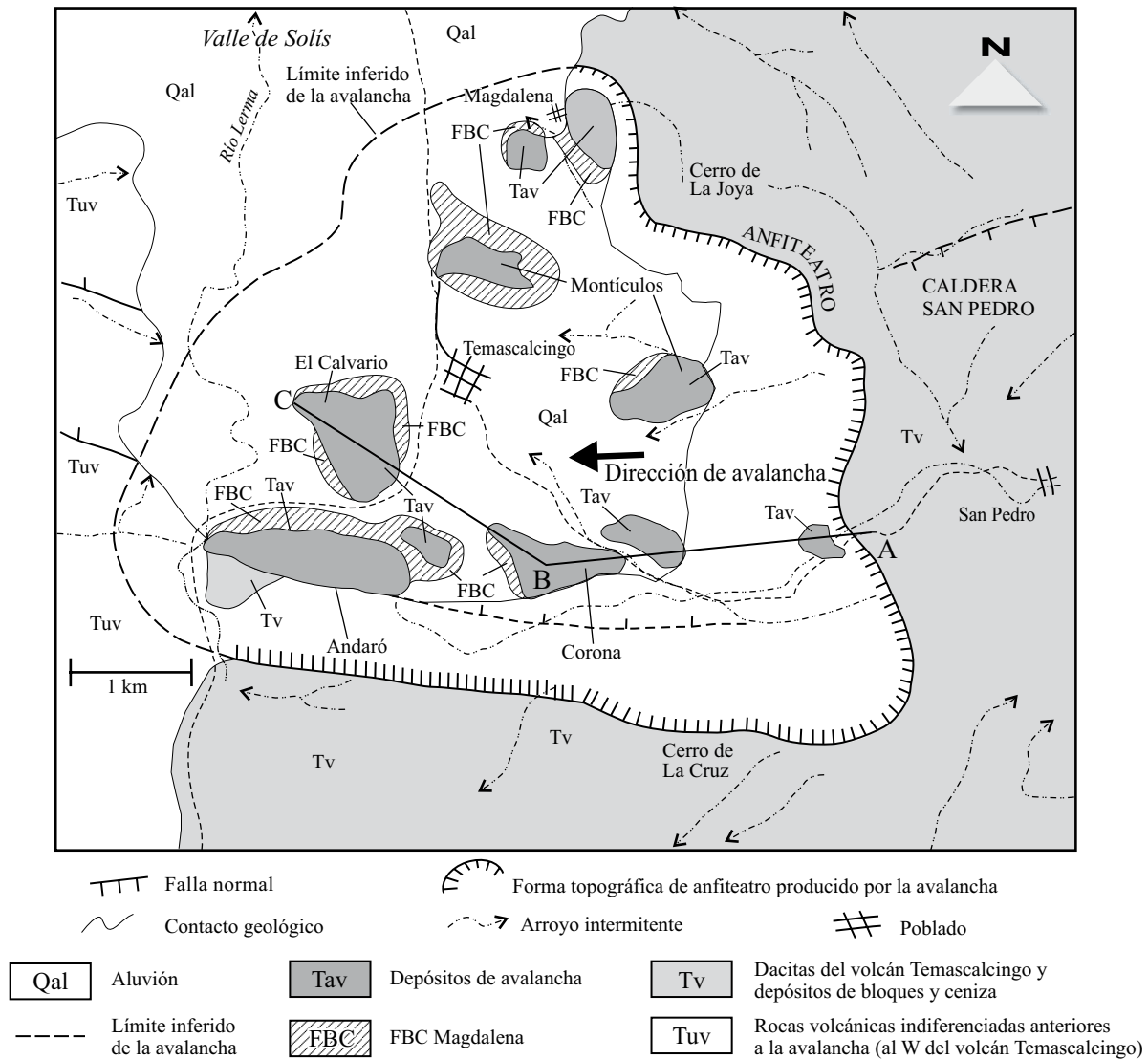


Figura 4. Mapa geológico simplificado del depósito de avalancha de Temascalcingo, mostrando el anfiteatro con forma de herradura abierta al oeste, la distribución de los *hummocks* y del depósito de flujo de bloques y ceniza (FBC) Magdalena que siguió a la avalancha.

bloques y cenizas (FBC) y que se denomina aquí informalmente Magdalena, ya que la localidad tipo se ubica en esta población, justo al norte del pueblo de Temascalcingo (Figura 4). La distribución del FBC Magdalena es muy similar al del depósito de avalancha (Figura 4). Es posible observarlo en varias localidades en la base de los *hummocks* en sus facies proximales y en la localidad de Cerritos de Cárdenas en sus facies distales, aproximadamente a 6 km al norte de Temascalcingo (Figura 3). El contacto entre el DAE de Temascalcingo y el depósito de FBC Magdalena es continuo, sin observarse evidencias de paleosuelos o depósitos sedimentarios entre ellos, lo que sugiere que se acumularon uno tras otro de una manera rápida y secuencial. El espesor del depósito de FBC se desconoce pues no se ha observado de forma completa, ya sea porque está parcialmente cubierto por aluvión y lacustres recientes del valle

de Solís o porque no hay un corte natural o artificial que lo exponga completamente. El depósito de FBC Magdalena no está soldado, presenta una matriz amarilla o gris de ceniza gruesa a lapilli fino de pómez, y contiene escasos (<1 % vol.) clastos pequeños (<2 cm) de pómez blanca con fenocristales de plagioclasa y hornblenda (Figura 8). El depósito de FBC muestra cambios laterales en el contenido de líticos, desde facies con >50 % vol. de líticos en las proximidades del anfiteatro desde donde se desprendió la avalancha de escombros, hasta facies ricas en matriz y menor contenido de líticos (20–30 % vol.), que se interpretan como facies distales del FBC, en las cercanías de Cerritos de Cárdenas, al NW de Temascalcingo. Entre los distintos líticos que contiene predominan los de dacita porfírica de color gris o rosa (90 % vol.), muy parecidos a los que se observan en el depósito de avalancha o a las lavas del VT, pero también se

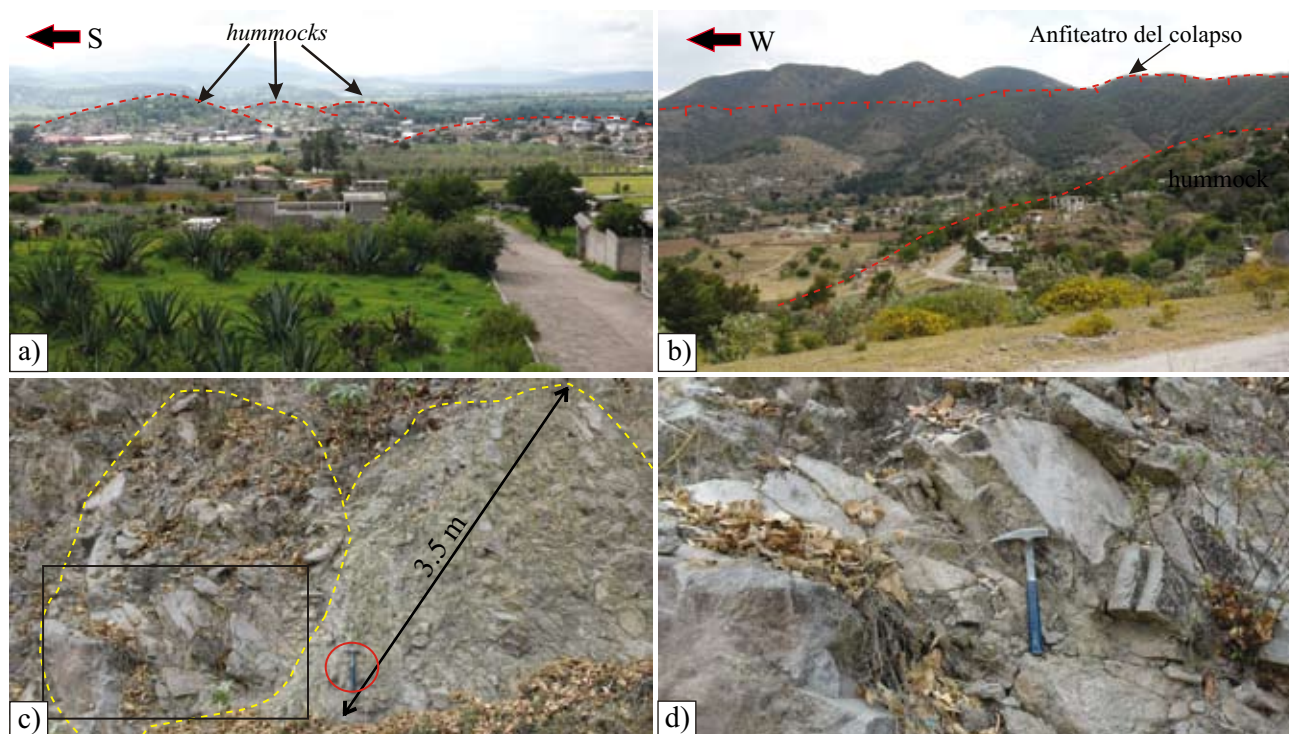


Figura 5. Fotografías mostrando características del depósito de avalancha de Temascalcingo. a: Vista panorámica hacia el oeste desde el anfiteatro de la avalancha, mostrando los *hummocks*, y entre éstos, el pueblo de Temascalcingo. b: Vista panorámica hacia el norte de un segmento de la herradura (parte norte) del anfiteatro en el flanco occidental del volcán Temascalcingo, y en el frente, una porción de un *hummock* proximal al anfiteatro. c: Bloques con estructuras de rompecabezas en las facies proximales del depósito de avalancha. Nótese la estructura de rompecabezas, la ausencia de matriz, y el carácter monolítico de lava dacítica gris del depósito. d: Detalle de uno de los bloques del depósito de avalancha (fotografías tomadas por G. Aguirre-Díaz en abril-agosto, 2010).

observan escasos líticos de lavas máficas ya sean vesiculadas o densas, así como pequeños fragmentos de obsidiana. También se observan pequeños (<3 cm) líticos verdes y amarillos de lavas que fueron alteradas hidrotermalmente, y que podrían proceder de las partes internas más alteradas del VT o de niveles más profundos debajo del volcán. Los líticos en general tienen tamaños desde gravas hasta clastos de 1.60 m.

Por la abundancia de líticos y la predominancia de un solo tipo de litico, de dacita porfírica, este depósito es interpretado como un flujo de bloques y ceniza, posiblemente ocasionado por el colapso lateral de un domo de composición dacítica. Sin embargo, por la presencia de una matriz de ceniza de pómez en el depósito y por el cambio de facies en la abundancia de líticos de las facies proximales a distales, cabe la posibilidad de ser también una ignimbrita rica en líticos. En todo caso, se trata de un depósito de flujo piroclástico denso rico en líticos.

Sobre el depósito de FBC se observa un depósito de lapilli fino de pómez de caída, con espesor variable entre 0 y 2 m (Figura 6). El contacto entre el depósito de FBC y el depósito de caída es continuo, sin mostrar evidencias de interrupción de actividad volcánica notorias entre ellos, tales como paleosuelos, o depósitos sedimentarios. La pómez del depósito de caída es blanca a amarilla y contiene

fenocristales de plagioclasa y hornblenda, por lo que es muy parecida a la escasa pómez del depósito de FBC. Por lo anterior, aparentemente el depósito de pómez de caída se originó justo después o durante la erupción que dio lugar al FBC Magdalena, y que como se menciona antes, pudo haberse originado por un colapso sectorial de un domo.

No fue posible precisar la edad del emplazamiento del DAE de Temascalcingo. Sin embargo, por ahora se considera que posiblemente el DAE de Temascalcingo sea más joven que 1 Ma, con base en la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reportada para depósitos de ceniza de caída de la región de Tierras Blancas, en el flanco oriental del volcán Temascalcingo (Mercer, 2004), y se infiere, por correlación estratigráfica, que sería más joven que las cenizas de Tierras Blancas.

DISCUSIÓN: IMPLICACIONES Y COMPARACIÓN CON OTROS DAEs DE LA REGIÓN

El origen de las avalanchas de escombros en volcanes se asocia a la inestabilidad de los edificios volcánicos y al consecuente deslizamiento de un sector de éstos debido a diversos factores, como por ejemplo la deformación y debilitamiento por inyección de magma, la presencia de

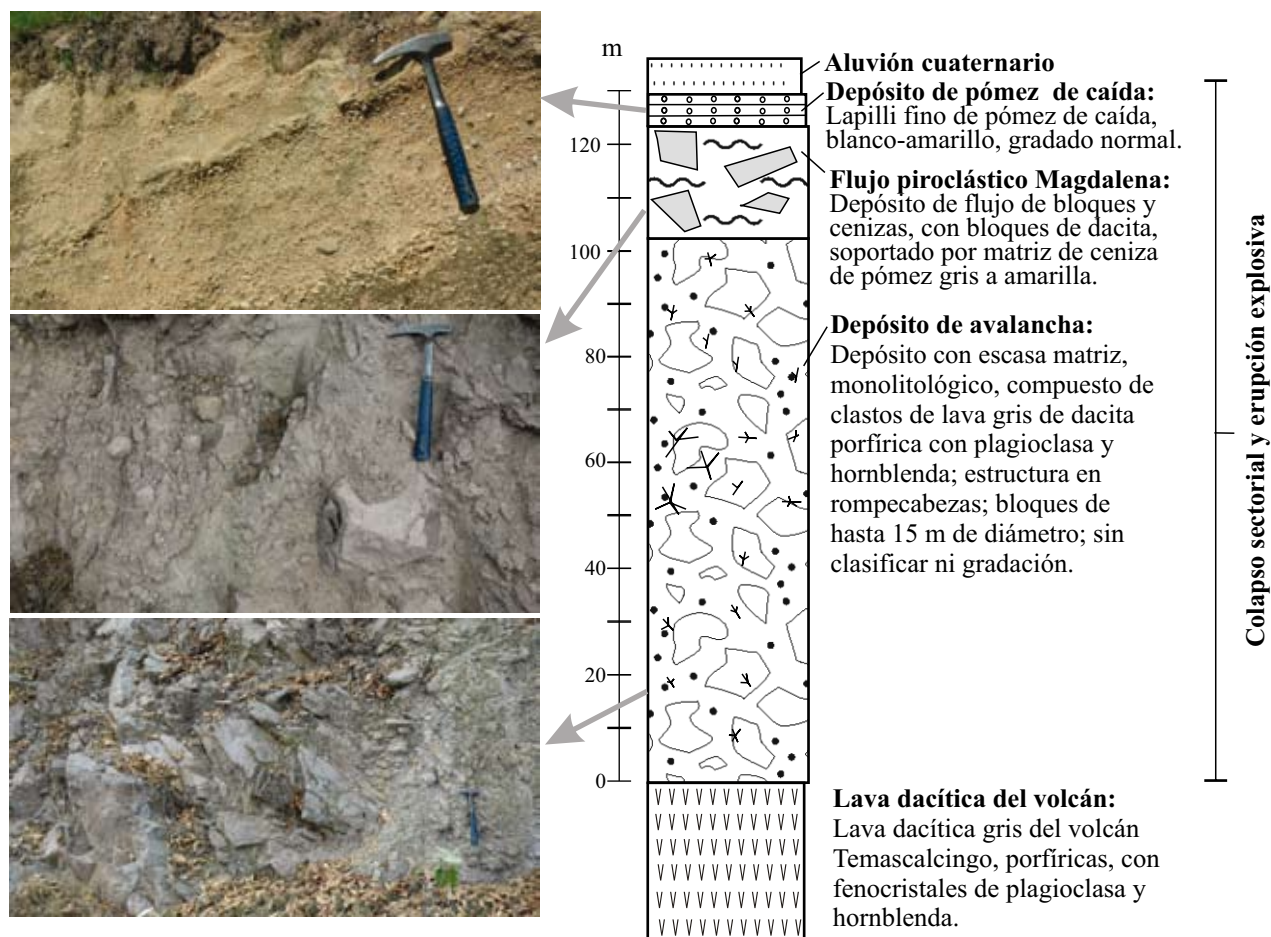


Figura 6. Columna estratigráfica representativa del depósito de avalancha de Temascalcingo y rocas volcánicas asociadas (flujo de bloques y ceniza Magdalena y depósito de caída de pómez). La sección se ubica cerca de la localidad de Corona (ver Figura 4).

fallas que afectan al volcán, el debilitamiento del edificio por alteración hidrotermal, o la saturación de agua en poros. Se han propuesto tres tipos de colapso según el mecanismo disparador, el tipo Bezymianny, el tipo Unzen y el tipo Bandai (Ui *et al.*, 2000). De acuerdo a Ui *et al.* (2000), el tipo Bezymianny se asocia a una erupción volcánica, como sucedió en el volcán Monte Santa Elena; los del tipo Unzen son causados por un sismo u otra causa no volcánica; y el tipo Bandai es disparado por explosiones freáticas. Otro tipo de avalancha de escombros está asociado directamente con la formación de calderas de colapso (Lipman, 1976).

Por su entorno tectónico dentro del graben de Acambay es de considerarse que el inicio del desprendimiento de roca de la avalancha de Temascalcingo haya estado relacionado con el movimiento de alguna de las fallas que afectan al volcán Temascalcingo, como fue el caso de la avalancha de Cerritos de Cárdenas (Norini *et al.*, 2010). El anfiteatro se encuentra abierto hacia el oeste, y tiene una forma semi-rectangular que pudiese ser un reflejo del sistema de fallas E-W que afectan al volcán. Sin embargo, esta morfología parece ser más bien el resultado de que el anfiteatro haya sido afectado posteriormente por las fallas E-W que cortan

al volcán, dándole esa forma rectangular alargada E-W, y por lo tanto, no parece que el origen de la avalancha se hubiese debido únicamente a algún movimiento de las fallas mencionadas, sino que algún otro factor debió haber influido en la formación de esta avalancha.

La estratigrafía y características observadas indican que el DAE de Temascalcingo aparentemente sucedió justo antes del emplazamiento del FBC Magdalena y del paquete de ceniza y lapilli de pómez de caída que a su vez cubre a este depósito de FBC. Los afloramientos del depósito del FBC Magdalena siguen la distribución de los *hummocks* de la avalancha, ya que se observan preferentemente en la base de los *hummocks*. Fuera de estos afloramientos, el depósito de FBC no es visible pues quedó cubierto por depósitos de relleno (aluvión y lacustres) en las partes bajas entre los *hummocks* y en la llanura aluvial hacia el oeste de Temascalcingo. Por lo tanto, es posible deducir que la avalancha de escombros fue seguida de una erupción explosiva. Esta afirmación se basa principalmente en dos observaciones: 1) las facies observadas en el depósito del FBC indican que las facies proximales con abundantes líticos grandes se ubican cerca

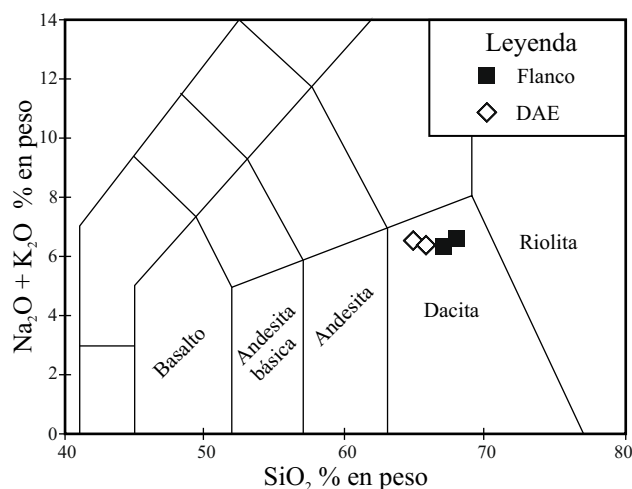


Figura 7. Diagrama TAS (silica vs. álcalis totales) con la clasificación de Le Bas *et al.* (1986), mostrando que las muestras analizadas son dacitas, con valores similares entre las muestras de bloques del depósito de avalancha de escombros (DAE) y las del flanco W del volcán Temascalcingo.

del anfiteatro desde donde se inició la avalancha, mientras que las facies distales, más ricas en matriz de pómez y menos ricas en líticos, que además son de menor tamaño, se ubican relativamente más lejos del anfiteatro, y 2) la posición estratigráfica entre las tres unidades, la avalancha de escombros, el depósito de FBC y el depósito de pómez de caída, indica una acumulación continua, sin observarse depósitos sedimentarios o paleosuelos entre éstos (Figura 9). Es importante señalar además que la mayor parte de los líticos del FBC son muy similares a las lavas que forman el volcán Temascalcingo, pero también a los clastos del depósito de avalancha, es decir, son clastos de dacita porfirica gris o rosa con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Lo anterior hace suponer que estos líticos provienen de ambas fuentes, tanto del volcán Temascalcingo como del depósito de avalancha subyacente. También se observan líticos alterados hidrotermalmente que podrían provenir del conducto o de zonas internas del volcán alteradas, y escasos clastos pequeños de obsidiana, cuya fuente pudiese ser el caparazón de un domo, por lo que el FBC aparentemente fue el resultado del colapso lateral de un domo de composición dacítica. Con base en la distribución del depósito de FBC, principalmente al WNW del volcán Temascalcingo, dicho domo pudo haberse formado en el flanco W del volcán, o en el mismo cráter del volcán, y haber colapsado hacia el oeste.

En suma, la sucesión de eventos fue 1) avalancha de escombros, 2) flujo piroclástico denso, y 3) columna eruptiva, con la posibilidad de que el FBC y la pómez de caída hayan sido los productos de una misma erupción explosiva de un domo desarrollado en el volcán Temascalcingo. Por lo anterior, el DAE de Temascalcingo tuvo probablemente un origen de tipo magmático o Bezymianny, en donde el colapso de un sector del volcán Temascalcingo fue seguido

de una erupción explosiva que dio lugar a un flujo piroclástico denso rico en líticos y a una columna eruptiva de altura desconocida pero que fue lo suficientemente grande para formar un depósito de caída de lapilli de pómez de aproximadamente 2 m de espesor a 6 km al oeste del volcán. Como la erupción resultante forma un flujo piroclástico denso y no uno diluido del tipo Monte Santa Elena (Mullineaux and Crandell, 1981; Voight *et al.*, 1981), es posible que los eventos sean más parecidos a los observados en la erupción de diciembre de 1997 del volcán Soufrière Hills de la isla de Montserrat, en donde la avalancha de escombros fue seguida de flujos piroclásticos densos del tipo de bloques y ceniza, como consecuencia del emplazamiento y destrucción de un domo sobrepresurizado en la cima del volcán (Sparks *et al.*, 2002; Woods *et al.*, 2002).

Un modelo esquemático del evento de avalancha de Temascalcingo se muestra en la Figura 10, en donde se pueden visualizar las diferentes fases para la formación de la avalancha de escombros y los depósitos piroclásticos siguientes. Como se menciona anteriormente, existe la posibilidad de que un sismo hubiese disparado el deslizamiento de un sector del volcán, pues es evidente que nos encontramos en una región afectada por fallas que probablemente fueron activas al momento del desarrollo de esta avalancha. Considerando esto último suponemos además que el volcán de Temascalcingo estaba siendo deformado en uno de sus costados (el flanco W) por un ascenso de magma que eventualmente forma un domo inestable y sobrepresurizado, llegando a estar el edificio volcánico en un punto crítico de estabilidad. Ya sea por un sismo en una falla cercana o bajo el volcán, o por esta deformación magmática, o más posiblemente ambas, el caso es que el sector oeste del volcán se colapsa hacia el oeste lateralmente y este deslizamiento

Tabla 2. Cálculo del volumen del depósito de avalancha de Temascalcingo.

Volumen de hummocks						
Hummock ^(a)	4/3π	R1	R2	R3	V (m ³)	V (km ³)
Corona	4.1	1200	400	100	1.96E+08	0.19
Andaró	4.1	800	450	50	1.60E+08	0.16
Maró	4.1	350	350	50	2.50E+07	0.02
Magdalena	4.1	800	450	50	7.30E+07	0.07
El Calvario	4.1	900	700	50	1.29E+08	0.12
Temascalcingo N	4.1	700	300	40	3.40E+07	0.03
Temascalcingo NE	4.1	900	450	40	1.74E+07	0.06
Temascalcingo SE	4.1	300	300	40	1.40E+07	0.01
Volumen total hummocks					5.19E+08	0.66
Volumen con espesor promedio de DAE						
	Área ^(b)	Espesor ^(c)			V (m ³)	V (km ³)
Área total de DAE	23 km ²	53 m			1.E+08	0.12
Volumen total de la avalancha						0.78

^(a)Fórmula del volumen para elipsoide utilizada en *hummocks*: $V=4/3\pi R1 \cdot R2 \cdot R3$, ^(b)Área total que cubre el depósito de avalancha incluyendo *hummocks*; ^(c)Espesor promedio del depósito de avalancha.

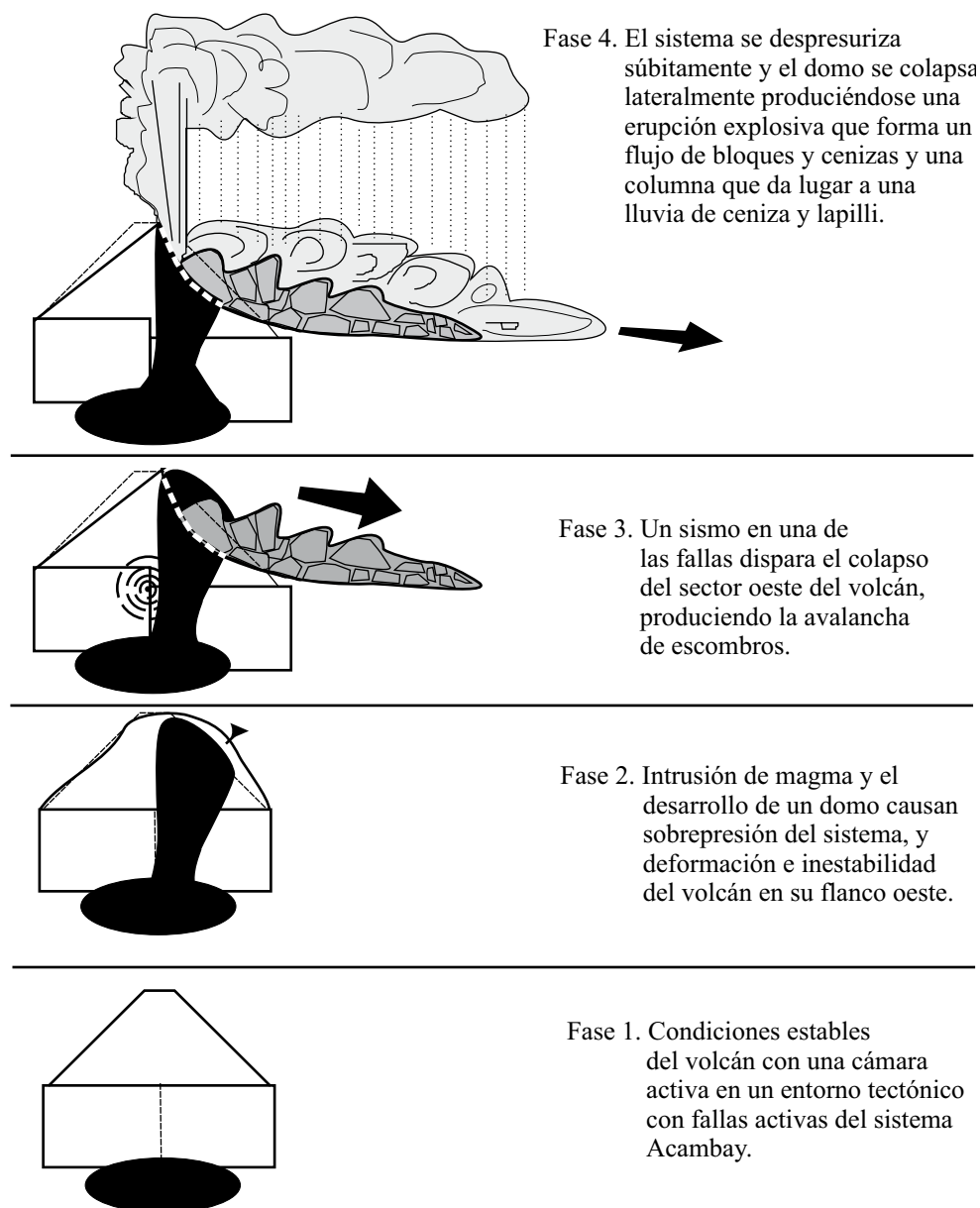


Figura 10. Modelo esquemático de la evolución de la avalancha de escombros de Temascalcingo y erupción explosiva que le siguió.

en masa produce una despresurización súbita del sistema magmático, generando de esta manera una violenta erupción explosiva posterior al deslizamiento del sector oeste del volcán. El deslizamiento sectorial produce el depósito de avalancha de escombros de Temascalcingo, mientras que la erupción explosiva produce el FDC Magdalena y el depósito de caída de lapilli de pómez asociado.

Comparando el DAE de Temascalcingo con otros depósitos cercanos estudiados, como el del volcán de Jocotitlán y el del Nevado de Toluca (Tabla 3), se puede concluir que las dimensiones y volumen en general del DAE de Temascalcingo son mucho más pequeños que los de esos dos volcanes, lo que se traduce también en una mayor distancia de transporte desde la fuente con respecto

a Temascalcingo. Mientras que el DAE de Temascalcingo tiene 0.8 km^3 , en el Nevado de Toluca y Jocotitlán se tienen 2 y 2.8 km^3 , respectivamente. Además, en Temascalcingo el depósito de avalancha cubre sólo 23 km^2 , que es mucho menor comparado a los 100 y 80 km^2 de los otros volcanes. Lo anterior se debe principalmente a que los volcanes de Jocotitlán y Toluca son de mayor altura y dimensiones que el volcán de Temascalcingo. Sin embargo, hay que considerar que el volcán de Temascalcingo ya había sido afectado por un colapso de tipo caldera en su cima antes de la formación del DAE, lo que seguramente disminuyó drásticamente las dimensiones y altura originales. Por supuesto, las diferencias en dimensiones son tan grandes que aun considerando una altura hipotética mayor para el volcán Temascalcingo, ésta

Tabla 3. Comparación de depósitos de avalancha de la región de Acambay-Toluca.

Nombre y elevación	Características	D	A (km ²)	L (km)	Volumen (km ³)	Edad	Ref.
Nevado de Toluca 4,565 m	Avalancha con facies de bloques y matriz, con bloques <10 m, monolitológica, dacita	SW	100	55	2	Pleistoceno	1, 2
Jocotitlán 3,950 m	Avalancha con facies de bloques, <i>hummocks</i> <185 m de altura, monolitológica, andesita	NE	80	12	2.8	9,690 ± 89 años A. C.	3
Temascalcingo 2,800 m	Avalancha con facies de bloques, <i>hummocks</i> < 100 m de altura, monolitológica, dacita	W	23 mín.	7 mín.	0.8 mín.	Pleistoceno	4

D: Dirección de la avalancha; A: Área que cubre; L: Distancia recorrida por la avalancha desde su fuente; V: Volumen; mín.: valores mínimos. Fuentes de datos: (1) Capra y Macías (2000); (2) Capra et al. (2002); (3) Siebe et al. (1992); (4) este trabajo.

probablemente no incrementaría notoriamente el volumen de la avalancha. Más bien, lo que reduce principalmente los datos calculados para la avalancha de Temascalcingo es el hecho de que se consideraron los valores para el depósito expuesto, es decir, el que actualmente es posible observar a simple vista. El depósito está cubierto por aluvión y depósitos lacustres del valle de Solís y seguramente la avalancha de escombros de Temascalcingo debió haber viajado a una mayor distancia del volcán y por lo mismo, debe cubrir una mayor área y tener un volumen mayor a los indicados en la Tabla 2, que por lo anterior, deben ser considerados como valores mínimos.

Por el estilo y características de los componentes del DAE de Temascalcingo se puede concluir que se parece más al DAE de Jocotitlán que al de Nevado de Toluca. Los DAEs de Jocotitlán y Temascalcingo contienen *hummocks* relativamente grandes, de más de 100 m, y el depósito es pobre en matriz pues está prácticamente soportado por bloques. Ambos DAEs están asociados a fases explosivas de sus respectivos volcanes, y ambos podrían haberse iniciado por un paleosismo relacionado a las fallas del sistema Acambay.

CONCLUSIONES

El depósito de avalancha de escombros de Temascalcingo se ubica en el flanco oeste del volcán Plio-Cuaternario de Temascalcingo, Edo. de México. El depósito se emplazó hacia el occidente desde un anfiteatro de colapso con forma de herradura en el flanco occidental del volcán Temascalcingo, y puede observarse hasta una distancia de 7 km del anfiteatro. Aflora en un área de 23 km² y se estima un volumen mínimo de 0.8 km³. Incluye once montículos o *hummocks*, con alturas que van de 50 m a 100 m sobre el nivel promedio de la zona circundante. Se compone de bloques con escasa matriz, es monolitológico, formado por dacita gris y rosa porfírica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Es común observar estructuras en rompecapa-

bezas en los bloques del depósito, los que llegan a tener hasta 15 m de diámetro.

Se definen tres facies laterales en el depósito de avalancha de escombros; la proximal, con megabloques de decenas de metros desplazados a una corta distancia del anfiteatro de colapso; la intermedia, con *hummocks* soportados por bloques y escasa matriz; y la distal, en donde los *hummocks* son escasos y los clastos relativamente menores a 6 m de diámetro.

Se infiere que la avalancha de escombros pudo haberse originado por la combinación de varios factores que incluyen: 1) inyección de magma que alimentó un domo de composición dacítica emplazado en el flanco oeste o en la cima del volcán Temascalcingo, 2) desestabilización del edificio por crecimiento y sobrepresurización en el domo, 3) un paleosismo disparador en alguna de las fallas del sistema de Acambay que ocasiona el deslizamiento del sector oeste del volcán Temascalcingo, seguido por la despresurización y colapso del domo que ocasiona una erupción de un flujo de bloques y ceniza y una columna eruptiva.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los árbitros de este trabajo, Lucía Capra y José Luis Macías, por sus valiosos comentarios que contribuyeron a mejorar substancialmente el manuscrito original. Así mismo, agradecemos al Quím. Rufino Lozano Santacruz por los análisis químicos realizados, y a los estudiantes del Curso de Campo de Rocas Volcánicas del posgrado en Ciencias de la Tierra, sede Centro de Geociencias, Semestres 2007-2 y 2009-2, por su ayuda en el trabajo de campo. El presente trabajo fue apoyado por fondos del proyecto DGAPA-PAPIIT IN-114606, y de proyecto CONACYT P46005, ambos a GJAD, así como al Centro de Geociencias de la UNAM, por apoyo logístico. Jaime Roldán agradece al Instituto de Geología (ERNO), por su apoyo durante la redacción del artículo, al Dr. Gerardo

Lezama ex presidente Municipal de Temascalcingo su apoyo para tener acceso a las diferentes comunidades. También se agradece a Jorge y David Roldán su ayuda durante el trabajo de campo.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., 1995, La Toba Amealco y su correlación con la Formación Las Américas a través del graben de Acambay, parte central de la Faja Volcánica Mexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12, 17-21.
- Aguirre-Díaz, G.J., 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 10-51.
- Aguirre-Díaz, G.J., Urutia-Fucugauchi, J., Soler-Arechalde, M.S., McDowell, F.W., 2000, Stratigraphy, K-Ar ages, and magnetostratigraphy of the Acambay graben, central Mexican Volcanic Belt, *en* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J., (eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, Geological Society of America Special Paper, 334, 167-178.
- Brantley, S.R., Glicken, H., 1986, Volcanic debris avalanches, earthquakes and volcanoes: *Earthquakes and Volcanoes*, 18, 195-206.
- Capra, L., Macías, J.L., 2000, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 149-168.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, M.K., Abrams, M., Garduño-Monroy, 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.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Espindola, J.M., Garduño-Monroy, V.H., 2002, Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series, MCH099, 14 p.
- Glicken, H., 1991, Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches, *en* Fisher, R.V., Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*: Tulsa, OK, SEPM, SEPM Special Publication 45, 99-106.
- Langridge, R.W., Moya, J., Suárez, G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Geophysical Research*, 105, 3019-3037.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica system: *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lipman, P.W., 1976, Caldera collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado: *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1397-1410.
- Macías, J.L., García-Palomo, A., Arce, J.L., Siebe, C., Espindola, J.M., Komorowsky, J.C., Scout, K.M., 1997, Late Pleistocene-Holocene Cataclysmic Eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán Volcanoes, Central Mexico, *en* Link, P.K., Kowallis, B.J. (eds.), *Proterozoic to Recent Stratigraphy, Tectonics and Volcanology*, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico: Brigham Young University, BYU Geological Studies, Part I, 493-528.
- Mercer, T.L., 2004, Geology of the Tierras Blancas area in the southeastern Acambay Graben, Central México: U.S.A., Brigham Young University, M. Sc. Thesis, 128 p.
- Mullineaux, R.D., Crandell, D.R., 1981, The eruptive history of Mount St. Helens, *en* Lipman, P.W., Mullineaux, R.D. (eds.), *The 1980 eruption of Mount St. Helens*: Whashington, D.C., United States Geological Survey, Professional Paper 1250, 844 pp.
- Norini, G., Capra, L., Borselli, L., Zuniga, F.R., Solari, L., Sarocchi, D., 2010, Large scale landslides triggered by Quaternary tectonics in the Acambay graben, Mexico: *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI: 10.1002/esp.1987.
- Norini, G., Capra, L., Groppelli, G., Lagmay, A.M.F., 2008, Quaternary sector collapses of Nevado de Toluca Volcano (Mexico), governed by regional tectonics and volcanic evolution: *Geosphere*, 4, 854-871.
- Ortuño, C.M., Zúñiga, R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreón-Freyre, D., Cerca-Martínez, M., Mendoza-Ponce, A., López-Briseño, E., 2010, Avances en la paleosismología de las fallas del graben de Acambay (abstract), *en* Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana 2010: GEOS, 30(1) p. 88.
- Salinas, S., López-Blanco, J., 2010, Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central Mexico: *Geomorphology*, 123, 142-153.
- Siebe, C., Komorowsky, J.C., Sheridan, M.F., 1992, Morphology and emplacement collapse of an unusual debris avalanche deposit at Jocotitlán Volcano, Central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 54, 573-589.
- Siebe, C., Komorowsky, J.C., Sheridan, M.F., 1990, Reconstrucción de las diferentes fases evolutivas de crecimiento y subsecuente colapso gravitacional de los domos riolíticos localizados en la cuenca de Serdán-Oriental, estados de Puebla y Veracruz (resumen), *en* II Reunión Nacional "Volcán Colima": Colima, México, Universidad de Colima.
- Siebert, L., 1984, Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits and associated eruptions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22, 163-197.
- Sparks, R.S.J., Barclay, J., Calder, E.S., Herd, R.A., Komorowski, J.C., Luckett, R., Norton, G.E., Ritchie, L.J., Voight, B., Woods, A.W., 2002, Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current on December 26 (Boxing Day) 1997 at Soufrière Hills volcano, Montserrat, *en* Druitt, T.H., Kokelaar, B.P. (eds.), *The eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*: Geological Society of London, Memoir 21, 409-434.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G.J., and Farrar, E., 1995, The Acambay graben: active intra-arc extensión in the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extensión in the central Trans-Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 693-703.
- Ui, T., Takarada, S., and Yoshimoto, M., 2000, Debris Avalanches, *en* Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*: Academic Press, 617- 626.
- Urbina, F., Camacho, H., 1913, La zona megasísmica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912: *Boletín del Instituto Geológico de México*, 32, 125 pp.
- Voight, B.H., Glicken, H., Janda, R.J., Douglass, P.M., 1981, Catastrophic rockslide avalanche of May 18, *en* Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (eds.), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*: Whashington, D.C., United States Geological Survey, Professional Paper 1250, 347-377.
- Woods, A.W., Sparks, R.S.J., Ritchie, L.J., Batey, J., Gladstone, C., Bursik, M.I., 2002, The explosive decompression of a pressurized volcanic dome: the 26 December 1997 collapse and explosion of Soufrière Hills volcano, Montserrat, *en* Druitt, T.H., Kokelaar, B.P. (eds.), *The eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*: Geological Society of London, Memoir 21, 457-482.

Manuscrito recibido: Septiembre 24, 2010

Manuscrito corregido recibido: Diciembre 7, 2010

Manuscrito aceptado: Diciembre 16, 2010