



## Evolución post-lahárica de un canal proglaciar: garganta de Huiloac (México)

Nuria Andrés de Pablo<sup>1,\*</sup>, José Juan Zamorano Orozco<sup>2</sup>, José Juan de Sanjosé Blasco<sup>3</sup>,  
Luis Miguel Tanarro García<sup>1</sup>, David Palacios Estremera<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, España.

<sup>2</sup> Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán, 04510 México D.F., México.

<sup>3</sup> Departamento de Expresión Gráfica, Escuela Politécnica, Universidad de Extremadura, Cáceres, España.

\* nuriand@ghis.ucm.es

### Resumen

En el último periodo eruptivo del volcán Popocatepetl (19° 02' N, 98° 37' W, 5424 m) se produjeron varios lahares sin-eruptivos que modificaron la red fluvial de su ladera nororiental, donde se localiza el curso del río Huiloac. Los lahares responsables de los cambios morfológicos más importantes fueron los ocurridos en 1997 y 2001. Aunque desde entonces se han producido algunos eventos explosivos, como las recientes erupciones de mayo y junio de 2013, en la garganta de Huiloac no se ha vuelto a registrar ningún lahar relacionado con la actividad volcánica.

El presente artículo propone una metodología para detectar y cuantificar los cambios morfológicos, así como determinar la dinámica de procesos erosivos y sedimentarios en un tramo de la garganta de Huiloac, tras el paso del lahar sin-eruptivo de 2001, durante un primer periodo de siete años. Este método combina la interpretación de una serie temporal de mapas geomorfológicos y de perfiles topográficos transversales del canal, con ayuda de herramientas de CAD (*Computer-aided design*) y de SIG (Sistemas de Información Geográfica). El análisis de la evolución geomorfológica y topográfica se cruza finalmente con la información meteorológica disponible sobre precipitaciones.

Los resultados obtenidos muestran que la fase inicial (hasta octubre de 2002) estuvo caracterizada por la incisión y evacuación del material que colmató el cauce durante el lahar de 2001. Posteriormente, la acción geomorfológica de las aguas corrientes y la dinámica de laderas ensancharon y profundizaron el canal, aunque también se produjo sedimentación, como lo atestiguan bancos y terrazas fluvio-laháricos. La frecuencia y capacidad de los lahares secundarios, alimentados por las precipitaciones y el agua del deshielo glaciar, fueron los factores que determinaron el dominio de procesos erosivos o de sedimentación en Huiloac. De esta manera, se ha observado que en épocas menos lluviosas y con precipitaciones regulares, el canal experimentó menos variaciones morfológicas y las cantidades erosionadas son también menores, como en el periodo 2004 – 2006. En cambio, las precipitaciones excepcionales en la estación seca (enero de 2002 y enero de 2004) y los aguaceros continuados al final de la estación húmeda (septiembre y octubre de 2007) activaron los procesos de erosión por incisión y por zapa lateral, lo cual produjo el vaciado de los depósitos laháricos que tapizan el canal.

Una vez concluido el primer periodo de observación, se concluye que el cauce no ha alcanzado su estabilidad, ya que sus laderas fueron muy inestables debido a la fuerte pendiente que presentaron, a pesar del considerable vaciado de depósitos que ha experimentado en este lapso temporal.

Palabras clave: cartografía geomorfológica, lahares, SIG, CAD, Popocatepetl, México.

### Abstract

*In the last eruptive period of Popocatepetl volcano (19° 02'N, 98° 37' W, 5424 m) several syn-eruptive lahars modified the fluvial*

network of the northeastern slope, where the Huiloac River is located. The lahars that produced the most important morphological changes took place in 1997 and 2001. Although some explosive events have taken place since then, such as the recent eruptions of May and June 2013, lahars related to volcanic activity have not been recorded in Huiloac gorge.

This article proposes a methodology to detect and quantify morphological changes and to determine the dynamics of erosion and sedimentary processes in a section of Huiloac gorge for the first seven years after the syn-eruptive lahar of 2001. This method combines the interpretation of a temporal series of geomorphological maps and topographic profiles across the channel using CAD (Computer-aided design) and GIS (Geographic Information Systems). Finally, the analysis of the geomorphic and topographic evolution is cross-referenced with available information on rainfall.

The results show that the initial phase (up until October 2002) is characterized by incision and removal of the material that filled the river bed during the 2001 lahar. Afterwards, the geomorphological action of running water and the dynamics of slopes widened and deepened the channel, although sedimentation occurred as well, as evidenced by river-banks and lahar terraces. The frequency and capacity of secondary lahars, fed by rainfall and glacier melt water, are the factors that determine the domain of erosion or sedimentation in Huiloac. Thus, it has been observed that in seasons with less rain and regular precipitation, fewer morphological variations occurred and a smaller amount of material was eroded, such as in the period 2004 – 2006. On the other hand, exceptional rainfall in the dry season (January 2002 and January 2004) or continuous rains at the end of the wet season (September and October 2007) triggered processes of erosion by incision, lateral erosion, and removal of the laharic deposits. It can be concluded, at the end of this first period of observation, that despite considerable erosion, the riverbed is still unstable due to steep slopes on the sides of the river.

*Keywords:* Geomorphological mapping, lahars, GIS, CAD, Popocatepetl, Mexico.

## 1. Introducción

Las erupciones volcánicas generan perturbaciones en el paisaje que afectan al sistema hidrológico circundante y en especial, al aporte de sedimentos. Major (2003) expone una lista de las principales consecuencias hidrológicas e hidráulicas que conlleva la actividad volcánica, resaltando los cambios que sufren los almacenes hídricos (en especial la nieve y la cubierta vegetal) y las alteraciones en las características, magnitud y duración de la escorrentía. Concluye que, en general, los cambios hidrológicos incrementan la superficie drenada y reducen el tiempo que tardan las aguas en escurrir por la ladera hasta los canales, de forma que la escorrentía post-eruptiva alcanza los canales más rápidamente y en mayor cantidad que la escorrentía pre-eruptiva.

Gran y Montgomery (2005) hacen especial hincapié en que la principal modificación volcánica consiste en el aporte de una mayor cantidad de sedimentos disponibles en las cabeceras de las redes de drenaje de los volcanes, que resultan muy superiores a las cantidades localizadas en sistemas fluviales no volcánicos. La existencia en las cabeceras fluviales de una capa de materiales fácilmente erosionables y la destrucción de la vegetación hacen que estas superficies experimenten una respuesta rápida ante aportaciones copiosas de agua (Segerstrom, 1950; Waldron, 1967; Kadomura *et al.*, 1983; Janda *et al.*, 1984; Yamamoto, 1984; Leavesley *et al.*, 1989; Shimokawa *et al.*, 1989).

En la mayoría de los volcanes el transporte extraordinario de sedimentos se realiza mediante flujos rápidos que se generan por lluvias intensas, fusión repentina de nieve y hielo, o liberación de aguas embalsadas. Estos procesos reciben el nombre de lahares (Smith y Fritz, 1989; Rodolfo,

1989). Se puede distinguir entre lahares primarios o sin-eruptivos y secundarios o post-eruptivos, sin relación con una erupción concreta (Lavigne, 1998; Vallance, 2000; Thouret y Lavigne, 2000). Los lahares también pueden presentar distintos tipos de flujo (avalancha de escombros, también denominado *debris flow*, flujo hiperconcentrado y flujo de arroyada) en relación con la proporción de agua y materiales sólidos que contengan (Smith y Lowe, 1991).

La gran mayoría de las investigaciones realizadas sobre flujos hidrovulcánicos centran su interés en el lapso de tiempo inmediatamente posterior a la erupción, cuando se produce la mayor perturbación en la red de drenaje y se desarrollan los lahares primarios. Existe una gran profusión de publicaciones que analizan las características de estos flujos en distintos volcanes como en los montes Usu, Unzen, y Sakurajima en Japón (Kadomura *et al.*, 1983; Shimokawa y Taniguchi, 1983; Chinen y Kadomura, 1986; Mizuyama y Kobashi, 1996); en el Galunggung de Indonesia (Hamidi, 1989; Hirao y Yoshida, 1989); en el Parícutín y el Chichón de México (Inbar *et al.*, 1994; Inbar *et al.*, 2001); en el Ruapehu de Nueva Zelanda (Cronin *et al.*, 1999; Hodgson y Manville, 1999); en el Mayon y el Pinatubo de Filipinas (Rodolfo, 1989; Rodolfo y Arguden, 1991; Pierson *et al.*, 1992; Pierson *et al.*, 1996; Daag, 1994; Daag, 2003; Major *et al.*, 1996; Scott *et al.*, 1996; Newhall y Punongbayan, 1996; Umbal, 1997; Tuñgol, 2002).

Otro grupo de investigaciones concentra la atención sobre las precipitaciones que desencadenan los lahares, especialmente en los parámetros de cantidad, intensidad y recurrencia (Rodolfo y Arguden, 1991; Iwamoto, 1996; Tuñgol y Regalado, 1997; Lavigne, 1998; Thouret y Lavigne, 2000; Lavigne y Thouret, 2002; Daag, 2003; Scott *et al.*, 2005; van Westen y Daag, 2005; Barclay *et al.*, 2007;

entre otros estudios).

Los datos obtenidos en todos estos trabajos citados se han empleado como valores de entrada para realizar simulaciones de lahares suponiendo diferentes escenarios, a partir de las cuales se valoran los riesgos asociados y se determinan las medidas para reducir sus efectos (Daag y van Westen, 1996; van Westen, 1997; Renschler, 2005; Ackerman *et al.*, 2000; Long, 2000; Muñoz-Salinas *et al.*, 2007, 2009; Haddad *et al.*, 2011). Pero si la precisión en los valores de entrada referentes a la cantidad de agua y material del flujo, su viscosidad o velocidad son condiciones imprescindibles para que el modelo o la simulación resulten aceptables, también lo es el empleo de una base topográfica detallada de los cauces. De hecho, los manuales de hidráulica recogen como principio básico que todo flujo está influido en gran medida por las características morfológicas del canal por el que discurre (p.e. Chow, 1959). De esta manera, la profundidad, la anchura, la pendiente longitudinal, la sinuosidad y la rugosidad (materiales que revisten lecho y paredes) son los principales parámetros del cauce que condicionan variables como la velocidad del flujo o la capacidad o competencia de la carga.

Por otra parte, los escasos trabajos dedicados a evaluar las modificaciones sufridas por la red de drenaje después de un lahar de grandes dimensiones (Janda *et al.*, 1981; Pierson, 1985; Pierson y Scott, 1985; Rodolfo, 1989; van Westen, 1997; Garcin *et al.*, 2005; Gran y Montgomery, 2005; Barclay *et al.*, 2007), concluyen que el impacto producido en las características hidrológicas y geomorfológicas de la red de drenaje en los volcanes se mantiene incluso varias décadas después del evento eruptivo. En este aspecto, son relevantes las conclusiones de los estudios llevados a cabo en la red de drenaje del volcán St. Helens (Cascades Range, EEUU), la cual sufre complejos ciclos de incisión, sedimentación y ensanchamiento en una tendencia claramente no lineal (Meyer y Martinson, 1989; Simon, 1999), de forma que la inestabilidad generada por los lahares primarios en el sistema fluvial (aporte de material y cambios en la topografía) se mantiene a largo plazo y la migración efectiva de mayor cantidad de sedimentos se mantiene funcional durante décadas (Major *et al.*, 2000; Major, 2003; Major, 2004). Atendiendo a estas condiciones, para una adecuada modelización de los flujos y para conseguir cálculos correctos de los mismos, con el fin de mejorar el sistema de alerta a la población, es necesario un seguimiento detallado de los parámetros morfológicos del canal, con especial atención a las variaciones topográficas (Muñoz-Salinas, 2007). Surge entonces, la necesidad de estudios de seguimiento detallado en los cauces de estos sistemas, que pongan de manifiesto cuáles son los procesos geomorfológicos que se suceden en ellos, no solamente como respuesta inmediata a las erupciones, sino durante toda la dinámica de adaptación a la nueva situación (lahares secundarios) que puede durar décadas. Por otra parte, la monitorización detallada de los canales proporcionará además información valiosa para la modelización de futuros

lahares, ya que en todo momento ofrece datos topográficos actualizados de una morfología que presenta grandes variaciones en periodos cortos de tiempo.

En esta línea, el objetivo principal de esta investigación se centra en diseñar una metodología válida para llevar a cabo un seguimiento de las modificaciones geomorfológicas experimentadas en cauces, posteriores al paso de un lahar primario de grandes dimensiones. Así mismo, se plantea la forma de detectar los cambios morfológicos del cauce, en términos de erosión y sedimentación, y su relación con las precipitaciones. La metodología propuesta se aplica en detalle a un tramo de la garganta Huiloac, perteneciente a la red de drenaje del volcán Popocatepetl (México). Para agilizar el estudio en el tiempo, ya que este debería prolongarse mientras duren las modificaciones y hasta que el canal muestre señales claras de estabilidad, se han planificado periodos cortos consecutivos de observación de siete años (inferiores a la década).

## 2. Área de estudio

El volcán Popocatepetl (19° 01'N; 98° 37'W; 5424 m. s.n.m.) se encuentra en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y es uno de los volcanes más activos de México, ya que se localiza en la parte frontal del arco volcánico, en el sur, hacia donde ha ido migrando la actividad volcánica en los últimos 2 Ma (Macías, 2005). En concreto, el Popocatepetl es el volcán más meridional de la Sierra Nevada, cordillera que discurre de N a S y constituye el límite oriental de la Cuenca de México. Se puede considerar también como uno de los más peligrosos, debido a que se sitúa a 65 km al sudeste de México D.F. — con 8.9 millones de habitantes en 2010 (INEGI, 2011a)—, y a 45 km de la ciudad de Puebla —1.5 millones de habitantes en 2010 (INEGI, 2011b)—.

Durante el Holoceno, los tres periodos eruptivos principales del Popocatepetl (3195 – 2830 a.C., 800 – 215 a.C., y 675 – 1095 d.C.) estuvieron caracterizados por un mismo esquema de actividad, que comenzaba con emisiones de pequeñas cantidades de ceniza (flujos y caída) y alcanzaban su máxima intensidad con la deposición de grandes cantidades de pumitas, flujos de cenizas calientes y finalmente se producían extensos lahares (Siebe *et al.*, 1996). Macías (2005) indica que el colapso de las columnas provocó el bloqueo de la red hidrográfica del Popocatepetl. Con la adición de agua, procedente de la fusión de hielo y nieve (González *et al.*, 1997), o de lluvias torrenciales (Macías, 2005), se generaron lahares que esparcieron la carga sedimentaria por la cuenca de Puebla. Este mecanismo fue probablemente el que generara el lahar denominado San Nicolás (González *et al.*, 1997; González, 2000), que se produjo en la garganta Huiloac hace 1100 – 1300 años. Este flujo, con un volumen de  $5 \times 10^7 \text{ m}^3$ , se inició a media ladera del volcán y viajó unos 60 km hasta alcanzar la ciudad de Izúcar de Matamoros.

No se tiene referencia de lahares producidos entre 1095 y el inicio del actual periodo eruptivo en 1994 (Cruz-Reyna *et al.*, 1995), aunque parece lógico pensar lo contrario (Muñoz-Salinas, 2007), ya que cualquier emisión de material supone una perturbación en el sistema fluvial circundante, que se manifiesta con un aumento del caudal y de la carga sedimentaria en los ríos.

En el presente periodo eruptivo iniciado en diciembre de 1994, los principales eventos laháricos en Huiloac han tenido lugar en 1995, 1997 y 2001. En abril de 1995 una emisión cubrió de piroclastos aproximadamente el 50 % del glaciar, lo que ocasionó una fusión repentina. El agua de fusión se canalizó por las gargantas proglaciares (Tepeteloncocone, La Espinera y Tenenepanco en la Figura 2.A) y saturó los materiales que se encontraban en ellas, una mezcla de sedimentos sin consolidar de anteriores avalanchas y ceniza volcánica (Palacios, 1995; Palacios, 1996). La masa se inestabilizó y resbaló sobre la capa congelada, que actuó como un estrato impermeable, hasta los 4020 m.s.n.m. A partir de aquí, el agua se empezó a infiltrar en los depósitos y el flujo se detuvo (Palacios *et al.*, 1998).

Dos años después, entre el 30 de junio y el 1 de julio se produce la erupción mayor registrada en el periodo eruptivo reciente. El Centro Nacional de Prevención de Desastres de México (CENAPRED, 2001) describe que el material incandescente al caer sobre el glaciar causó abrasiones y acanaladuras. El agua de fusión, junto con el procedente de las fuertes precipitaciones que se produjeron en las laderas del volcán (Sheridan *et al.*, 2001), movilizó los sedimentos que tapizaban el fondo de las tres gargantas proglaciares y se generó un flujo hiperconcentrado. Al ir incorporando material, se transformó en un flujo de derrubios (*debris flow*), para después progresivamente cambiar a un flujo hiperconcentrado en su parte distal, a la vez que depositaba su carga (Capra *et al.*, 2004). Este lahar transportó  $1.85 \times 10^5$  m<sup>3</sup> de material sólido y agua (Muñoz-Salinas *et al.*, 2009), alcanzó una velocidad entre 1.4 y 7.7 m/s (Muñoz-Salinas *et al.*, 2007) y tras 21 km de recorrido, se detuvo justo a las puertas de la población de San Nicolás de los Ranchos.

El lahar de 2001 tuvo un origen diferente. El 22 de enero de 2001 el volcán emitió un flujo piroclástico que recorrió 6 km por la ladera norte del volcán. Al atravesar el glaciar, causó una fuerte abrasión, lo que provocó el deshielo parcial del mismo. El agua de fusión saturó los materiales e inició un lahar en la garganta Tenenepanco, que se continuó por Huiloac y finalizó 2 km antes de alcanzar la población de Santiago Xalitzintla. En los 14.3 km de recorrido, este lahar se comportó como un *debris flow* (Capra *et al.*, 2004). El volumen lahárico transportado fue de  $1.6 \times 10^5$  m<sup>3</sup> (Muñoz-Salinas *et al.*, 2009), y desarrolló velocidades comprendidas 1.3 y 13.8 m/s (Muñoz-Salinas *et al.*, 2007).

A pesar de que el volcán ha registrado posteriormente eventos eruptivos destacados, como los de la primavera y el verano de 2013, que llevaron a las autoridades a elevar el nivel de alerta (CENAPRED, 2013), la garganta de Huiloac

no ha vuelto a ser afectada por ningún lahar directamente relacionado con la actividad volcánica (Andrés *et al.*, 2007).

La red hidrográfica del Popocatepetl presenta una típica distribución radial, fuertemente condicionada por la topografía cónica del volcán (Figura 1.B). La elevada permeabilidad e incoherencia de sus materiales y las fuertes pendientes favorecen la incisión de las aguas corrientes, que forman estrechas y profundas gargantas en las cotas superiores, para luego ensancharse y hacerse menos profundas en áreas más bajas. La ladera norte del volcán está drenada por tres gargantas principales (Tenenepanco, La Espinera y Tepeteloncocone) que captan las aguas de fusión del glaciar y que a partir de su confluencia reciben el nombre de Huiloac. Desde su punto más elevado en el inicio de Tenenepanco (4960 m.s.n.m.) hasta la población de Santiago de Xalitzintla (2560 m.s.n.m.), el cauce Tenenepanco-Huiloac recorre unos 18 km, primero de sur a norte y, tras salvar el obstáculo que supone la pared de la caldera volcánica de Tlamacas (3500 m.s.n.m.), de oeste a este (Figura 2.A). Tras superar la citada localidad, el curso fluvial se une a la garganta Alse seca (Muñoz-Salinas, 2007; Andrés, 2009; Tanarro *et al.*, 2010).

Capra *et al.* (2004) dividen el eje Tenenepanco-Huiloac en tres sectores determinados por cambios de pendiente. El curso alto presenta pendientes superiores a 11 ° y discurre entre los 4960 y los 3400 m.s.n.m., la mayor parte flanqueado por morrenas. En ocasiones el río se encaja en lavas holocenas, lo que indica un proceso de incisión reciente. A partir de los 3400 m.s.n.m. se desarrolla el curso medio, con pendientes entre 11 ° y 6 °, encajado entre los paquetes de materiales piroclásticos, fluvio-glaciares y laháricos. La profundidad de este tramo alcanza los 40 m y su anchura media del valle es de 20 m. Por último, al entrar en rampa acumulativa volcánicla que constituye el piedemonte del volcán (3150 m.s.n.m.), la pendiente se reduce por debajo de 6 ° en el curso bajo.

Ante la imposibilidad de recoger los datos necesarios a lo largo de toda la garganta, debido al prolongado tiempo de exposición a los peligros volcánicos y de caída de material, se propone un tramo para realizar un análisis de detalle (Figura 2). Este se localiza en el curso medio de Huiloac, entre los 3200 y 3240 m.s.n.m., donde se pueden observar tanto procesos de erosión como de deposición, mientras que en la cabecera y en la parte distal domina uno de los dos (Chen *et al.*, 2005). Por otra parte, el tramo elegido se encuentra en el bosque monoespecífico de oyamel (*Abies religiosa*), que se extiende hasta los 3400 m (Beaman, 1962) y ocupa las áreas con precipitaciones más elevadas en las laderas de las montañas del centro de México (García-Romero, 1998), por lo que existe una mayor probabilidad de que se vea afectado por pequeños lahares secundarios alimentados por el agua de precipitación, que en la Sierra Nevada supone aproximadamente 1300–1200 mm anuales entre los 3500 y los 3300 m.s.n.m. (Beaman, 1962; Lauer y Stiehl, 1973). Además, es un área accesible a partir de

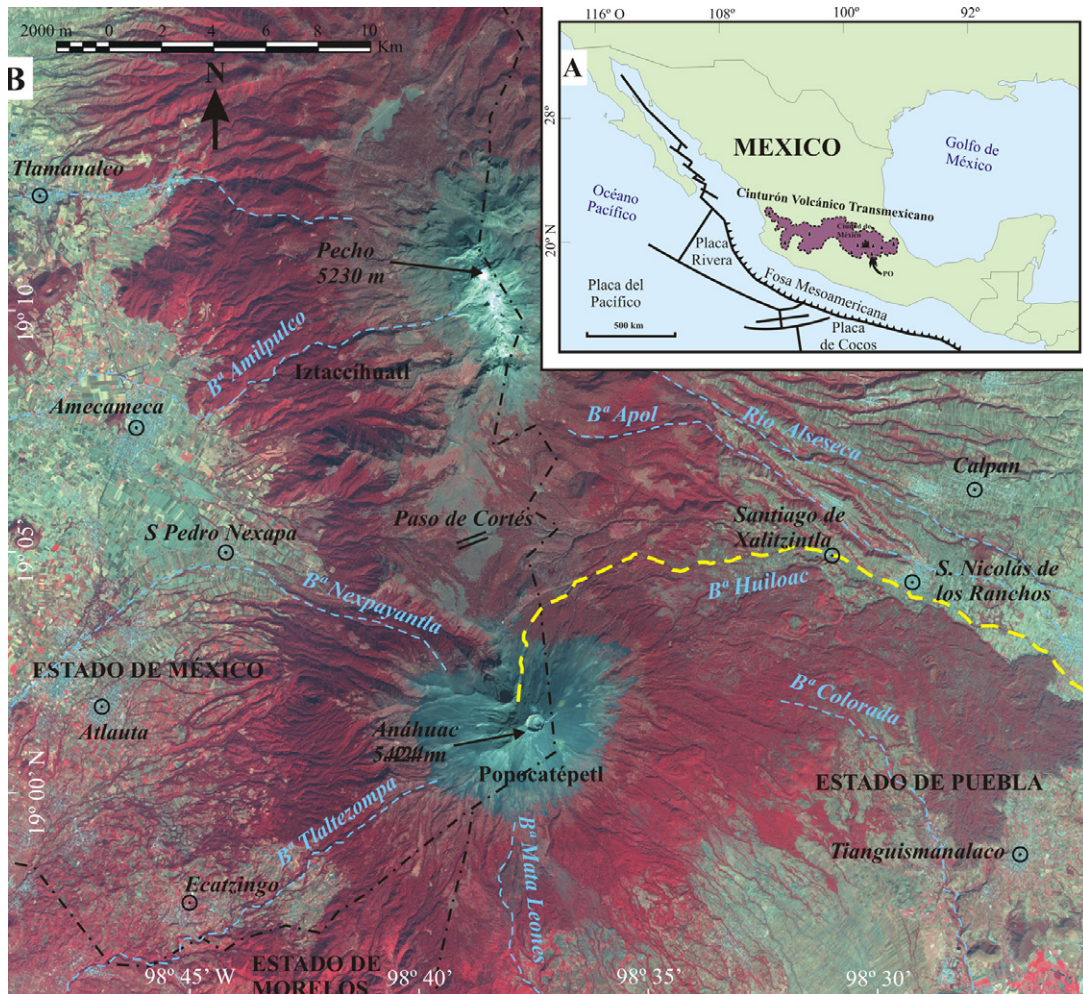


Figura 1. A) Localización del volcán Popocatepetl (PO) en el centro de la Faja Volcánica Transmexicana, al sureste de la ciudad de México. B) En la imagen SPOT (2004) del complejo volcánico Iztaccihuatl-Popocatepetl se señalan las cumbres y las poblaciones cercanas, así como la garganta Huiloac en la ladera nororiental del Popocatepetl (línea discontinua amarilla).

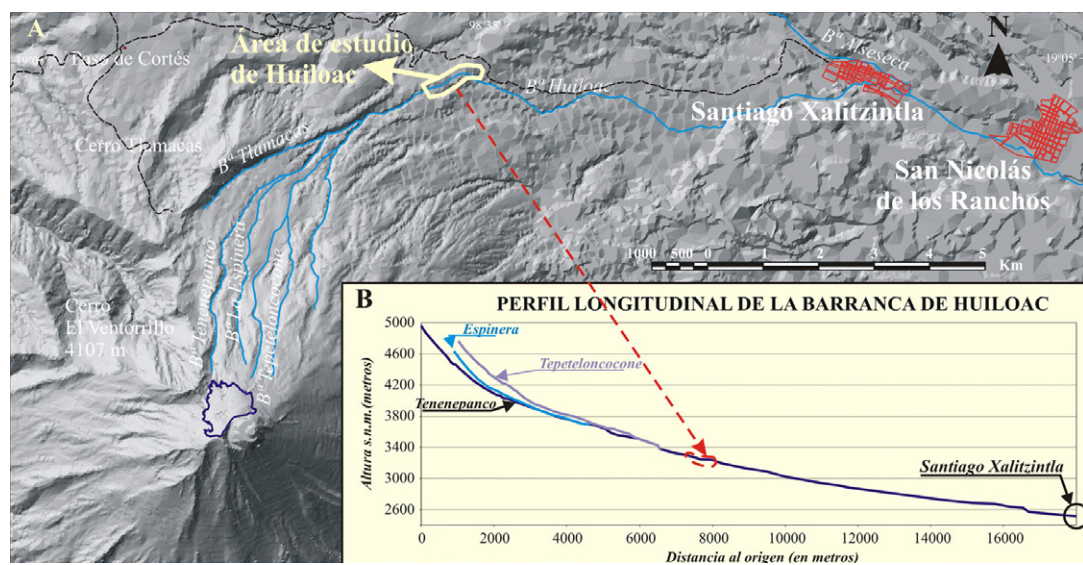


Figura 2. A) Localización del cauce Tenenepanco-Huiloac sobre el MDE generado a partir del mapa topográfico 1:50000 (INEGI, 1978). La línea discontinua negra marca la pista que une el Paso de Cortés con la población de Santiago de Xalitlintla. B) Perfil longitudinal de la garganta Huiloac y de las tres gargantas (Tenenepanco, Espinera y Tepeteloncocomé) que constituyen su cabecera, según datos del mapa topográfico 1:50000 (INEGI, 1978). Sobre el perfil se señala el tramo donde se realizan los estudios de detalle en este trabajo.

la carretera que une el Paso de Cortés con Santiago de Xalitzingtla (Figura 2.A).

### 3. Metodología

Las variaciones de la morfología del canal de la garganta Huiloac se han estudiado para el primer periodo de observación de siete años, desde el lahar sin-eruptivo ocurrido el 22 de enero de 2001, hasta febrero de 2008. La metodología empleada en un primer momento combina el seguimiento de las variaciones topográficas y las transformaciones geomorfológicas del sector seleccionado. Posteriormente, se contrastan estas variaciones con los datos disponibles de precipitaciones, con el fin de relacionar las características de los flujos laháricos secundarios, con los distintos ciclos erosivos o de sedimentación observados, así como con la intensidad de los procesos.

#### 3.1. Obtención y tratamiento de la información topográfica

Los datos topográficos se obtuvieron en seis campañas de trabajo de campo que se realizaron en febrero y octubre de 2002; septiembre de 2003; febrero de 2004; marzo de 2006 y febrero de 2008. El primer paso consistió en el trazado de una nivelación siguiendo el recorrido del talweg, donde se marcaron los puntos en los que se localizarían posteriormente los perfiles transversales. La nivelación se realizó con la ayuda de una brújula, mira, cinta métrica y GPS para obtener las coordenadas de los puntos de intersección de la nivelación (perfil longitudinal) con los

perfiles transversales. La longitud de la proyección en la horizontal del perfil longitudinal fue de 511.2 m.

En las dos primeras campañas, los perfiles se trazaron con la misma instrumentación que la nivelación (brújula, mira, cinta métrica y GPS), eligiendo un punto en el talweg y fijando los extremos en los levées del canal, marcados con varillas de hierro. Entre estos tres puntos se midieron distancias en la línea del perfil y las secciones se dibujaron en alzados sobre un eje de coordenadas x, y. (Figura 3) en papel y en un programa de CAD (MicroStation). Se tomaron 29 perfiles, denominados P1 a P29, aguas abajo desde el punto de inicio (14Q, 543339.8 m E, 2109354.0 m N: Datum, WGS84), con longitudes que varían entre 10.0 y 17.1 m. Los perfiles se realizaron en los lugares del cauce en los que se observó un cambio en la morfología del cauce, de manera que determinan 28 subtramos (de S1 a S28) con características geomorfológicas similares. Según este criterio, los perfiles no son equidistantes y los subtramos presentan longitudes entre 6.2 y 31.1 m.

A partir de la campaña de septiembre de 2003 los datos topográficos se obtuvieron con una estación total y se estimó un error máximo de +/- 2 cm. Aunque se intentó mantener la localización de todos los perfiles, marcados desde el principio con varillas, no se logró en todos los casos y se modificaron los perfiles 6, 11, 21, 23 y 24. Los datos de la estación se volcaron al programa AutoCad, donde se dibujaron los perfiles en planta y en alzado (Figura 4).

Todos los perfiles se importaron en ArcGis para llevar a cabo comparaciones entre ellos. Los datos de las campañas de febrero y octubre de 2002 se trataron de forma separada, ya que se obtuvieron con técnicas diferentes. El resto se

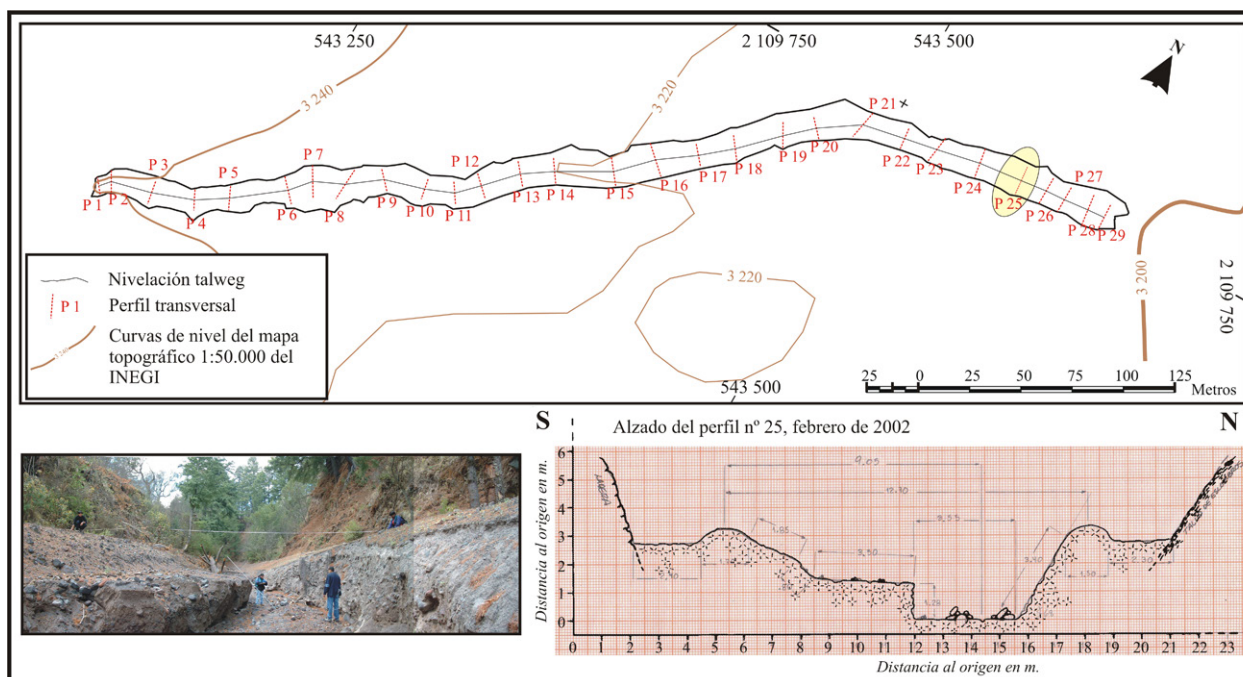


Figura 3. Tramo de estudio de la garganta Huiloac con los perfiles transversales trazados en las campañas de febrero y octubre de 2002. Ejemplo del alzado de un perfil (nº 25), donde se señalan algunas medidas relevantes. La fotografía está tomada aguas arriba.

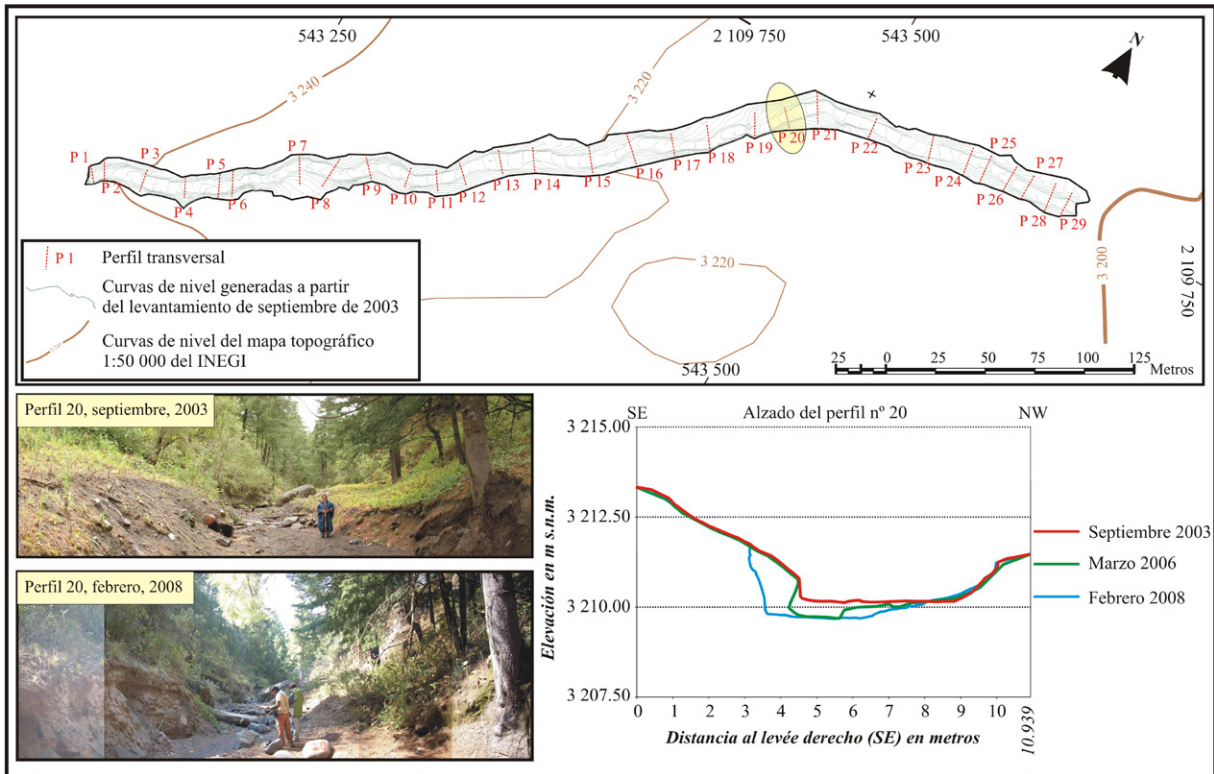


Figura 4. Tramo de estudio de la garganta Huiloac con los perfiles transversales tomados en las campañas de 2003, 2006 y 2008; y las curvas de nivel generadas con los datos del levantamiento de 2003. Ejemplo del alzado de un perfil (nº 20), en las tres fechas de estudio. Los perfiles y las fotografías se realizan aguas abajo.

contrastaron dos a dos: entre septiembre de 2003 y marzo de 2006; entre marzo de 2006 y febrero de 2008; entre septiembre de 2003 y febrero de 2008. Las diferencias entre dos perfiles se midieron calculando las áreas de los polígonos que resultaron de la intersección entre los perfiles de dos fechas. Se consideró que un área se correspondía con un valor de erosión, cuando la altura del perfil en el momento  $t$  (fecha más antigua) era superior a la que presentaba en el momento  $t + 1$  (fecha más reciente), es decir, sufre una variación negativa entre los dos momentos. La sedimentación en un perfil transversal se definió como el cambio positivo en la altura entre el momento  $t$  y el  $t + 1$  (Figura 5). La tabla de atributos de los polígonos intersección se importó a Excel, donde se sumaron las áreas de todos los polígonos resultantes de la intersección que suponían erosión ( $A_{ei}$ ) y las áreas de los polígonos que representaban deposición ( $A_{di}$ ).

Para estimar el volumen erosionado o sedimentado entre dos perfiles se partió del supuesto de que la evacuación y deposición del material a lo largo de cada subtramo es uniforme, ya que la morfología observada presenta escasas variaciones. Se asimiló entonces el volumen del material erosionado o sedimentado al volumen de un cono truncado oblicuo y se emplearon las fórmulas:

$$V_{e=} = \frac{D_i (A_{ei} + A_{ei+1} + \sqrt{A_{ei} \cdot A_{ei+1}})}{3} \quad \text{Ecuación 1}$$

$$V_{d=} = \frac{D_i (A_{di} + A_{di+1} + \sqrt{A_{di} \cdot A_{di+1}})}{3} \quad \text{Ecuación 2}$$

Donde:

$V_e, V_d$ : volumen de material erosionado o sedimentado, respectivamente (en  $m^3$ ).

$D_i$ : distancia entre el perfil  $i$  y el perfil  $i + 1$  (en m).

$A_{ei}, A_{di}$ : Área de la variación negativa o positiva, respectivamente, experimentada entre las dos fechas consideradas en el perfil  $i$  (en  $m^2$ ).

$A_{ei+1}, A_{di+1}$ : Área de la variación negativa o positiva, respectivamente, experimentada entre las dos fechas consideradas en el perfil  $i + 1$  (en  $m^2$ ).

Como distancia entre perfiles ( $D_i$ ) se consideró la medida siguiendo el trazado del canal, es decir, teniendo en cuenta la sinuosidad y la pendiente.

### 3.2. Obtención y tratamiento de la información de las variaciones geomorfológicas

El análisis de la evolución geomorfológica de la garganta Huiloac se basa en la comparación de una serie temporal de mapas geomorfológicos. Durante las campañas de campo utilizadas para tomar datos topográficos también se realizaron cartografías geomorfológicas del cauce. En las dos primeras campañas, febrero y octubre de 2002, se hicieron anotaciones, fotografías y dibujos con sus correspondientes descripciones, y se tomaron puntos

con GPS para cartografiar posteriormente las formas. En campañas posteriores, ya se contó con una base topográfica de detalle obtenida a partir del levantamiento de 2003, para trabajar directamente en el campo. El resultado fue una colección de seis mapas geomorfológicos elaborados en febrero de 2002, octubre de 2002, septiembre de 2003, febrero de 2004, marzo de 2006 y febrero de 2008.

Se empleó una leyenda geomorfológica sencilla, que atiende al tipo de depósito en el que están labradas las formas y el proceso que las modifica (Figura 6). Así, se distingue una primera categoría (A) constituida por las formas relacionadas con el flujo reciente de lahares primarios. Los márgenes de la garganta están formados por materiales depositados por los lahares de 1997 y 2001 principalmente. La potencia de los depósitos del lahar de

1997 oscila entre los 2.5 y los 4 m y en algunos sectores se encuentran erosionados por flujos posteriores o cubiertos por depósitos del lahar de 2001, que se adaptaron “como una sábana” discontinua a las paredes del cauce. El contacto entre los depósitos laháricos y la antigua pared de la garganta, compuesta por materiales volcánicos y de antiguos lahares, lo constituye un estrecho surco (A1), que en ocasiones se ha rellenado con material erosionado de las paredes superiores, y aparece colonizado por la vegetación. Las crestas de los levées (A2) son resaltes alomados a ambos lados del canal en posiciones topográficas elevadas entre 1 y 4 metros por encima del talweg. En algunos lugares las crestas han sido erosionadas o cubiertas por depósitos de ladera, pero junto con los surcos constituyen los elementos geomorfológicos más estables.

En posiciones topográficas más bajas y enlazando con el lecho se distinguen las laderas del levée, donde se distinguen la ladera superior (A3), sin aparentes modificaciones desde la deposición del material lahárico, y la ladera inferior (A4), con huellas de erosión, en especial, las provocadas por procesos de zapa.

Existen además formas laháricas recientes (B), posteriores al lahar primario de 2001, que constituyen niveles planos, elevados entre 0.20 y 0.70 m por encima del fondo del lecho, a las que se les ha denominado terrazas laháricas (B1). En el salto vertical que presentan hacia el lecho se distingue la composición heterométrica del depósito. En otras ocasiones la forma que presentan estos depósitos laháricos recientes no supone un resalte topográfico superior a 15 cm sobre el lecho. Sus límites no están constituidos por escarpes verticales tan nítidos como en el caso de las terrazas, y su superficie tiene un aspecto ligeramente ondulado, en relación a la cantidad de materiales gruesos o finos que lo componen. Debido a la escasa altura a la que se encuentran sobre el lecho, también son retocados por la acción fluvial, por lo que se les ha denominado bancos fluvio-laháricos (B2).

Id	Variación	AREA (m <sup>2</sup> )
0	Sedimentación	0.0345
1	Erosión	0.0794
2	Sedimentación	0.2303
3	Erosión	0.0993
4	Erosión	0.4592
5	Sedimentación	0.0297
6	Sedimentación	0.2552
7	Erosión	0.5059

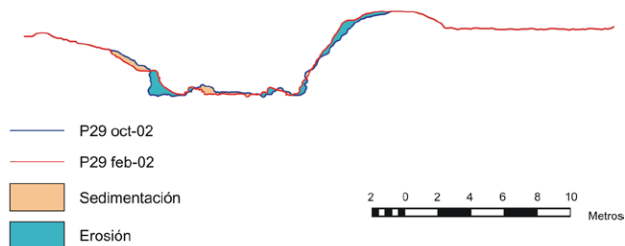


Figura 5. Cálculo de las áreas comprendidas entre los perfiles topográficos correspondientes a dos fechas y su clasificación como “erosión” o “sedimentación”. En el ejemplo se presenta la variación del perfil 29 de Huiloac entre febrero (perfil en rojo) y octubre (perfil en azul) de 2002.

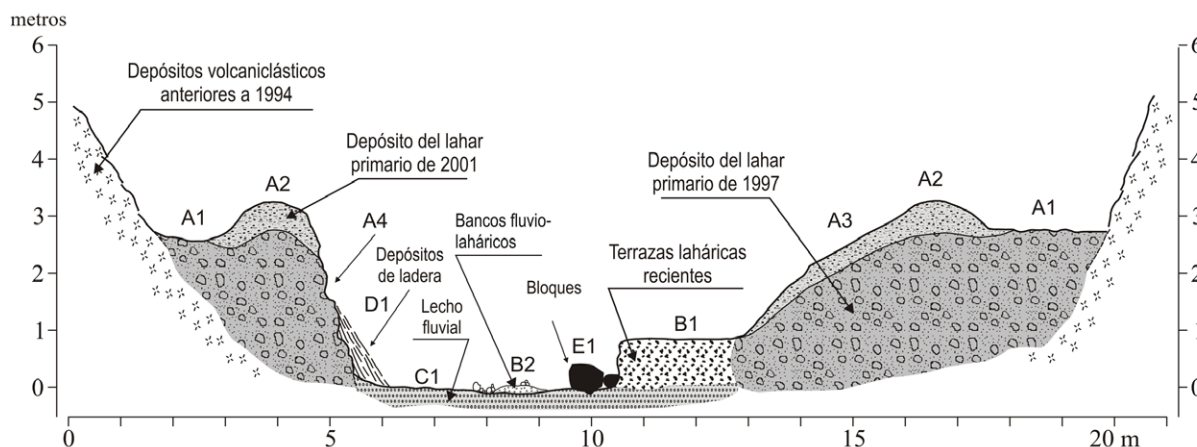


Figura 6. Representación de un perfil tipo en el que se señalan todas las formas cartografiadas en el cauce de Huiloac y la localización de los depósitos de los lahares primarios de 1997 y 2001. A1: surco; A2: levée; A3: ladera superior; A4: ladera inferior; B1: terrazas laháricas recientes; B2: bancos fluvio-laháricos; C1: lecho fluvial; D1: depósitos de ladera; E1: bloques.



Las formas anteriores destacan sobre el lecho fluvial propiamente dicho (*CI*), que presenta un perfil plano o ligeramente cóncavo y está surcado por los estrechos canales de las aguas bajas. El material que se observa en su superficie está compuesto por arenas gruesas y gravas. Se distinguen claramente de los bancos fluvio-laháricos, porque estos presentan perfiles convexos y están formados por depósitos heterométricos.

Mención especial merecen las formas relacionadas con los deslizamientos (*DI*), que afectan a los depósitos laháricos de 1997 y 2001 y, ocasionalmente, a las laderas constituidas por depósitos volcanoclásticos. Las partes bajas de la garganta acumulan material desplazado de las laderas, tanto por procesos gravitacionales, como por aquellos en los que interviene la fuerza del agua. Este material incluye vegetación arrancada, de manera que no es extraño encontrar troncos de grandes árboles en el fondo de la garganta, que actúan como trampa de sedimentos. Finalmente, se han cartografiado aquellos bloques (*EI*) que tienen un tamaño del eje mayor superior a 0.5 m. Estos bloques localizados en el lecho, en las superficies de las terrazas y bancos, o en las bases de las laderas son indicadores de la dinámica de la garganta, ya que su estabilidad o modificación indican la fuerza de los procesos que han tenido lugar entre las fechas de estudio.

Las cartografías se digitalizaron en ArcGis (ESRI©) y de manera individual se calculó el área ocupada por cada una de las formas de relieve y el porcentaje que representaba respecto del total. Después se fueron superponiendo por parejas de mapas, de forma que la capa resultado mostrara las áreas que habían sufrido algún cambio y las que permanecían geomorfológicamente estables. Las modificaciones posibles vienen determinadas por las combinaciones que se muestran en la matriz de la Tabla 1. De los cruces posibles, 9 no suponen ningún cambio y se han denominado:

0. Sin cambios en el surco.
1. Sin cambios en las laderas laháricas.
2. Sin cambios en las terrazas laháricas.
3. Sin cambios en los bancos fluvio-laháricos.
4. Sin cambios en el lecho fluvial.
5. Sin cambios en los depósitos de ladera.
6. Bloques estables.

Del resto de posibilidades (72) tan solo se han observado 28 cambios, excluyendo los referentes a los bloques, que se consideran de forma separada, ya que constituyen una superficie muy pequeña respecto del total del tramo de garganta analizado. Las áreas que han experimentado cambios se clasifican atendiendo al proceso inicial que origina las formas.

7. Erosión de los depósitos laháricos primarios: o bien las crestas de los levées se transforman en laderas inferiores (A2-A4), o las laderas superiores pasan a ser laderas inferiores (A3-A4);
8. Sedimentación de depósitos laháricos recientes;
- 8.1. Sedimentación de terraza con retroceso de laderas

laháricas (A2-B1, A3-B1, A4-B1).

- 8.2. Sedimentación de terraza en áreas ocupadas por bancos o lecho fluvial (B2-B1, C1-B1).
- 8.3. Sedimentación de terraza en áreas ocupadas por depósitos de ladera (D1-B1).
9. Sedimentación fluvio-lahárica;
- 9.1. Sedimentación fluvio-lahárica con retroceso de laderas laháricas (A2-B2, A3-B2, A4-B2).
- 9.2. Sedimentación fluvio-lahárica sobre el lecho fluvial (C1-B2).
- 9.3. Sedimentación fluvio-lahárica a expensas de depósitos de ladera. (D1-B2).
10. Acción fluvial;
- 10.1. Retroceso de las laderas laháricas por acción fluvial (A2-C1, A3-C1, A4-C1).
- 10.2. Desaparición de nuevas formas laháricas por acción fluvial (B1-C1, B2-C1).
- 10.3. Desaparición de depósitos de ladera por acción fluvial a expensas (D1-C1).
11. Erosión de terrazas laháricas (B1-B2);
12. Erosión de depósitos de ladera (D1-A4);
13. Sedimentación de depósitos de ladera (A2-D1, A3-D1, A4-D1, B1-D1, B2-D1, C1-D1).

Con el fin de facilitar la interpretación de la información se han simplificado en cuatro grupos de cambios. Así, el primer grupo lo constituyen las variaciones constituidas por el retroceso o desaparición de las laderas laháricas primarias (en color naranja en la Tabla 1). En este grupo se han incluido las sustituciones de los depósitos de ladera (*DI*) por cualquier otra forma, ya que se considera que los *DI* están constituidos por materiales de los lahares primarios.

Otro grupo (en color azul en la Tabla 1) lo constituyen los cambios que producen la desaparición o la reducción topográfica de las formas constituidas por nuevos depósitos laháricos o fluvio-laháricos. De igual manera se han considerado los cambios que resultan en una aparición o incremento en la diferencia topográfica con el fondo de las nuevas formas laháricas y fluvio-laháricas (en verde en la Tabla 1). Por último, se considera el cambio ocasionado por la adición de un depósito de ladera sobre cualquiera de las formas definidas (en color amarillo).

La cuantificación espacial de los cambios se realiza mediante la medida de la superficie que ocupan las modificaciones y su porcentaje de presencia en el total. El resultado se presenta en matrices numéricas.

### 3.1. Obtención y tratamiento de datos sobre precipitaciones

El Servicio Meteorológico Nacional de México ha proporcionado datos de precipitaciones de las estaciones cercanas al área de estudio. Así se cuenta con las series normalizadas de 1971 – 2000 y 1981 – 2010 de las estaciones Amecameca de Juárez DGE (15007) y San Pedro Nexapa (15103); y con la serie de 1971 – 2000 para las estaciones Hueyapan *E-4* (17046), Alponocan (17060), Atlxco (21012), Huejotzingo (21046), C.A.E. San Juan

Tabla 1. Matriz de cambios experimentados por la morfología del canal según los procesos actuantes entre dos momentos, situación inicial y situación final. (Las claves se explican en el texto). zonas estudiadas.

		SITUACIÓN FINAL												
		A1	A2	A3	A4	B1	B2	C1	D1	E1				
SITUACIÓN INICIAL	A1	0												
	A2		1		7	8.1	9.1	10	13					
	A3			1	7	8.1	9.1	10	13					
	A4				1	8.1	9.1	10	13					
	B1					11	2	11	10	13				
	B2						8.2	3	10	13				
	C1							8.2	9.2	4	13			
	D1									12	8.3	9.3	10	5
	E1													6

Tetla (21164), San Andrés Calpan (21167), San Pedro Benito Juárez *E-1* (21193) y San Juan Tetla Siete Norte (21214). También ha facilitado las cantidades medias y extremas diarias de precipitación y los valores medios y extremos mensuales de precipitación referidos a las dos primeras estaciones para todo el periodo de estudio (2001 – 2008); así como las cantidades máximas diarias de precipitación en el periodo 2001 – 2004 de las estaciones Hueyapan *E-4*, Alponocan y Atlixco; y del año 2001 de las estaciones San Andrés Calpan y San Pedro Benito Juárez *E-1*.

Para relacionar las precipitaciones máximas en 24 horas registradas en las estaciones cercanas con la generación de algún lahar secundario en la barranca de Huiloac se han tomado los casos estudiados por Muñoz-Salinas (2007) y Andrés (2009), donde se vinculan cantidades máximas de precipitación de entre 16.5 y 90.1 mm recogidas en estaciones cercanas, con el registro de lahares secundarios en Huiloac. Ambas autoras establecen además una relación entre el patrón de distribución espacio-temporal que presentan las precipitaciones y la formación del evento lahárico.

Por último, para las estaciones con datos disponibles se han relacionado las cantidades anuales y mensuales con las medias de la serie normal de referencia (1971 – 2000), con el fin de establecer años y meses secos y húmedos, según estén por encima o por debajo de la media de la serie. En los casos en los que no se tienen datos directos se ha recurrido a los informes del North America Drought Monitor (NADM) (2009, en línea) (Andrés, 2009).

## 4. Resultados

### 4.1. Dinámica erosiva/sedimentaria en Huiloac

Los resultados derivados de la aplicación de la

metodología propuesta para el estudio de las variaciones topográficas en el cauce de la garganta Huiloac en términos de erosión y sedimentación se detallan en la Tabla 2.

Entre febrero de 2002 y octubre de 2002 todos los tramos en los que se dividió el área de estudio de la garganta Huiloac presentan valores superiores de erosión. El balance de material perdido entre ambas fechas es de 677.31 m<sup>3</sup>, lo que arroja una relación de 1.31 m<sup>3</sup>/mes. Los valores de sedimentación son más modestos, con una cifra absoluta de 145.45 m<sup>3</sup> (0.28 m<sup>3</sup>/mes).

El primer subtramo (S1) presenta los valores más bajos de erosión y sedimentación (0.73 m<sup>3</sup>/mes y 0.06 m<sup>3</sup>/mes, respectivamente), influidos por el hecho de que en el P1 no se registraron cambios topográficos entre las dos fechas de estudio. Aguas abajo los valores de erosión y de sedimentación se distancian y, mientras que las cifras de deposición se muestran más o menos estables, en torno a 0.28 m<sup>3</sup>/mes; las de erosión presentan fuertes fluctuaciones. De esta forma, en los subtramos 2, 3, 8, 17 y 24 se pierden cantidades de 1.77 m<sup>3</sup>/mes, 1.74 m<sup>3</sup>/mes, 3.66 m<sup>3</sup>/mes, 2.02 m<sup>3</sup>/mes y 2.49 m<sup>3</sup>/mes, respectivamente; y los valores más bajos se registran en el S22, con 0.54 m<sup>3</sup>/mes, y en los subtramos del 11 al 14 (0.67; 0.75; 0.70 y 0.71 m<sup>3</sup>/mes).

Entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 los valores estimados de pérdidas y aumentos de volumen en el tramo de estudio de la garganta Huiloac resultan muy similares, con 620.03 m<sup>3</sup> y 621.22 m<sup>3</sup>, respectivamente. Esto indica tasas de erosión y sedimentación de 1.20 m<sup>3</sup>/mes. Pero estos valores totales no suponen una distribución uniforme de las variaciones, sino que esconden importantes fluctuaciones a lo largo del recorrido del cauce. Se pueden observar tres sectores donde predominan claramente las variaciones positivas de volumen (S4-S6, S12-S15 y S24-S29), y otros dos en los que son mayores las cantidades erosionadas (S2-S3 y S16-S22). En el resto del trayecto, la diferencia entre erosión y sedimentación es muy pequeña.

La erosión y la sedimentación producidas en el S1 presentan valores similares (0.66 m<sup>3</sup>/mes para la erosión y 0.65 m<sup>3</sup>/mes para la sedimentación), pero aguas abajo aumenta la erosión y disminuye la sedimentación hasta el S3 con 1.54 m<sup>3</sup>/mes erosionados, frente a 0.23 m<sup>3</sup>/mes sedimentados. Después los valores se invierten y en el S5 la sedimentación alcanza 3.40 m<sup>3</sup>/mes, frente a una cantidad erosionada de 0.45 m<sup>3</sup>/mes. Entre los perfiles 6 y 12 las cantidades erosionadas y depositadas oscilan ligeramente sin presentar picos destacados. Más adelante, ambas cantidades aumentan y en el S13 se estima que se erosionan 2.01 m<sup>3</sup>/mes y se depositan 3.24 m<sup>3</sup>/mes. A partir de aquí hasta el S23 los valores de erosión disminuyen ligeramente en los dos subtramos siguientes, para luego incrementarse y alcanzar el valor máximo registrado en el sector de estudio, en el S21 con 2.51 m<sup>3</sup>/mes. Por el contrario, las cantidades sedimentadas son cada vez menores hasta el S20, donde tan sólo se registran 0.04 m<sup>3</sup>/mes. Aguas abajo de los subtramos 20 y 21, las cantidades de material perdido y depositado tienden a igualarse, de forma que en el S23 alcanzan las

Tabla 2. Cantidades estimadas de erosión (ER) y sedimentación (SED), en m<sup>3</sup>, entre los perfiles e intervalos temporales muestreados. Nótese que los subtramos señalados en naranja no son comparables entre las campañas de 2002 y el resto, ya que modificaron su posición a partir de 2003.

TRAMO	feb-02/oct-02		sep-03/mar-06		mar-06/feb-08		sep-03/feb-08	
	SED	ER	SED	ER	SED	ER	SED	ER
S1	0.41	4.98	4.35	4.47	2.73	11.88	2.04	12.10
S2	3.01	36.69	12.35	24.26	12.04	38.60	1.53	41.47
S3	1.87	37.09	4.85	32.72	34.04	29.57	13.52	37.20
S4	3.80	27.73	19.94	17.06	23.13	34.83	38.97	40.02
S5	5.25	21.38	24.08	3.20	1.66	14.79	19.49	10.48
S6	1.05	23.47	44.10	15.38	7.65	27.90	23.58	14.58
S7	0.75	30.40	7.28	12.51	7.48	9.88	2.21	9.90
S8	4.81	59.38	12.36	8.61	6.67	14.28	6.88	11.45
S9	3.40	32.77	18.61	14.41	7.71	38.96	10.00	37.16
S10	5.17	25.98	13.79	29.41	4.64	98.15	6.66	114.00
S11	6.38	16.55	19.52	31.87	1.72	120.98	5.82	134.67
S12	7.60	15.22	54.02	29.18	1.58	54.21	29.75	62.50
S13	4.48	11.8	54.75	33.91	5.58	50.18	42.23	65.24
S14	4.22	20.62	45.19	28.08	13.23	73.16	38.21	81.97
S15	4.25	27.46	21.07	14.46	14.33	54.29	20.07	53.12
S16	5.57	22.00	16.91	22.87	21.11	39.26	10.67	34.15
S17	13.57	37.63	7.99	22.05	41.11	15.73	26.00	13.59
S18	10.51	23.85	5.71	25.04	44.57	33.92	26.71	35.97
S19	9.11	13.76	3.72	19.13	5.35	34.15	1.67	45.29
S20	13.12	26.37	0.67	37.22	3.26	50.37	0.81	84.75
S21	5.35	15.98	3.21	74.74	3.99	110.32	0.88	178.6
S22	7.11	9.71	18.70	71.26	3.98	138.08	2.36	188.39
S23	9.75	27.51	25.01	25.83	3.00	69.33	6.82	73.95
S24	3.83	53.44	18.88	2.70	1.45	30.93	5.89	19.59
S25	2.21	24.86	41.71	2.94	1.21	67.99	3.42	30.67
S26	4.06	10.29	36.78	2.15	0.92	41.04	4.96	11.59
S27	2.89	10.69	46.03	6.13	1.74	65.10	16.83	37.76
S28	1.96	9.70	39.66	8.44	1.19	56.06	19.25	43.04
<b>TOTAL</b>	<b>145.45</b>	<b>677.31</b>	<b>621.22</b>	<b>620.03</b>	<b>277.07</b>	<b>1423.94</b>	<b>387.22</b>	<b>1523.22</b>

cifras de 0.29 m<sup>3</sup>/mes y 0.25 m<sup>3</sup>/mes, respectivamente. Desde aquí hasta el punto más bajo del estudio (P1) el cauce se rellena con cantidades cada vez mayores de material, hasta alcanzar una tasa de 4.39 m<sup>3</sup>/mes en el S28. Por su parte, la erosión presenta valores bajos entre los perfiles 24 y 28 (0.28 m<sup>3</sup>/mes a 0.48 m<sup>3</sup>/mes) y un pequeño aumento en el S28 (0.94 m<sup>3</sup>/mes).

Entre marzo de 2006 y febrero de 2008 se registran las cantidades erosionadas más elevadas (1423.94 m<sup>3</sup>), lo que supone una tasa de 2.75 m<sup>3</sup>/mes. Suponiendo una erosión uniforme a lo largo del tiempo, el tramo considerado habría

perdido 61.91 m<sup>3</sup> de material al mes. Por otra parte, la sedimentación fue de 277.07 m<sup>3</sup>, lo que equivale a una tasa de 0.54 m<sup>3</sup>/mes y a una sedimentación mensual en todo el tramo de 12.05 m<sup>3</sup>.

En cuanto a la distribución a lo largo del espacio considerado, se pueden observar dos trayectos de mayor longitud en los que dominan valores elevados de erosión (S4-S16 y S19-S29), separados por intervalos más cortos, en los que domina ligeramente la sedimentación. También el espacio integrado por S1 y S2 presenta valores superiores de erosión, aunque no suponen un máximo.



Este acortamiento de las laderas sucede paralelo a un ensanchamiento del fondo de la garganta, ocupado por el lecho fluvial (C1) y las formas constituidas por depósitos laháricos recientes –terrazas (B1) y bancos (B2)–. En conjunto, estas tres formas pasan de ocupar el 31.0 % de la superficie en febrero de 2002, al 52.7 % en febrero de 2008. El lecho fluvial aumenta considerablemente su extensión desde la fecha de inicio hasta septiembre de 2003 (23.0 %, 21.0 % y 32.7 % en las tres fechas respectivas), mientras que las terrazas laháricas tienen escasa representación y se reducen con el tiempo (4.8 %, 3.6 % y 2.8 %). Sin embargo, a partir de septiembre de 2003 la tendencia se invierte y el fondo fluvial se reduce a favor de las terrazas laháricas y de los bancos fluvio-laháricos, de manera que en las dos fechas de muestreo siguientes el lecho ocupa el 25.7 % y 22.7 % de la superficie de la garganta respectivamente, y las nuevas formas se incrementan hasta alcanzar el 18.9 % y el 25.2 %, conjuntamente. Por último, en febrero de 2008 el fondo fluvial ocupa la extensión mayor en los seis años de estudio (41.8 % del total), mientras que las terrazas y los bancos experimentan una reducción hasta el 18.2 %.

Ya que los periodos de estudio no son iguales, se han calculado las tasas de variación en m<sup>2</sup>/mes que se recogen en la Tabla 4. Se observa que la morfodinámica actuante entre febrero de 2002 y febrero de 2008 en este tramo de la garganta de Huiloac ha tendido al ensanchamiento del lecho y al retroceso de las laderas, con el consiguiente aumento de la pendiente de las mismas. Dentro de esta línea general, se aprecia que las laderas retroceden a un ritmo similar en los periodos de 2002-04 y 2006-08, mientras que en los dos años intermedios se ralentizó el proceso. Por su parte, las formas que ocupan el fondo (lecho, bancos fluvio-laháricos y terrazas laháricas) aumentaron su superficie en 45.36 m<sup>2</sup>/

mes en el primer periodo; en 10.26 m<sup>2</sup>/mes, en el segundo y en 16.86 m<sup>2</sup>/mes, entre 2006 y 2008. El lecho tiende a incrementar su superficie durante el primer y tercer bienio, especialmente en este último (40.83 m<sup>2</sup>/mes), y por el contrario retrocede entre 2004 y 2006 (-9.53 m<sup>2</sup>/mes). El incremento de superficie de las terrazas y bancos fue mayor en los dos primeros años (36.25 m<sup>2</sup>/mes), que en el bienio siguiente (19.80 m<sup>2</sup>/mes), para luego comenzar a disminuir a partir de 2006 a razón de -23.96 m<sup>2</sup>/mes.

El análisis espacial realizado a partir de las 6 cartografías geomorfológicas entre febrero de 2002 y febrero de 2008 (Figura 8) ofrece una combinación de modificaciones que se pueden cuantificar según la superficie planimétrica a la que afectan. Así, entre 2002 y 2008 (Tablas 5 y 6) el 37.34 % de la extensión del tramo analizado experimenta variaciones morfológicas. Las modificaciones del 62.84 % del área

Tabla 4. Tasas de variación de superficie (m<sup>2</sup>/mes) de las distintas formas consideradas en la garganta Huiloac en los distintos periodos de tiempo estudiados.

FORMAS	feb-02	feb-04	mar-06
	feb-04	mar-06	feb-08
A1. Surco	0.00	0.00	0.00
A2. Cresta de levée	-0.32	0.00	-2.19
A3. Ladera superior	-24.44	-4.98	-23.36
A4. Ladera inferior	-17.77	-4.65	0.53
B1. Terraza lahárica	25.1	12.04	-18.23
B2. Banco fluvio-lahárico	11.15	7.76	-5.73
C1. Lecho fluvial	9.10	-9.53	40.83
D1. Depósito de ladera	-3.58	-0.26	5.43
E1. Bloques	0.75	-0.37	2.73



Figura 7. Comparación de la superficie (en %) ocupada por cada una de las formas en las fechas de estudio.

con cambios (23.37 % del área total) afectan a las laderas formadas sobre los depósitos laháricos de 1997 y 2001. Tan sólo el 2.01 % de la superficie de las laderas (99.69 m<sup>2</sup>) es atacada por la erosión, pero se sigue manteniendo como ladera lahárica (A4), mientras que el 36.21 % es sustituido por otras formas. Las laderas retroceden principalmente a favor del lecho fluvial (12.78 % de la superficie total) y de las formas labradas en depósitos laháricos posteriores a enero de 2001 (8.82 % de la superficie total).

Por lo tanto, en la medida en que retroceden las laderas laháricas ceden espacio a las formas que se desarrollan en el fondo del canal: lecho fluvial, bancos fluvio-laháricos y terrazas laháricas. Pero se observa que tanto bancos fluvio-laháricos como terrazas laháricas, muestran una gran variabilidad espacial, ya que sólo mantienen el 20.98 % y el 27.19 %, respectivamente, de sus superficies originales, mientras que la superficie que ocupan en 2008 duplica a la que tenían en 2002 (Tabla 2). Esto se debe a que, si bien el 70 % de su área desaparece por acción fluvial (5.46 % del total), invaden espacios cedidos por las laderas (702.21 m<sup>2</sup>, 8.82 % del total) y por el propio lecho (557.42 m<sup>2</sup>, 7.00 % del total).

El lecho fluvial también incrementa su presencia espacial en la garganta, del 23.0 % al 34.5 % (Tabla 2). Un 70.84 % de la superficie cartografiada como lecho en febrero de 2002 mantiene esta denominación en 2008 (Tabla 6), mientras que el resto viene a ser ocupado por las nuevas formas laháricas (terrazas y bancos). El nuevo lecho fluvial se extiende a expensas del espacio cedido por el retroceso de las laderas, de forma que el 35.78 % de la superficie ocupada por el lecho en febrero de 2008 pertenecía en la fecha inicial a los depósitos de los lahares de 1997 y 2001.

Las formas menos afectadas por los cambios son las laderas internas de la garganta constituidas por depósitos de los lahares de 1997 y 2001. El 61.54 % de la garganta que no ha experimentado cambios (38.56 % del total) (Tabla 5) está cubierto por estas formas (A2, A3 y A4). En especial, las crestas son las formas más estables, ya que el 94.85 % de la superficie que presentaban en febrero de 2002 se mantienen en febrero de 2008. Las laderas superiores (A3) conservan el 61.66 % de la superficie inicial, mientras que las más afectadas son las laderas inferiores (A4), que sólo mantienen el 12.48 % de la extensión original (Tabla 6). Por otra parte, el 26.28 % de la superficie sin alterar pertenece al lecho fluvial (Tabla 5), que tan sólo cede a otras formas el 29.16 % de su superficie inicial.

Mención especial merecen las terrazas laháricas (B1) de las que tan sólo permanece en 2008 el 27.19 % de la superficie cubierta en 2002 (Tabla 6).

#### 4.3. Evolución geomorfológica de Huiloac tras los lahares primarios

Por un lado, el análisis de las variaciones topográficas ha proporcionado información sobre qué sectores de los perfiles transversales se ven afectados por la erosión, la

sedimentación o permanecen estables, además de aportar cantidades estimadas de material erosionado y sedimentado en un determinado periodo de tiempo. Por otra parte, la comparación de las cartografías geomorfológicas permite cuantificar las variaciones de superficie que presentan las distintas formas cartografiadas. A partir de estos datos se puede inferir la evolución morfológica (Figura 9) que ha experimentado el tramo de estudio desde el último lahar primario.

a) Los trabajos realizados en la primera fecha (febrero de 2002) muestran que desde el último lahar primario de enero de 2001 el cauce ya ha sufrido importantes modificaciones. En las observaciones de campo se encontraron los depósitos laháricos de 2001 disectados, a la vez que se pudieron cartografiar terrazas laháricas (B1) recientes (Figura 9.A). Esta intensa actividad geomorfológica ocurrida en el año posterior al flujo primario, tuvo que estar determinada por las importantes precipitaciones de marzo, junio, septiembre del 2001. El CENAPRED (2001) informó de la existencia de lahares secundarios en marzo de 2001 y Andrés (2009) analiza minuciosamente la relación entre las cantidades recogidas en los observatorios y este flujo lahárico. Por otra parte, las copiosas nevadas de enero de 2002 proporcionaron importantes caudales a un canal relleno de sedimentos laháricos (Andrés, 2009).

b) Entre febrero y octubre de 2002 los perfiles longitudinales del cauce indican que se produce una incisión generalizada del fondo (los puntos más bajos de los perfiles transversales descienden una media de 0.53 m), con una mayor profundización en los perfiles del 24 al 29. Tan sólo se observa que entre los perfiles 5 y 8 el punto más bajo sufre una elevación (máxima de 0.5 m). Por otra parte, en los perfiles transversales se observa que domina la erosión frente a la sedimentación (excepto en el P23). De esta manera se estima una pérdida de 677.31 m<sup>3</sup> de material y un incremento de 145.45 m<sup>3</sup> entre los dos momentos de muestreo (Tabla 2).

Entre estas dos fechas, los cambios morfológicos (sólo el 15 % de la superficie) se centran en el fondo del cauce, donde adquieren especial desarrollo los bancos fluvio-laháricos (B2), mientras que las terrazas laháricas se ven reducidas. También se aprecia un retroceso en las laderas inferiores (A4), constituidas por los depósitos laháricos de 1997 y 2001, que dejan su lugar al lecho fluvial o nuevos depósitos de lahar.

Se produce entonces una apertura de la sección del canal, ya que domina la evacuación de los materiales, frente a la deposición. El fondo de la garganta se ensancha en una tendencia a formar perfil en “U” cada vez más abierto (Figura 9.B). La razón del predominio de la actividad erosiva hay que buscarla en los copiosos aguaceros del mes de septiembre de 2002 (con cantidades superiores a la media de la serie) y las elevadas precipitaciones del 9 de octubre (28.5 mm en 24 horas en la estación de Amecameca, por ejemplo), justo antes de la realización del trabajo de campo (Andrés, 2009).

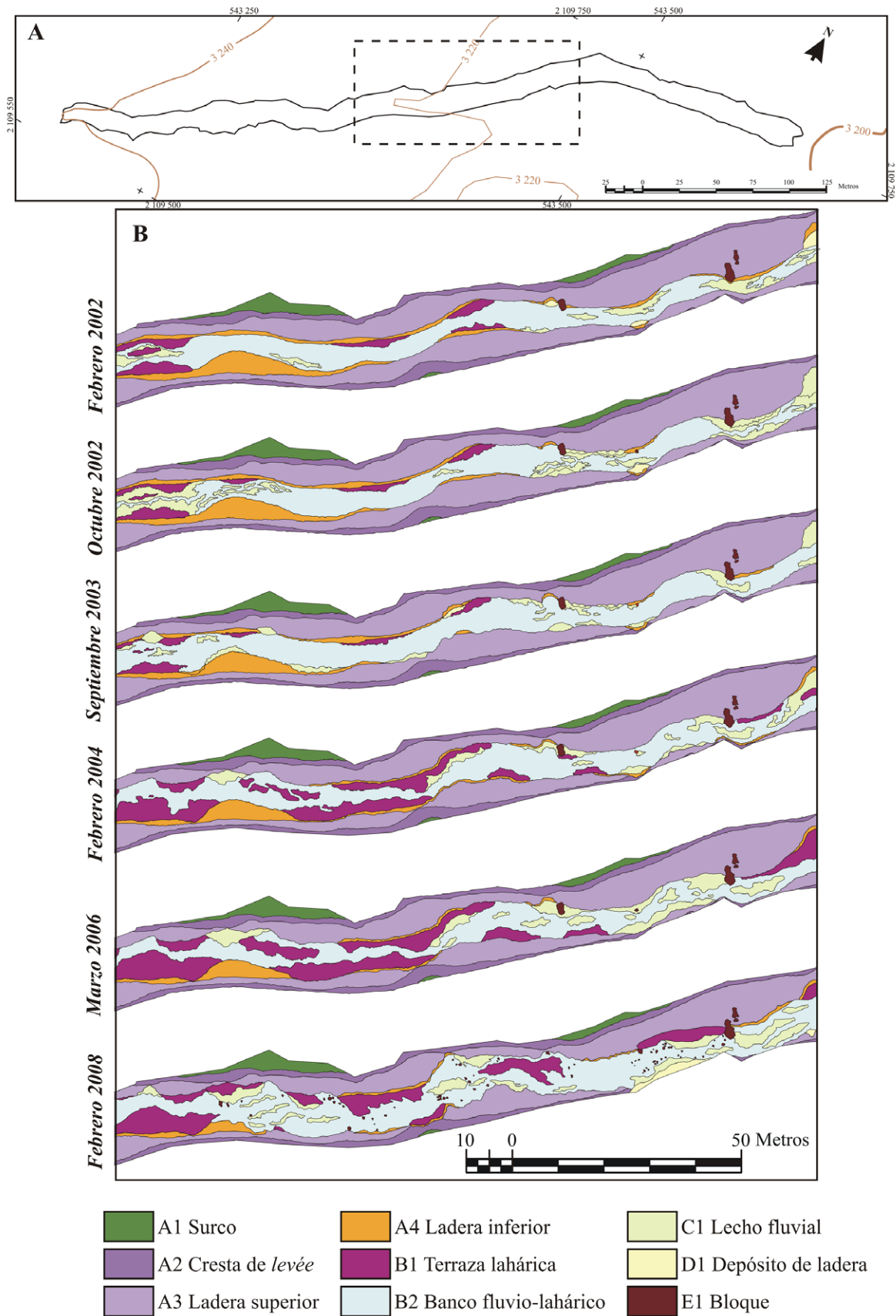


Figura 8. A) Con línea discontinua se indica el sector de la garganta que se representa en B. B) Detalle de los mapas geomorfológicos de la garganta Huiloac para las fechas de estudio: febrero de 2002, octubre de 2002, septiembre de 2003, febrero de 2004, marzo de 2006 y febrero de 2008.

Tabla 5. Superficies del tramo estudiado en Huiloac afectadas por los distintos procesos geomorfológicos entre febrero de 2002 y febrero de 2008.

SIN CAMBIOS / TIPO DE MODIFICACIÓN	Feb2002-Feb2008		
	m <sup>2</sup>	% total	% sin cambios % con cambios
<b>0: Surco</b>	352.44	4.42	7.06
<b>1: Sin cambios en las laderas laháricas</b>	3071.63	38.56	61.54
<b>2: Sin cambios en las terrazas laháricas</b>	104.96	1.32	2.10
<b>3: Sin cambios en los bancos fluvio-laháricos</b>	53.28	0.67	1.07
<b>4: Sin cambios en el lecho fluvial</b>	1311.53	16.47	26.28
<b>5: Sin cambios en los depósitos de ladera</b>	80.01	1.00	1.60
<b>6: Bloques estables</b>	17.05	0.21	0.34
<b>7. Erosión en las laderas laháricas</b>	99.69	1.25	3.35
<b>8. Sedimentación de terrazas laháricas</b>	<b>768.78</b>	<b>9.65</b>	<b>25.84</b>
8.1.- Sedimentación de terraza/retroceso de laderas	501.66	6.30	16.86
8.2.- Sedimentación de terraza/bancos o lecho fluvial.	255.10	3.20	8.58
8.3.- Sedimentación de terraza/depósitos de ladera	12.02	0.15	0.40
<b>9. Sedimentación fluvio-lahárica</b>	<b>516.50</b>	<b>6.48</b>	<b>17.36</b>
9.1.- Sedimentación fluvio-lahárica/retroceso de laderas	200.55	2.52	6.74
9.2.- Sedimentación fluvio-lahárica/lecho fluvial	302.32	3.80	10.16
9.3.- Sedimentación fluvio-lahárica/ depósitos de ladera	13.63	0.17	0.46
<b>10: Acción fluvial</b>	<b>1480.76</b>	<b>18.59</b>	<b>49.78</b>
10.1. Acción fluvial /retroceso de las laderas	1018.3	12.78	34.23
10.2. Acción fluvial/desaparición de terrazas y bancos	435.19	5.46	14.63
10.3. Acción fluvial / depósitos de ladera	27.27	0.34	0.92
<b>11. Erosión de terrazas laháricas</b>	<b>21.38</b>	<b>0.27</b>	<b>0.72</b>
<b>12. Erosión de depósitos de ladera</b>	<b>0.61</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>
<b>13. Sedimentación de depósitos de ladera</b>	<b>86.87</b>	<b>1.09</b>	<b>2.92</b>
<b>SIN CAMBIOS</b>	<b>4990.9</b>	<b>62.66</b>	100
<b>CAMBIOS</b>	<b>2974.59</b>	<b>37.34</b>	100
<b>TOTAL</b>	<b>7965.49</b>	<b>100</b>	

c) Entre octubre de 2002 y septiembre de 2003, las laderas labradas en los materiales laháricos depositados en 1997 y 2001 se ven afectadas por procesos erosivos y reducen su extensión en un 5 %. El resto de las modificaciones se concentran en el fondo del cauce donde reducen su presencia depósitos fluvio-laháricos y terrazas (Figura 9.C).

La comparación de los perfiles transversales entre estas dos fechas es arriesgada, ya que se modificó la instrumentación en la obtención de datos topográficos. De todas formas, las observaciones realizadas en los trabajos de campo señalan que el fondo del cauce sufrió un relleno, lo que en parte también puede explicar la reducción de la superficie ocupada por las laderas formadas en los depósitos de los lahares primarios, de los bancos fluvio-laháricos y de

las terrazas laháricas formadas por flujos recientes. Entre las dos fechas, tan solo los meses de noviembre de 2002 y junio de 2003 recibieron cantidades de precipitación ligeramente superiores a la media y el NADM considera 2003 como un año seco. Por otra parte, las cantidades registradas en 24 horas en el periodo resultan bastante modestas y existe poca probabilidad de que se haya generado un caudal elevado en la barranca o al menos con capacidad para seguir erosionando en el tramo medio de Huiloac, donde se encuentra el sector de ensayo (Andrés, 2009).

d) La situación de febrero de 2004 muestra notables cambios respecto de la de septiembre de 2003 (Figura 8). Un 22.8 % de la superficie de estudio ha sido afectada por procesos de erosión y deposición. Destaca la reducción



Tabla 6. Matriz de variaciones morfológicas que muestra la superficie (en %) inicial de cada forma en febrero de 2002 que se ha mantenido (en gris) o convertido a otra en febrero de 2008. Los Surcos (A1) conservan su superficie en todo el tiempo del estudio (352.44 m<sup>2</sup>, 4.42 % de total). Se han considerado únicamente los bloques estables (E1) que suponen sólo el 0.21 % de la superficie total (17.05 m<sup>2</sup>). Los colores se corresponden con el tipo de modificación señalado en la Tabla 5.

		FEBRERO 2008							
FORMAS	A2	A3	A4	B1	B2	C1	D1	%	
FEBRERO 2002	A2. Cresta de levée	94.85	0.00	0.91	0.74	0.20	1.89	1.40	100
	A3. Ladera superior		61.66	2.75	9.48	3.81	20.59	1.71	100
	A4. Ladera inferior			12.48	27.20	10.94	48.04	1.34	100
	B1. Terraza lahárica			0.64	27.19	4.90	67.27	0.00	100
	B2. Banco fluvio-lahárico				9.81	20.98	69.12	0.09	100
	C1. Lecho fluvial				12.43	16.33	70.84	0.39	100
	D1. Depósito de ladera			0.46	9.00	10.21	20.42	59.92	100

en superficie que experimentan los depósitos de los lahares primarios de 1997 y 2001 (7.6 % del total del área analizada), en especial las laderas superiores, que empiezan a modificar su morfología al ser perturbadas por procesos erosivos. En cambio, el lecho se ensancha notablemente, a la vez que adquieren mayor desarrollo las formas asociadas a las dinámicas de flujos recientes (B1 y B2). En febrero de 2004, el lecho fluvial, los bancos fluvio-laháricos y las terrazas laháricas recientes constituyen el 48 % de la superficie de estudio, mientras que en septiembre de 2003 ocupaban el 39 % (Tabla 3). En particular, las terrazas laháricas aumentan su presencia (8.8 %).

En conjunto los cambios sucedidos entre febrero de 2002 y febrero de 2004 se pueden resumir en la erosión sufrida por las laderas constituidas por los depósitos de los lahares primarios de 1997 y 2001 y en la formación de nuevas terrazas laháricas (Figura 8). Las nuevas terrazas se generan directamente sobre el fondo del lecho (5.92 % de la superficie total) o restando espacio a las laderas inferiores (3.84 % de la superficie total). La actividad erosiva registrada en la barranca parece ser más elevada que la esperada para una temporada seca. De hecho, resultó ser una estación seca anormalmente húmeda, con una anomalía del 147 % en las precipitaciones de octubre de 2003 (NADM), máximos en 24 horas elevados (57 mm registrados en el observatorio de Amecameca el 28 de septiembre, por ejemplo) y precipitaciones copiosas en enero de 2004, en forma de nieve en los sistemas montañosos cercanos a Ciudad de México (NADM).

e) Las transformaciones geomorfológicas que tienen lugar en la garganta son menos apreciables entre febrero de 2004 y marzo de 2006, con una superficie de cambio que ocupa el 19% del área total. El retroceso de las laderas laháricas es sensiblemente inferior a los dos años anteriores (3.67 % de la superficie total) y el espacio que liberan es ocupado en un 72.21 % (210.80 m<sup>2</sup>) por nuevas terrazas y bancos fluvio-laháricos, que además restan al lecho otros 666.53 m<sup>2</sup>. En marzo de 2006, los bancos fluvio-laháricos y las terrazas ocupan el 25.2 % de la garganta, lo que supone

la máxima extensión para los bancos (16.2 % de la superficie total) y un aumento de 193.90 m<sup>2</sup> para las terrazas.

La comparación de los datos topográficos disponibles indica que para el total del tramo estudiado se produjeron cantidades muy similares de erosión (620.03 m<sup>3</sup>) y de sedimentación (621.22 m<sup>3</sup>) entre septiembre de 2003 y marzo de 2006 (Tabla 2). Pero erosión y sedimentación no se reparten de forma uniforme a lo largo del tramo de garganta, sino que presentan concentraciones en distintos lugares. Así, entre los perfiles 16 y 24 predomina la pérdida de material, con el máximo valor de erosión registrado en el S21 (2.51 m<sup>3</sup>/m). Se dan aquí también los valores más altos de incisión en el cauce con una variación de -1.24 m y de -0.76 m en los puntos más bajos de los perfiles 20 y 21, respectivamente. En el análisis detallado de estos perfiles se observa que entre las dos fechas se produce un retroceso de las laderas inferiores, lo que se traduce en el predominio de procesos de zapa. En especial, los perfiles 22 y 23 experimentan retrocesos en sus laderas, debido a la erosión concentrada en la base.

También son más elevados los valores de erosión que de sedimentación en los subtramos 1, 2, 3, 7, 10 y 11, donde el talweg presenta también incisiones de -1.60 m (P2), -0.59 m (P3), -0.73 m (P10). Los perfiles que enmarcan estos subtramos indican una profundización en el lecho, además de un proceso de zapa incipiente en la margen izquierda del perfil 11. El descenso en altura de todo el fondo resulta imperceptible en los mapas de variaciones geomorfológicas, ya que el lecho fluvial excavado sigue ocupando una superficie similar, por lo que no se registran cambios. Incluso la cartografía morfológica puede dar lugar a equívocos, ya que el fondo del lecho fluvial queda ocupado por nuevas terrazas laháricas en las orillas, con lo que da una falsa idea de dominio de la sedimentación.

La sedimentación predomina en el resto de los subtramos considerados y alcanza el máximo valor absoluto en el S13, aunque en relación con la longitud del canal tiene mayor incidencia entre los subtramos 24 y 28. Es en este sector donde se produce un relleno del fondo del canal de

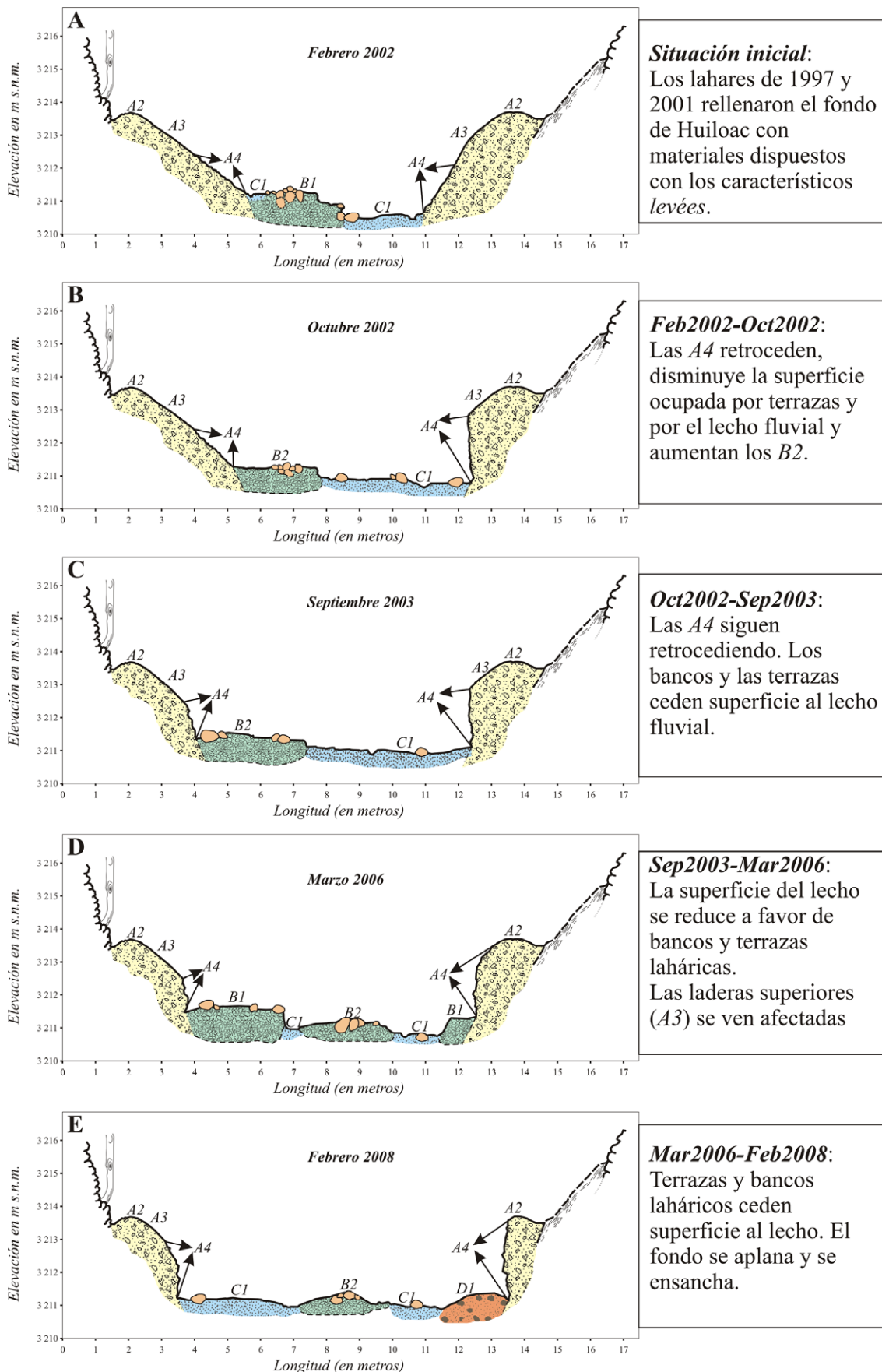


Figura 9. Evolución morfológica del tramo elegido en la garganta Huiloac sobre un perfil modelo, en los periodos de estudio.

aproximadamente 1 m de espesor, que entierra las laderas inferiores y parte de las superiores. Además va acompañado de un ligero retroceso de las laderas superiores, con lo que el resultado final es una elevación del fondo y un ensanchamiento del canal, donde apenas resaltan en altura los bancos fluvio-laháricos localizados en las orillas del lecho fluvial.

El comportamiento en el patrón de precipitaciones es bastante diferente al observado hasta ahora. Aunque 2004 se considera levemente húmedo y registra máximos en 24 horas capaces de generar lahares competentes desde el punto de vista erosivo en el tramo de estudio (52.3 mm el 29 de junio de 2004 en San Pedro Nexapa), desde noviembre de 2004 a marzo de 2006 se generaliza una situación de sequía marcada, cuando se registran los meses más secos desde 1941 (NADM). Estas condiciones anormalmente secas parecen ser la causa de un balance erosión/sedimentación muy igualado al final del periodo.

f) En el último bienio de estudio, entre marzo de 2006 y febrero de 2008, los cambios geomorfológicos se dieron en el 31.12 % de la superficie de estudio. El retroceso de las laderas se incrementa respecto de la fase anterior y afecta al 7.51 % de la superficie total, de manera que la erosión llega a perturbar las crestas laháricas. Ahora son frecuentes los deslizamientos que se producen en unas laderas cada vez más verticales. También reducen su presencia las formas laháricas recientes distribuidas por el fondo de la garganta.

Se ha calculado que el tramo de estudio ha perdido 1423.94 m<sup>3</sup> de material, mientras que sólo ha aumentado 277.07 m<sup>3</sup> (Tabla 2). Entre los perfiles 1 y 21 el fondo se ha alimentado con el material erosionado a los depósitos de los lahares primarios, cuyas laderas han sido afectadas por deslizamientos. En cambio, entre los perfiles 22 y 29 domina la incisión en el fondo que ha vaciado este sector del relleno que sufriera en el bienio anterior, borrando así los depósitos de terrazas recientes.

Este nuevo incremento de la actividad erosiva parece estar estrechamente relacionado con un aumento de las precipitaciones en general. Por influencia del fenómeno El Niño (ENSO), las condiciones de humedad aumentan a partir de marzo de 2006 y sólo se ven frenadas en una ligera sequía en la primavera de 2007, que rápidamente es superada por un nuevo incremento en las precipitaciones hasta el final del periodo (NADM y tratamiento de datos del SMN en Andrés, 2009). Según esto se puede inferir que en los años más húmedos que la media, los flujos se muestran más competitivos, no sólo en erosionar sino en evacuar lo erosionado o depositado en el tiempo transcurrido entre las fechas de muestreo. Esto se refuerza con el hecho de que las laderas labradas en los depósitos laháricos presenten fuertes pendientes y, por lo tanto, una alta inestabilidad.

De forma independiente, los grandes bloques (*E1*) se han interpretado como puntos de referencia en la evolución geomorfológica de la garganta. Su posición estable sobre el fondo es indicadora de que la garganta ha sido recorrida por flujos menores, sin competencia para movilizar grandes

tamaños. Por otra parte, un aumento de la presencia de bloques en el fondo se puede explicar como consecuencia de aportes desde las laderas por procesos de zapa, tal como ocurre entre febrero 2002 y febrero 2004. En otras ocasiones, su representación disminuye en relación con el dominio de procesos de sedimentación, que cubren buena parte de los bloques (periodo entre febrero 2004 y marzo 2006). Por último, entre marzo de 2006 y febrero de 2008 se observa un aumento de estos elementos en el fondo del cauce que nos da idea de la capacidad de los flujos que circularon durante esas fechas y vaciaron el cauce de los tamaños inferiores.

## 5. Discusión

Aunque tras los flujos laháricos de 1997 y 2001, el volcán Popocatepetl se ha mantenido en un periodo de calma eruptiva en el que no se han producido más lahares primarios, el seguimiento geomorfológico y topográfico llevado a cabo en este estudio muestra una importante actividad geomorfológica en la garganta Huiloac entre 2002 y 2008. Esta actividad se caracteriza fundamentalmente por procesos erosivos que evacúan los depósitos de lahares primarios, consiguiendo así un ensanchamiento y profundización del cauce, y por procesos sedimentarios que se reflejan en la formación de nuevos modelados de terrazas que colmatan el fondo del cauce. Los flujos de pequeños lahares secundarios que a menudo discurren por la garganta, del tipo *dilute sediment-laden flow* (Capra *et al.*, 2010) o del tipo *muddy stream flow* (van Westen y Daag, 2005), son los causantes de estos cambios morfológicos.

En este sentido, Tanarro *et al.* (2010) establecen una relación entre las precipitaciones registradas en las proximidades del área de estudio y los momentos en los que se producen mayores cambios morfológicos en la garganta Huiloac después del lahar primario de 2001 hasta marzo de 2006. Estos autores determinan dos situaciones muy favorables para las modificaciones: a) durante la estación seca y al inicio de la estación húmeda con umbrales de precipitación inferiores a 30 mm/día, y b) al final de la estación húmeda, con aguaceros en uno o varios días consecutivos (alrededor de 70 mm/día). De acuerdo con estas premisas, encontramos que las copiosas precipitaciones de marzo, junio y septiembre del 2001, junto con las extraordinarias de enero de 2002 (Andrés, 2009), aportaron importantes caudales a un canal relleno de sedimentos laháricos y vaciaron el fondo del cauce de la mayor parte de dichos sedimentos, como lo demuestra la morfología de febrero de 2002, donde sólo quedan algunos resaltes aislados, a modo de pináculos en el fondo, y el resto de material lahárico adosado a las laderas. De nuevo se encuentran notables cambios en octubre de 2002, ya que los flujos han vaciado todo el fondo de los depósitos laháricos primarios y han disectado las formas encontradas en el mes de febrero. En esta ocasión, las precipitaciones de la

estación de lluvias fueron claramente inferiores a la media (Andrés, 2009), pero se recogieron aguaceros continuados en los meses de septiembre y octubre. Los cambios topográficos y geomorfológicos registrados en febrero de 2004 (erosión de las laderas constituidas por los depósitos de los lahares primarios de 1997 y 2001 y formación de nuevas terrazas laháricas sobre el fondo), se relacionan con la competitividad de las precipitaciones extraordinarias de enero de 2004 (Andrés, 2009; Tanarro *et al.*, 2010), mientras que durante la sequía de 2003 los cambios fueron menores, como se observa en las cartografías de septiembre de 2003.

Entre febrero de 2004 y marzo de 2006 se ralentizan los cambios y se frena considerablemente la erosión de los depósitos de los lahares primarios que constituyen las laderas del cauce en relación con una fase seca. Los máximos de precipitación coinciden con las estaciones húmedas y, aunque alcanzan valores suficientemente altos como para alimentar lahares secundarios, estos no resultaron tan competitivos como para producir grandes cambios en el modelado del cauce. Sin embargo, entre marzo de 2006 y febrero de 2008, la capacidad erosiva de las avenidas se incrementa ( $1423.9 \text{ m}^3$ , Tabla 2) y se registra la mayor superficie afectada por cambios geomorfológicos (31.1 % del total). En este periodo, se supera la fase de sequía anterior y las cantidades de precipitación registradas superan ligeramente la media de la serie normal, excepto las de los meses de septiembre y octubre de 2007, que reciben importantes aguaceros ocasionados por influencia del fenómeno El Niño (ENSO) (NADM). Esta observación corrobora que las precipitaciones copiosas al final de la estación húmeda resultan especialmente competitivas en introducir cambios en el modelado de los cauces laháricos, como indican Tanarro *et al.* (2010).

Capra *et al.* (2010) advirtieron una situación similar para los flujos del volcán de Colima, donde los lahares son más frecuentes al inicio de la estación seca, con pequeñas cantidades acumuladas de precipitación ( $< 10 \text{ mm}$ ), que los causados por los picos más elevados de la estación húmeda ( $> 70 \text{ mm/h}$ ). Los autores explican esta situación aparentemente contradictoria por el “mecanismo de repelencia de agua” (Doerr *et al.*, 2000), asociado a la presencia en los canales de acículas producidas por las coníferas que pueblan las laderas del volcán. Las acículas, cuya acumulación sobre el suelo es muy elevada en la estación seca y al inicio de la estación húmeda, facilitan la escorrentía y la consecuente formación de lahares secundarios (Capra *et al.*, 2010). La misma causa se puede aplicar para explicar la competencia de los flujos originados por precipitaciones en la estación seca en la garganta Huiloac del volcán Popocatepetl, mientras que la capacidad de modificación de los flujos generados a finales de la estación húmeda, se debe a que el suelo se encuentra saturado y la mayor parte de las aguas precipitadas pasan a la escorrentía directamente.

Además de interesarse por las relaciones entre las precipitaciones, la formación de lahares y las modificaciones

morfológicas en los cauces, los científicos también han prestado atención a determinar el tiempo que tarda la red de drenaje de los volcanes en recuperar el equilibrio geomorfológico después de ser afectada por el paso de lahares sin-eruptivos (Chow, 1959; Pierson, 1985; Pierson y Costa, 1987; Daag y van Westen, 1996; van Westen, 1997; Rodolfo, 1989; Rodolfo *et al.*, 1989). Algunos de estos autores convienen en señalar que las mayores variaciones geomorfológicas se dan tras periodos de relativa calma eruptiva (Chow, 1959; Rodolfo, 1989; Pierson, 1985; Pierson y Scott, 1985). A partir del caso del estudio del St. Helens, se han propuesto cuatro etapas en la recuperación de los cauces tras los lahares primarios: iniciación del canal, incisión, agradación/ensanchamiento y estabilización (Meyer y Martinson, 1989; Major, 2003). Además, Gran y Montgomery (2005), en su estudio de la red fluvial del Pinatubo, apuntan que la recuperación fluvial comienza con un descenso en la entrada de sedimentos a los cauces, ya que el área fuente de sedimentos está estabilizada o ha sido ya evacuada.

En el caso que nos ocupa, el volcán Popocatepetl entró en una fase de calma latente posterior a la erupción de enero de 2001, que causó el último lahar primario hasta la fecha. A partir del análisis combinado de la evolución geomorfológica y topográfica post-lahárica realizado en este trabajo se pueden distinguir distintas fases en la morfodinámica reciente de la garganta Huiloac. En el primer momento de estudio, febrero de 2002, se observan huellas de incisión en los materiales de los lahares de 1997 y 2001, por lo que ya habría comenzado la fase de incisión del canal (según la terminología empleada en Meyer y Martinson, 1989; y Major, 2003). En febrero de 2002 todavía quedan resaltes de estos depósitos aislados en el fondo del cauce, que han desaparecido en octubre de 2002. A partir de entonces, como indica la sucesión de perfiles, el cauce empieza una dinámica de ensanchamiento y profundización a expensas de los depósitos de los lahares primarios que todavía permanecen adosados en los flancos, formando las laderas del cauce. Estos procesos están asociados con corrientes de agua someras ligeramente cargadas de sedimentos (Meyer y Martinson, 1989; Hayes *et al.*, 2002; Manville *et al.*, 2005) y con pequeños lahares secundarios originados por precipitaciones (Barclay *et al.*, 2007), por lo que las etapas de incisión y deposición se van sucediendo en función del tipo de flujo que discorra por el cauce. Así, durante el periodo 2004 – 2006 hemos encontrado una menor área afectada por modificaciones geomorfológicas y valores de sedimentación y erosión muy similares (Tabla 2) en relación con cantidades de precipitación inferiores a la media y una distribución temporal poco favorable para la generación de lahares secundarios (sin precipitaciones en la estación seca ni picos a finales de la estación húmeda). En cambio, en el bienio 2006 – 2008 una mayor superficie se ve afectada por cambios y dominan los procesos de profundización y ensanchamiento, de manera que la erosión llega a perturbar las crestas del material depositado por los

lahares primarios. Estos valores de erosión más elevados se relacionan con un ligero aumento de las precipitaciones recibidas (ligeramente superiores a la media) y, sobre todo, con una prolongación de la estación húmeda debido a una situación particular (la presencia del ENSO). A esto hay que sumar la inestabilidad que han ido adquiriendo las laderas labradas en los depósitos de los lahares primarios por aumento de su pendiente, debido a los procesos de zapa.

En la situación de febrero de 2008 todavía no se puede afirmar que el cauce de la garganta Huiloac haya alcanzado una fase de estabilidad. Como se puede apreciar en los mapas geomorfológicos y en los perfiles, todavía quedan paquetes de sedimentos de los lahares primarios adosados en la parte inferior de las paredes y su disposición es muy inestable, ya que han adquirido una fuerte pendiente y están afectadas por procesos erosivos en su base. En el caso de que se produjeran fuertes precipitaciones, durante la estación seca o a finales de la estación húmeda principalmente, se daría una alta probabilidad de producción de lahares secundarios y habría que tener en cuenta la inestabilidad que presentan los depósitos de lahares primarios, más la presencia de las terrazas laháricas recientes (material suelto), a la hora de calcular los efectos de un flujo lahárico. Además, es recomendable que en futuros estudios se trataran otros aspectos que influyen en la formación y desarrollo de estos flujos, como puede ser la cantidad de materia vegetal muerta que se encuentra en el interior del cauce o las características de los depósitos del lahar primario de 2001 que todavía se mantiene disperso en la cabecera de la garganta (cantidad, disposición, permeabilidad...). Todas estas consideraciones se están teniendo en los trabajos que el mismo grupo de investigación está realizando durante el actual periodo de observación (2008 – 2015).

## 6. Conclusiones

La interpretación combinada de los mapas geomorfológicos y los perfiles topográficos realizados en un tramo de la garganta Huiloac muestran que este cauce ha experimentado una constante transformación desde el suceso del lahar primario de enero de 2001. La metodología empleada no sólo ha servido para cuantificar las variaciones espacio-temporales de las distintas formas reconocidas en el cauce, sino también ha posibilitado relacionarlas con las variaciones topográficas. De este modo se establecen el tipo de procesos que han causado las modificaciones, su carácter erosivo o sedimentario, su distribución espacial y la evolución temporal; y se determina la situación actual en la que se encuentra el cauce ante un posible evento extremo.

La morfodinámica reciente del cauce de Huiloac comenzó con la incisión y evacuación del material que relleno el cauce durante el lahar de 2001. Las fases iniciales (hasta octubre de 2002) se caracterizan por el vaciado de la parte central del cauce, mientras que las laderas inferiores

quedan recubiertas por espesores variables depositados durante los lahares sin-eruptivos de 1997 y 2001. En etapas posteriores la acción geomorfológica de las aguas corrientes y la dinámica de laderas se centran fundamentalmente en ensanchar y profundizar el cauce, aunque se producen momentos intermedios de sedimentación en el fondo del canal, en los que se forman bancos fluvio-laháricos y terrazas laháricas, dependiendo del tipo de flujo.

La frecuencia y capacidad de los lahares secundarios que discurren por la garganta condicionan la evolución morfológica del cauce. A su vez, las precipitaciones son el factor determinante para la producción de estos flujos. Así, el tramo de estudio ha experimentado fases con menos variaciones morfológicas y cantidades inferiores de material erosionado (2004 – 2006), coincidiendo con épocas ligeramente menos lluviosas que la media y con precipitaciones más regulares; mientras que las precipitaciones excepcionales en la estación seca (enero de 2002 y enero de 2004) y los aguaceros continuados a final de la estación húmeda (septiembre y octubre de 2007), agilizan los procesos de erosión por incisión y por zapa lateral, ocasionando así un vaciado de los depósitos de los lahares primarios.

En el periodo analizado se han observado procesos de ensanchamiento y profundización del cauce a expensas de los depósitos abandonados por los lahares primarios de 1997 y 2001, con los que alternan en segundo plano procesos de deposición y remoción que crean nuevas formas en el fondo del cauce. La intensidad de las transformaciones depende de las características de los flujos (especialmente su alimentación) y el grado de la inestabilidad de las laderas labradas en los depósitos laháricos. Por lo tanto, a pesar de haber transcurrido siete años desde el último lahar sin-eruptivo hasta la última fecha considerada en este trabajo, no se puede afirmar que el cauce haya alcanzado su estabilidad, sino que, a pesar de la considerable disminución en la cantidad de depósitos, estos se encuentran en una situación altamente inestable, debido a la fuerte pendiente que presentan. El trabajo que el mismo grupo de investigación está realizando en el actual periodo de observación (2008 – 2015) proporcionará nuevos datos a la evolución morfológica de este tramo del cauce de Huiloac.

## Agradecimientos

El presente trabajo se ha realizado con la financiación del proyecto CGL 2012-35858 (CRYOCRISIS) del Ministerio de Economía y Competitividad de España y del grupo de Trabajo BSCH/UCM: 931562 GEOGRAFÍA FÍSICA DE ALTA MONTAÑA. Los autores agradecen al Instituto de Geografía de la UNAM por su total apoyo en el trabajo de campo, así como el trabajo desinteresado y exhaustivo de numerosos de sus becarios en las tareas de monitorización.

## Referencias

- Ackerman, C.T., Evans, T.A., Brunner, G.W., 2000, HEC-GeoRAS: linking GIS to hydraulic analysis using ARC/INFO and HEC-RAS, *en* Maidment, D., Djokic, D. (eds.), *Hydrologic and hydraulic modeling support with Geographic Information System: Redlands, California*, ESRI press, 155–176.
- Andrés, N., 2009, Técnicas de información geográfica aplicadas al estudio del origen de los lahars y su experimentación en estratovolcanes tropicales: Madrid, Universidad Complutense de Madrid, tesis doctoral, 476 p.
- Andrés, N., Zamorano, J.J., Sanjosé, J.J., Atkinson, A., Palacios, D., 2007, Glacier retreat during the recent eruptive period of Popocatepetl volcano, Mexico: *Annals of Glaciology*, 45, 73–82.
- Barclay, J., Alexander, J., Sušnik, J., 2007, Rainfall-induced lahars in the Belham Valley, Montserrat, West Indies: *Journal of the Geological Society*, 164, 815–827.
- Beaman, J.H., 1962, The timberlines of Iztaccíhuatl and Popocatepetl, México: *Ecology*, 43, 377–385.
- Capra, L., Poblete, M.A., Alvarado, R., 2004, The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constrains on their origin and hazards: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 351–369.
- Capra, L., Borselli, L., Varley, N., Gavilanes-Ruiz, J.C., Norini, G., Sarocchi, D., Caballero, L., Cortes, A., 2010, Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: surface hydro-repellency as initiation process: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 105–117.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), 2001, Resumen de la actividad del volcán Popocatepetl de diciembre de 1994 a mayo de 2001 (en línea): México, disponible en <<http://www.cenapred.unam.mx/es/Instrumentacion/InstVolcanica/MVolcan/Resumen/>>, consultado 5 de junio de 2013.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), 2013, Monitoreo volcánico, reportes diarios de la actividad volcánica desde agosto de 1997 (en línea), disponible en <<http://www.cenapred.gob.mx>>, consultado 9 de septiembre de 2013.
- Chen, J., He, Y.P., Wei, F.Q., 2005, Debris flow erosion and deposition in Jiangjia Gully, Yunnan, China: *Environmental Geology*, 48, 771–777.
- Chinen, T., Kadomura, H., 1986, Post-eruption sediment budget of a small catchment on Mt. Usu, Hokkaido: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband*, 60, 217–232.
- Chow, V.T., 1959, *Open-channel hydraulics*: New York, McGraw-Hill Book Company, 680 p.
- Cronin, S.J., Neall, V.E., Lecointre, J.A., Palmer, A.S., 1999, Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand: *GSA Bulletin*, 111(1), 28–38.
- Cruz-Reyna, S. de la, Quezada, J.L., Peña, C., Zepeda, O., Sánchez, T., 1995, Historia de la actividad reciente del Popocatepetl (1354–1995), *en* Zepeda, O., Sánchez, T.A. (eds.), *Volcán Popocatepetl: Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994–1995*, Secretaría de Gobernación, Sistema Nacional de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, 3–22.
- Daag, A.S., 1994, Geomorphic developments and erosion of the Mount Pinatubo 1991 pyroclastic flows in the Sacobia watershed, Philippines: A study using remote sensing and Geographic Information Systems (GIS): Enschede, Netherlands, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, tesis de maestría, 106 p.
- Daag, A.S., 2003, Modelling the Erosion of Pyroclastic Flow Deposits and the Occurrences of Lahars at Mt. Pinatubo, Philippines: Enschede, Netherlands, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, Universidad de Utrecht, tesis doctoral, 238 p.
- Daag, A., van Westen, C.J., 1996, Cartographic modelling of erosion in pyroclastic flow deposits of Mount Pinatubo, Philippines: *ITC Journal*, 1996-2, 110–124.
- Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D., 2000, Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance: *Earth-Science Review*, 51, 33–65.
- García-Romero, A., 1998, Análisis integrado de paisajes en el occidente de la cuenca de México (la vertiente oriental de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo): Madrid, Universidad Complutense de Madrid, tesis doctoral, 600 p.
- Garcin, M., Poisson, B., Pouget, R., 2005, High rates of geomorphological processes in a tropical area: the Remparts River case study (Réunion Island, Indian Ocean): *Geomorphology*, 67, 335–350.
- González, A.E., 2000, Estudios de detalle estratigráfico y sedimentológico del Lahar de San Nicolás en el flanco noreste del volcán Popocatepetl: México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 109 p.
- González, A.E., Delgado, H., Urrutia, J., 1997, The San Nicolás Lahar at Popocatepetl Volcano (Mexico): a case study of a glacier-ice-melt-related debris flow, triggered by a blast at the onset of a plinian eruption (resumen), *en* Abstracts of International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Puerto Vallarta, Jalisco, México, Gobierno de Jalisco, Secretaría General, Unidad Editorial, 94.
- Gran, K., Montgomery, D., 2005, Spatial and temporal patterns in fluvial recovery following volcanic eruptions: Channel response to basin-wide sediment loading at Mount Pinatubo, Philippines: *Geological Society of America Bulletin*, 117 (1–2), 195–211.
- Haddad, B., Pastor, M., Palacios, D., Muñoz-Salinas, E., 2011, A SPH Depth Integrated Model for Popocatepetl 2001 Lahar (Mexico): Sensitivity Analysis and Runout Simulation: *Engineering Geology*, 114(3–4), 312–329.
- Hamidi, S., 1989, Lahar of Galunggung Volcano from 1982 through 1986 (resumen), *en* Proceedings of International Symposium on Erosion and Volcanic Debris Flow Technology, Yogyakarta, Indonesia, Ministry of Public Works, VP1-1–VP1-23.
- Hayes, S.K., Montgomery, D.R., Newhall, C.G., 2002, Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mt. Pinatubo: *Geomorphology*, 45, 211–224.
- Hirao, K., Yoshida, M., 1989, Sediment yield of Mt Galunggung after eruption in 1982 (resumen), *en* Proceedings of International Symposium on Erosion and Volcanic Debris Flow Technology, Yogyakarta, Indonesia, Ministry of Public Works, V21-1–V21-22.
- Hodgson, K., Manville, V., 1999, Sedimentology and flow behavior of a rain-triggered lahar, Mangatoetoe Stream, Ruapehu volcano, New Zealand: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 743–754.
- Inbar, M., Lugo Hubp, J., Villers Ruiz, L., 1994, The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows, Mexico, 1943–1990: *Geomorphology*, 9(1), 57–76.
- Inbar, M., Enriquez, A. R., Granel, J. H., 2001, Morphological changes and erosion processes following 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México: *Geomorphologie*, 3, 175–184.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1978, Cartografías digitales de las hojas Amecameca de Juárez E14-B41 y Huejotzingo E14-B42, escala 1:50,000 (en línea): México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, disponible en <<http://www3.inegi.org.mx/sistemas/descarga/>>, consultado 5 de junio de 2013.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2011a, Principales resultados del Censo de Población y Vivienda 2010. Puebla (en línea), disponible en <<http://www3.inegi.org.mx/sistemas/productos/>>, consultado 5 de junio de 2013.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2011b, Principales resultados del Censo de Población y Vivienda 2010. Distrito Federal, México (en línea), disponible en <<http://www3.inegi.org.mx/sistemas/productos/>>, consultado 5 de junio de 2013.
- Iwamoto, M., 1996, Prevention of disasters caused by debris flows at Unzen volcano, Japan, *en* Slaymaker, O. (ed.), *Geomorphic hazards: Chichester*, John Wiley and Sons, 95–110.
- Janda, R.J., Scott, K.M., Martinson, H.A., 1981, Lahar movement, effects, and deposits, *en* Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (eds.), *The 1980 eruptions of Mount St Helens*, Washington, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1250, 461–478.

- Janda, R.J., Meyer, D.F., Childers, D., 1984, Sedimentation and geomorphic changes during and following the 1980–1983 eruptions of Mount St. Helens, Washington: *Shin-Sabo*, 37(2), 10–21.
- Kadomura, H., Imagawa, T., Yamamoto, H., 1983, Eruption-induced rapid erosion and mass movements on Usu Volcano, Hokkaido: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband*, 46, 123–142.
- Lauer, W., Stiehl, E., 1973, La clasificación del clima en la región de Puebla-Tlaxcala: *Comunicaciones*, 7, 31–36.
- Lavigne, F., 1998, Les lahars du volcan Merapi, Java central, Indonésie: déclenchement, budget sédimentaire, dynamique et zonage des risques associés. Clermont-Ferrand, Université Blaise-Pascal, tesis doctoral, 539 p.
- Lavigne, F., Thouret, J.C., 2002, Sediment transportation and deposition by rain-triggered Lahar at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: *Geomorphology*, 49, 45–69.
- Leavesley, G.H., Lusby, G.C., Lichty, R.W., 1989, Infiltration and erosion characteristics of selected tephra deposits from the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, USA: *Hydrological Sciences Journal*, 34(3), 339–353.
- Long, W.S., 2000, Development of digital terrain representation for use in river modelling, *en* Maidment, D., Djokic, D. (eds.), *Hydrologic and hydraulic modeling support with Geographic Information System: Redlands, California*, ESRI Press, 145–154.
- Macías, J.L., 2005, Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana*, LVII, 3, 379–424.
- Major, J.J., 2003, Post-eruption hydrology and sediment transport in volcanic river systems: *Water Resources Impact*, 5 (3), 11–15.
- Major, J.J., 2004, Posteruption suspended sediment transport at Mount St. Helens: Decadal-scale relationships with landscape adjustments and river discharges: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 109, F01002, doi:10.1029/2002JF000010.
- Major, J.J., Janda, R.J., Daag, A.S., 1996, Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 eruptions, *en* Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (eds.), *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines: Quezon City and Seattle, Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington Press*, 895–919.
- Major, J.J., Pierson, T.C., Dinehart, R.L., Costa, J.E., 2000, Sediment yield following severe volcanic disturbance- A two-decade perspective from Mount St. Helens: *Geology*, 28(9), 819–822.
- Manville, V., Newton, E.H., White, J.D.L., 2005, Fluvial responses to volcanism: re-sedimentation of the 1800a Taupo ignimbrite eruption in the Rangitaiki River catchment, North Island, New Zealand: *Geomorphology*, 65, 49–70.
- Meyer, D.F., Martinson, H.A., 1989, Rates and Processes of Channel Development and Recovery Following the 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington: *Hydrological Sciences Journal*, 34, 115–127.
- Mizuyama, T., Kobashi, S., 1996, Sediment yield and topographic change after major volcanic activity, *en* Walling, D.E., Webb, B.W. (eds.), *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives: Reino Unido, International Association of Hydrological Sciences (Exeter Symposium)*, 295–301.
- Muñoz-Salinas, E., 2007, Los lahares del Popocatepetl: obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos, Madrid, Universidad Complutense de Madrid, tesis doctoral, 229 p.
- Muñoz-Salinas, E., Manea, V.C., Palacios, D., Castillo-Rodríguez, M., 2007, Estimation of lahar flow velocity on Popocatepetl volcano (Mexico): *Geomorphology*, 92, 91–99.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríguez, M., Manea, V., Manea, M., Palacios, D., 2009, Lahar flow simulations using LAHARZ program: Application for the Popocatepetl volcano, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1-2), 13–22.
- Newhall, C.G., Punongbayan, R.S., 1996, Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines: Quezon City and Seattle, Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington Press, 1126 p.
- North American Drought Monitor (NADM): North American Drought Monitor Maps (en línea), disponible en <<http://www.ncdc.noaa.gov/temp-and-precip/drought/nadm/>>, consultado 8 de agosto de 2009.
- Palacios, D., 1995, Rockslide processes at the North Slope of Popocatepetl Volcano: *Permafrost and Periglacial Processes*, 6(4), 345–359.
- Palacios, D., 1996, Recent Geomorphologic evolution of a glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatepetl (Mexico): *Geomorphology*, 16, 319–335.
- Palacios, D., Zamorano, J.J., Parrilla, G., 1998, Proglacial debris flows in Popocatepetl north face and their relation to 1995 eruption: *Zeitschrift Geomorphologie*, 42(3), 273–295.
- Pierson, T.C., 1985, Initiation and flow behaviour of the 1980 Pine Creek and Muddy River lahars, Mount St. Helens, Washington: *Geological Society of American Bulletin*, 96, 1056–1069.
- Pierson, T.C., Scott, K.M., 1985, Downstream Dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow: *Water Resources Research*, 21(10), 1511–1524.
- Pierson, T.C., Costa, K.M., 1987, A rheologic classification of subaerial sediment-water flows, *en* Costa, J.E., Wieczorek, G.E. (eds.), *Debris flows/Avalanches: Process, recognition, and mitigation, Boulder, Colorado, Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, 8, 1–12.
- Pierson, T.C., Janda, R.J., Umbal, J.V., Daag, A.S., 1992, Immediate and long-term hazards from lahars and excess sedimentation in rivers draining Mt. Pinatubo, Philippines: Vancouver, Washington, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report, 92-4039, 35 p.
- Pierson, T.C., Daag, A.S., Reyes, P.J., Regalado, M.T.M., Solidum, R.U., Tubianosa, B.S., 1996, Flow and Deposition of Hot lahars on the East Side of Mt. Pinatubo, July-October 1991, *en* Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (eds.), *Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mt. Pinatubo, Philippines: Quezon City and Seattle, Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington Press*, 921–950.
- Renschler, C.S., 2005, Scales and uncertainties in using models and GIS for volcano hazard prediction: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, 73–87.
- Rodolfo, K.S., 1989, Origin and Early Evolution of Lahar Channel at Mabinit, Mayon Volcano, Philippines: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 414–426.
- Rodolfo, K.S., Arguden, A.T., 1991, Rain-lahar generation and sediment-delivery systems at Mayon Volcano, Philippines, *en* Fisher, R.V., Smith, G.A. (eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings: Tulsa, Oklahoma, SEPM Special Publication*, 45, 71–87.
- Rodolfo, K.S., Arguden, A.T., Solidum, R.U., Umbal, J.V., 1989, Anatomy and behaviour of a post-eruptive rain lahar triggered by a typhoon on Mayon Volcano, Philippines: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 40, 55–66.
- Scott, K.M., Janda, R.J., Cruz, E.G., Gabinete, E., Eto, I., Isada, M., Sexton, M., Hadley, K., 1996, Channel and sedimentation responses to large volumes of 1991 volcanic deposits on the east flank of Mount Pinatubo, *en* Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (eds.), *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines: Quezon City and Seattle, Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington Press*, 971–988.
- Scott, K. M., Vallance, J.W., Kerle, N., Macías, J.L., Strauch, W., Devoli, G., 2005, Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation: *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 59–79.
- Seegerstrom, K., 1950, Erosion studies at Paricutin, State of Michoacán, Mexico: *U.S. Geological Survey Bulletin*, 965-A, 1–64.
- Sheridan, M.F., Hubbard, B., Bursik, M.I., Abrams, M., Siebe, C., Macías, J.L., Delgado, H., 2001, Gauging short-term volcanic hazards at Popocatepetl: *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 82, 187–188.
- Shimokawa, E., Taniguchi, Y., 1983, Sediment yield from hillside slope of active volcanoes: *Proceedings of the Symposium on erosion control in volcanic areas, Sabo Division, Erosion Control Department, Technical Memorandum*, 1908, 155–181.

- Shimokawa, E., Jitousono, T., Yazawa, A., Kawagoe, R., 1989, An effect of tephra cover on erosion processes of hillslopes in and around Sakurajima Volcano (resumen), *en* Proceedings of International Symposium on Erosion and Volcanic Debris Flow Technology, Yogyakarta, Indonesia, Ministry of Public Works, V32-1-V32-21.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J., 1996, Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future?: *Geology*, 24, 399–402.
- Simon, A., 1999, Channel and drainage-basin response of the Toutle River system in the aftermath of the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington: U.S. Geological Survey Open-File Report, 96-633, 130 p.
- Smith, G.A., Fritz, W.J., 1989, Volcanic Influences on Terrestrial Sedimentation: *Geology*, 17, 375–376.
- Smith, G.A., Lowe, D.R., 1991, Lahars: Volcano-Hydrologic Events and Deposition in the Debris Flow-Hyperconcentrated Flow Continuum: Sedimentation in Volcanic Settings: SEPM Special Publication, 45, 59–69.
- Tanarro, L.M., Andrés, N., Zamorano, J.J., Palacios, D., Renschler, C.S., 2010, Geomorphological evolution of a fluvial channel after primary lahar deposition: Huiloac Gorge, Popocatepetl volcano (Mexico): *Geomorphology*, 122, 178–190.
- Thouret, J.C., Lavigne, F., 2000, Lahars: occurrence, deposits and behaviour of volcano-hydrologic flows, *en* Leyrit, H., Montenat, C. (eds.), *Volcaniclastic rocks from magmas to sediments*: Amsterdam, Gordon and Breach Science Publishers, 151–174.
- Tuñgol, N.M., 2002, Lahar initiation and sediment yield in the Pasig-Potrero River basin, Mount Pinatubo, Philippines: Canterbury, New Zealand, University of Canterbury, tesis doctoral, 172 p.
- Tuñgol, N.M., Regalado, T.S., 1997, Rainfall, Acoustic Flow Monitor records and observed lahars of the Sacobia river in 1992, *en* Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (eds.), *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Philippines: Quezon City and Seattle, Philippine Institute of Volcanology and Seismology and University of Washington Press, 1023–1032.
- Umbal, J.V., 1997, Five years of lahars at Pinatubo volcano: Declining but still potentially lethal hazards: *Journal of the Geological Society of the Philippines*, 52(1), 1–19.
- Vallance, J. W., 2000, Lahars, *en* Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, California, Academia Press, 601–616.
- van Westen, C.J., 1997, Modelling erosion from pyroclastic flow deposits on Mount Pinatubo, *en* van Westen, C.J., Saldaña, A., Uría, P., Chávez, G., (eds.), *ILWIS Applications Guide*: Enschede, The Netherlands, 53–72.
- van Westen, C.J. y Daag, A., 2005, Analysing the relation between rainfall characteristics and lahar activity at Mount Pinatubo, Philippines: *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1663–1674.
- Waldron, H.H., 1967, Debris flow and erosion control problems caused by the ash eruptions of Irazu Volcano, Costa Rica: *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1241(1), 1–37.
- Yamamoto, H., 1984, Erosion of the 1977–1978 tephra layers on a slope of Usu Volcano, Hokkaido: *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 5 (2), 111–124.

Manuscrito recibido: Septiembre 22, 2013.

Manuscrito corregido recibido: Octubre 17, 2013.

Manuscrito aceptado: Octubre 22, 2013.