

## Fenómenos de remoción en masa en el poblado de Zapotitlán de Méndez, Puebla: relación entre litología y tipo de movimiento

Lucia Capra\*, José Lugo-Hubp y Norma Dávila-Hernández

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

\* solari@servidor.unam.mx

### RESUMEN

*A finales del mes de septiembre y durante la primera semana de octubre de 1999, la Sierra Norte de Puebla fue afectada por algunos miles de procesos de remoción en masa. La depresión tropical número 11 ocasionó lluvias abundantes, con picos máximos entre el 4 y 5 de octubre. El poblado de Zapotitlán de Méndez fue afectado por dos distintos tipos de procesos: 1) deslizamientos superficiales de suelo volcánico y capa vegetal, y 2) deslizamientos profundos de tipo rotacional en lutitas plegadas. El presente estudio resalta que los flujos superficiales son de magnitud limitada y no afectan directamente a la población, por el contrario, los deslizamientos profundos están relacionados con una debilidad estructural de la ladera, en donde el movimiento está favorecido por el buzamiento a favor de la pendiente de las capas deformadas. Conociendo la relación entre la geometría de los pliegues de las rocas deformadas y la forma de la ladera, se pueden determinar las zonas más susceptibles al movimiento y proponer la reubicación de algunas de las viviendas que pueden ser afectadas en el caso de lluvias excepcionales como las ocurridas en octubre del 1999.*

*Palabras clave: Deslizamientos, suelo volcánico, flujos de escombros, Sierra Norte, Puebla, México*

### ABSTRACT

*At the end of September and at the beginning of October 1999, the Northern Sierra of Puebla (Pue.) was affected by thousands mass movements. The tropical depression number 11 provoked heavy rains with a maximum peak during October 4 and 5. The town of Zapotitlán de Méndez was affected by two different types of mass movements: 1) superficial slide of volcanic soil, and 2) rotational landslide in folded shales. This study evidences that the soil-slide processes were of low magnitude and did not directly affect the human settlements. In contrast, the deep rotational landslide process is directly associated with structural debility of the relief, promoted by the dipping of the deformed beds in slope direction. By knowing the relationships between the dip of rock bedding and the geometry of the relief, it is possible to determine the degree of susceptibility for the area and to establish an evacuation plan in case of a new meteorological event such as that one occurred in 1999.*

*Key words: landslide, soil-slide, volcanic soil, debris flow, Sierra Norte, Puebla, México.*

## INTRODUCCIÓN

A finales del mes de septiembre y principios de octubre del año 1999 en toda la Sierra Norte del Estado de Puebla se produjeron numerosos fenómenos de remoción en masa por la ocurrencia de un evento de lluvia excepcional (Figura 1) (Lugo-Hubp *et al.*, 2001; Vázquez-Conde *et al.*, 2001; Capra y Lugo-Hubp, 2003). La depresión tropical número 11 fue la principal responsable de las abundantes lluvias, con un máximo de 440 mm en 24 horas registrado en la localidad de Tenango (Vázquez-Conde *et al.*, 2001).

Durante el 4 y el 5 de octubre se produjeron alrededor de 3,000 procesos gravitacionales muy variables por el tipo de movimiento, volumen rocoso removido y número de personas afectadas (Lugo-Hubp *et al.*, 2001). El poblado de Zapotitlán de Méndez, Puebla, fue uno de los más afectados, no en cuanto a víctimas, sino en daños a la infraestructura. En particular, el relieve que rodea al poblado sufrió dos tipos de movimientos: a) deslizamiento superficial de suelo volcánico y capa vegetal (tipo *soil-slide*, terminología según Cruden y Varnes, 1996), que alcanzó una distancia máxima de 10 m; y b) deslizamientos profundos de tipo rotacional transformados en flujos de escombros que se desplazaron sobre una distancia de hasta 500 m, llegando a bloquear el

curso del río Zempoala. Estos dos tipos de movimiento reflejan las diferentes litologías en las cuales se han originado. En el presente trabajo se analizarán los dos tipos de movimiento y su relación con las características de suelos o rocas en los cuales se han formado. En particular, se analizarán los fenómenos que ocurrieron en la ladera que delimita hacia el sur el poblado, que efectivamente afectaron directamente a la población. Es de fundamental importancia definir la estrecha relación que existe entre el tipo de movimiento en masa y su litología, ya que permite hacer una zonificación de las áreas más susceptibles a los deslizamientos. Este trabajo representa probablemente el primer estudio enfocado al análisis del fenómeno geológico responsable de los grandes deslizamientos que han afectado la Sierra Norte de Puebla en 1999, el cual evidencia la necesidad de llevar a cabo un estudio más detallado de las características geológicas en las zonas afectadas, para poder prevenir un evento de tal magnitud. Solamente con el conocimiento de las causas que favorecen estos tipos de procesos de remoción en masa, es posible preparar un plan de prevención o eventualmente de evacuación, en caso de que se presenten nuevamente las mismas condiciones meteorológicas de septiembre–octubre de 1999.

## CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS Y GEOLÓGICAS DEL ÁREA

La población de Zapotitlán de Méndez, de origen prehispánico, se encuentra asentada en una terraza aluvial (en transición a la llanura de inundación) del Río Zempoala, en su ribera derecha, a unos 700 metros sobre el nivel del mar (msnm) (Figuras 2 y 3). En la Sierra Norte de Puebla, los valles fluviales son de fondo estrecho, en general ocupados todos por el cauce y limitados por laderas altas y pronunciadas. El valle del Río Zempoala es una excepción, ya que en algunas localidades de la Sierra Norte de Puebla presenta una anchura del fondo de cerca de 500 m. Por esta razón, Zapotitlán de Méndez es una de las pocas poblaciones de la Sierra Norte situadas en la margen de un río. El ensanchamiento del fondo del valle se debe a un desarrollo más rápido de los procesos gravitacionales en ambas laderas que en la mayor parte de la sierra, donde la dinámica actual es fundamentalmente de disección vertical. En este proceso de ensanchamiento seguramente influye el sistema de fracturas EW que afecta a las rocas en el área (Figura 4). No es casual que en el valle de Zempoala ocurrieran dos de los procesos gravitacionales más poderosos en toda la Sierra Norte, del orden de cientos de miles de metros cúbicos (Lugo-Hubp *et al.*, 2001).

El valle ha ensanchado su fondo durante algunos miles de años, formando un cauce del orden de 100 m de anchura, una terraza baja inundable y otra alta donde se asienta parte de la población (Figura 2). La ladera sur, que limita topográficamente al pueblo, es de poca altura (300–400 m, Figura 3a), y de geometría ligeramente

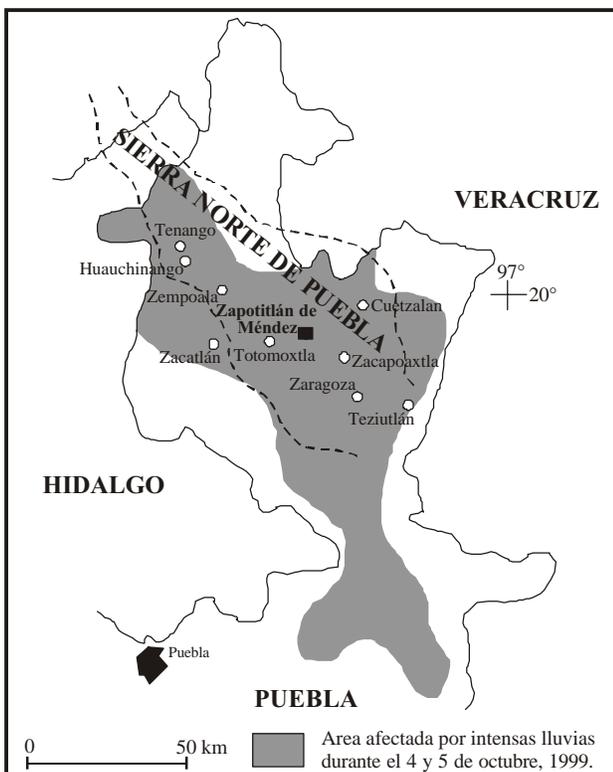


Figura 1. Localización de las zonas afectadas por las lluvias entre finales de septiembre y principios de octubre del 1999 (Modificada de Lugo-Hubp *et al.*, 2001). El poblado de Tenango fue el más afectado con un total de 440 mm de lluvia en 24 horas.

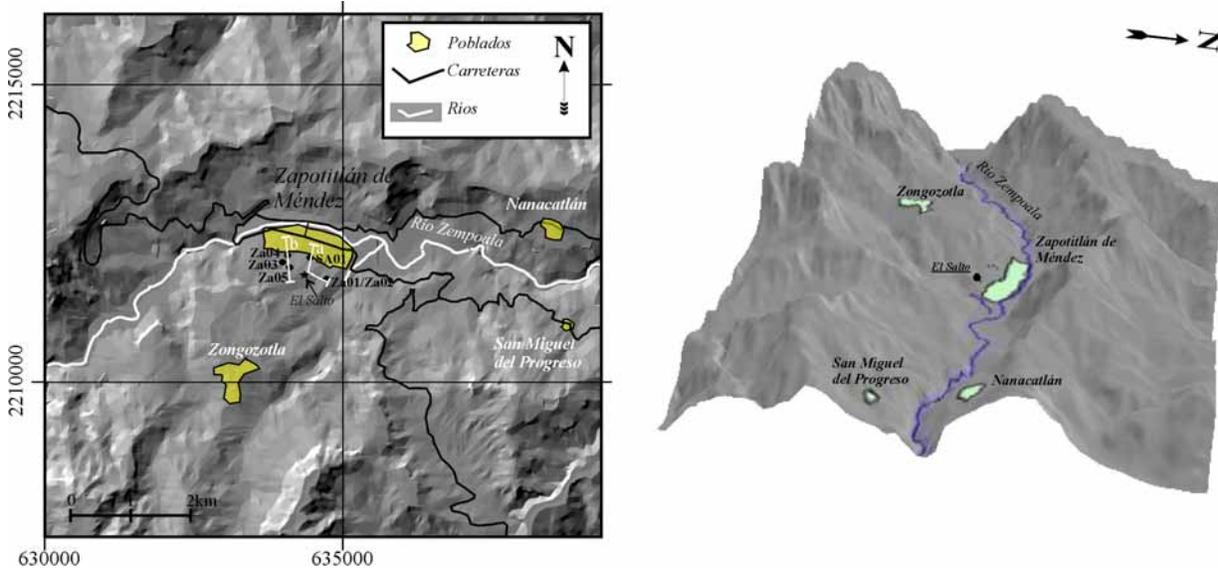


Figura 2. a) Modelo digital del terreno y proyección en 3D de la zona de estudio. Los círculos numerados indican la localización de las muestras de suelo recolectadas. Las líneas blancas a y b se refieren a los perfiles ilustrados en la figura 4b.

cóncava, resultado de un proceso activo de retroceso de laderas respecto al cauce del río, principalmente por procesos gravitacionales. El mapa de pendientes (Figura 3b) muestra que dominan las inclinaciones mayores a los  $40^\circ$ , sin embargo, prevalecen las de  $30^\circ$  y  $40^\circ$ .

La Figura 4a muestra un esquema geológico simplificado del área de estudio (INEGI, 1984) donde se pueden observar los contactos litológicos entre las distintas formaciones geológicas. Los relieves están formados por una secuencia sedimentaria deformada que incluye rocas desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior. En particular, el poblado de Zapotitlán de Méndez se encuentra ubicado en las lutitas y areniscas de la formación Tamán, secuencia marina del Jurásico Superior (Figura 4b), coronada por un depósito de flujo de ceniza parcialmente soldado, con un espesor máximo de 7 m, genéricamente atribuido a una actividad volcánica del Terciario tardío (Carrillo, 1965; INEGI, 1984). Con base en nuestras observaciones, esta unidad corresponde a la secuencia piroclástica de la caldera de los Humeros, localizada al SW del área de estudio (Ferriz y Mahood, 1984). Este depósito piroclástico no tiene una distribución continua y homogénea sobre toda el área y forma pequeños remanentes en las porciones más altas y planas de la sierra. Los afloramientos no se pueden diferenciar en el mapa de la Figura 4 debido a que la escala resulta ser muy pequeña para el caso.

## CARACTERÍSTICAS TEXTURALES DE LOS SUELOS

Las muestras de suelos recolectadas fueron procesadas y analizadas a fin de determinar sus

características granulométricas, tipo de constituyentes y composición mineralógica de las arcillas. Para obtener el espectro granulométrico de las muestras se emplearon dos metodologías. Para fragmentos de tamaño entre  $\phi -4$  (16 mm) y  $\phi 4$  ( $63\mu\text{m}$ ) se realizaron análisis de laboratorio por tamizado seco. Los fragmentos más finos que  $\phi 4$  (limo y arcilla) se determinaron por vía húmeda utilizando el sedimentógrafo láser "Frisch Analysette 20". Los resultados obtenidos con cada metodología fueron utilizados conjuntamente para obtener la distribución granulométrica de todo el depósito.

Para el análisis de la composición mineralógica de los minerales arcillosos se prepararon secciones delgadas para ser analizadas con el difractor de rayos X (Difractor Philips con generador de 1410 volts, tubo con anticátodo de cobre y monocromador de grafito).

Todas las muestras provienen de la ladera sur (Figuras 2 y 4b), y representan suelo volcánico actual que conforma el relieve moderno así como paleosuelos residuales desarrollados en las lutitas y areniscas de la Formación Tamán. La Tabla 1 contiene los valores de los parámetros sedimentológicos obtenidos para las muestras analizadas más representativas, las cuales son:

ZA01: Suelo volcánico desarrollado en el depósito de ceniza parcialmente soldado de Los Humeros. Profundidad de muestreo: 50 cm desde la superficie.

ZA02: Depósito de ceniza parcialmente soldado de Los Humeros. Profundidad de muestreo: 150 cm desde la superficie.

ZA03, ZA04 y ZA05: Paleosuelo desarrollado en areniscas/lutitas. Profundidad de muestreo: 50 cm (ZA03), 50 cm (ZA04) y 1.5 m (ZA05) desde la superficie.

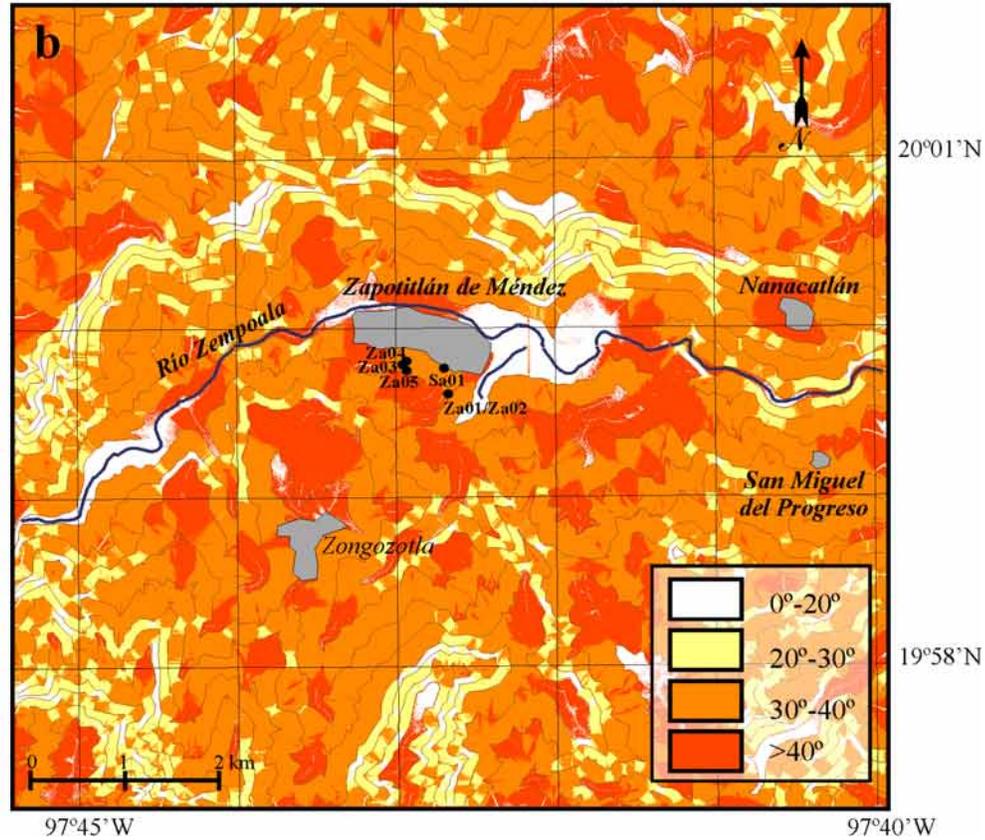
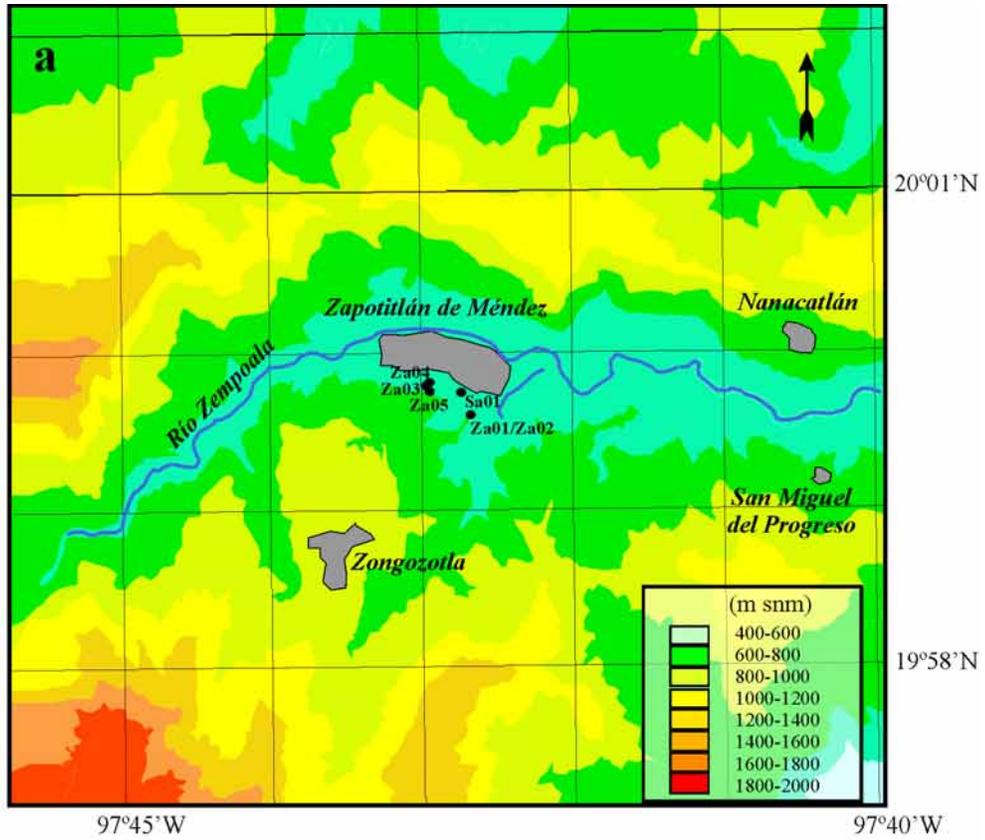


Figura 3. Mapas morfométricos: a) altimétrico y b) de pendientes.

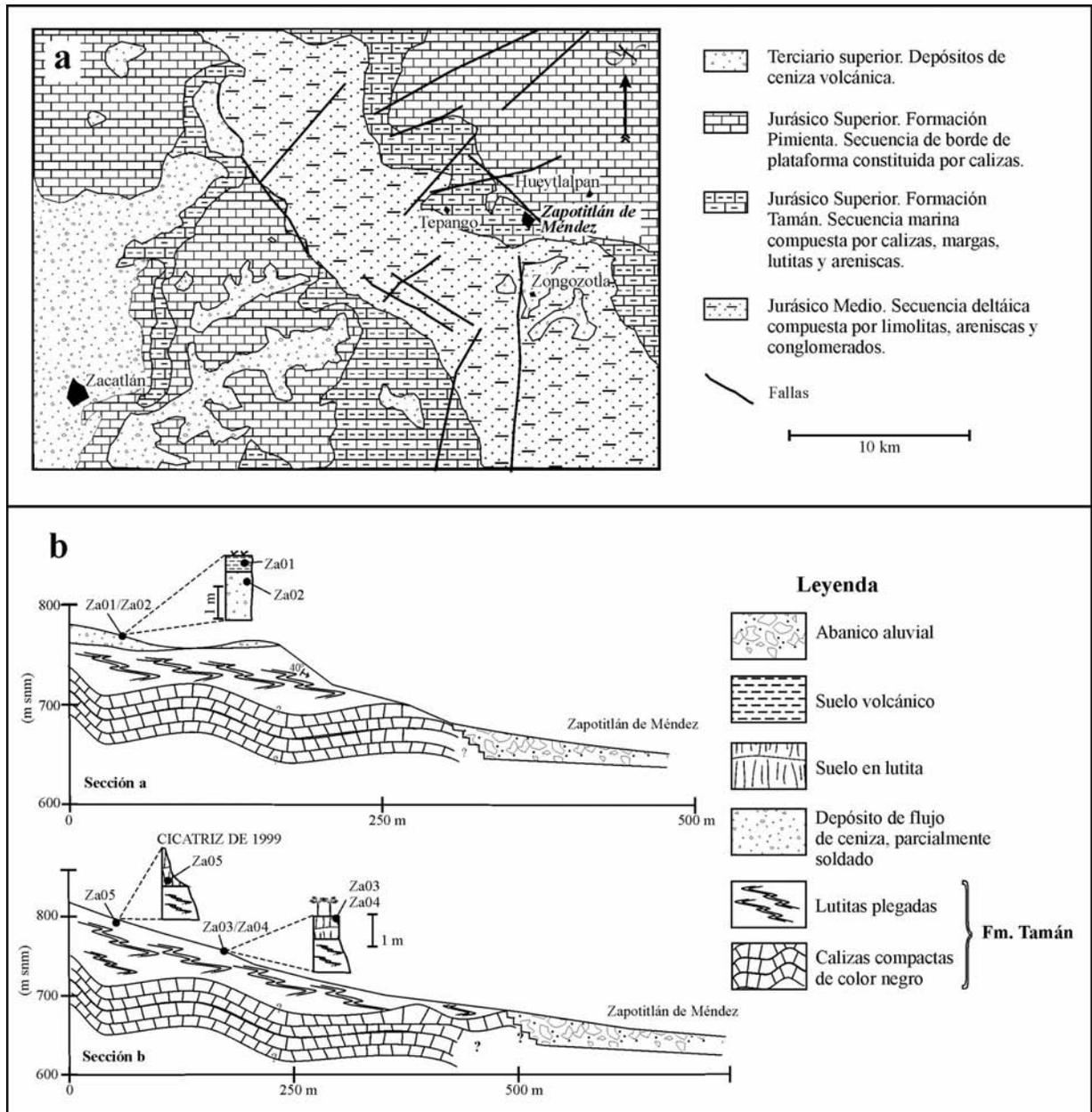


Figura 4. a) Mapa geológico simplificado de la región de estudio (tomado de INEGI, 1984). b) Perfiles geológicos esquematizados a lo largo del relieve meridional en donde se tomaron muestras de los suelos y paleosuelos estudiados. Ver Figura 2 para la ubicación de las secciones.

SA01, SA02, SA03, y SA04: Muestras del flujo de escombros que se originó a partir del deslizamiento en la localidad de El Salto.

### Paleosuelos en lutitas

Se analizaron paleosuelos residuales desarrollados en las lutitas plegadas de la formación Tamán, en muestras tomadas en el relieve que delimita el poblado hacia el sur (Figura 4b). Las muestras analizadas son

representativas de dos tipos de materiales: ZA05 representa la porción más profunda (recolectado a 1.5 m desde la superficie) del paleosuelo, en correspondencia al escarpe de un deslizamiento ocurrido durante el evento de 1999. Por el contrario, las muestras ZA03 y ZA04 representan la parte más superficial del mismo (a ~50 cm desde la superficie; Figura 4b).

Con base en los resultados obtenidos por medio de análisis sedimentológicos, se observan diferencias relevantes entre estas distintas muestras. En efecto, aunque las tres muestras presenten componentes

similares, como fragmentos líticos y cristales de cuarzo, feldespato y minerales máficos (razón obvia, ya que se han formado en la misma unidad litológica), el contenido de arcilla en la muestra ZA05 es hasta 10 veces mayor respecto a las muestras de los otros suelos. En la Figura 5a se pueden apreciar estas diferencias; se observa que en la muestra ZA03 predominan cristales y líticos frescos, mientras que en la ZA05 son más abundantes los agregados de minerales arcillosos (*i.e.* clorita y esmectita).

Observando los histogramas granulométricos (Figura 5b) se puede también apreciar esta diversidad, ya que la muestra ZA05 presenta una distribución bimodal con picos en  $-2 \phi$  (4 mm, grava gruesa) y  $9 \phi$  (4  $\mu$ m, arcillas), donde alcanza un porcentaje máximo de 22%. Por el contrario, las muestras ZA03 y ZA04 presentan una distribución granulométrica muy similar, siempre bimodal, pero con picos en  $-1 \phi$  (2 mm, arena) y  $4 \phi$  (63  $\mu$ m, arena muy fina). Con base en estas características, el paleosuelo ZA05 es limo-arcilloso mientras que los suelos ZA03 y ZA04 son más bien limo-arenosos.

A partir de los análisis difractométricos de la fracción arcillosa, se observa la presencia de muscovita, clorita e illita como fases mineralógicas dominantes en esta fracción (Tabla 1).

Considerando que las muestras provienen del mismo paleosuelo residual, se puede inferir con base en los resultados obtenidos que el contenido en arcilla aumenta con la profundidad, desde un mínimo de 1% hasta un máximo de 22% en su base.

### Suelos volcánicos

Se tomaron muestras, tanto de suelo volcánico como del depósito de flujo de ceniza que pertenece a la secuencia ignimbrítica de la caldera de Los Humeros,

con el propósito de observar las características propias del suelo, las diferencias con el depósito del cual se han originado, y las diferencias en sus características sedimentológicas con respecto a los otros suelos de origen no volcánico analizados. Observando la muestra de suelo al microscopio y comparándola con el depósito volcánico a partir del cual se ha originado, se pueden hacer las primeras interpretaciones. En las fotografías de la Figura 6a se pueden observar los componentes que constituyen el depósito volcánico, que, como se aprecia fácilmente, están representados por vidrio y por escasos fragmentos de pómez. El vidrio es muy vesiculado, y se pueden observar todavía burbujas intactas y fragmentos de las paredes de las vesículas (Figura 6a). Por el contrario, se aprecia que el suelo volcánico, además de vidrio, contiene abundantes partículas de color crema, que corresponden a agregados de minerales arcillosos (halloysita, Tabla 1). En particular se observa como en algunos casos estos agregados se han formado en las cavidades del vidrio, evidenciando que son el producto de la alteración del mismo (Figura 6a).

En los histogramas granulométricos (Figura 6b) se observa que el depósito de flujo de ceniza es arenoso, mientras que el suelo es más bien areno-limoso, resultado de la alteración que sustituye al vidrio con minerales arcillosos (más finos).

### TIPO DE MOVIMIENTO Y RELACIÓN CON LA LITOLOGÍA

El relieve que limita hacia el sur el pueblo de Zapotitlán ha sido afectado por distintos fenómenos de remoción en masa. En particular se han observado dos tipos de movimientos: a) Deslizamientos superficiales del suelo y capa vegetal (tipo *soil-slide*), y b) Deslizamientos profundos rotacionales en la unidad litológica de lutitas plegadas.

Tabla 1. Parámetros sedimentológicos (% en peso) y composición mineralógica de la fracción arcillosa de las muestras analizadas.

Muestra	Coordenadas	Grava	Arena	Limo	Arcilla	Análisis de rayos X
ZA01	N19°59'42'' W97°42'43''	0	71.53	24.92	3.52	Halloysita
ZA02	N19°59'42'' W97°42'43''	0	89.99	7.62	2.39	
ZA03	N19°59'49'' W97°42'39''	29.65	47.04	20.99	2.30	Illita, Clorita
ZA04	N19°59'54'' W97°43'00''	41.03	32.59	25.14	1.23	Muscovita, Clorita
ZA05	N19°59'51'' W97°43'01''	18.51	19.67	39.66	22.15	Clorita, Esmectita
SA01	N19°59'42'' W97°42'43''	70.78	28.60	0.54	0.07	
SA02	N19°59'42'' W97°42'43''	64.03	34.73	1.11	0.12	
SA03	N19°59'42'' W97°42'43''	62.70	35.81	1.32	0.16	Illita, Clorita
SA04	N19°59'42'' W97°42'43''	66.66	32.50	0.70	0.13	

**Deslizamientos superficiales**

En zonas de pendiente moderada (entre 30° y 40°, Figura 3b) y en las porciones cóncavas de las laderas se han observado deslizamientos superficiales que han involucrado el movimiento del suelo y de la cubierta vegetal. Las cicatrices están bien definidas y son de pequeñas dimensiones, entre 5 y 7 metros de ancho y hasta 1.5 m de profundidad, y el material deslizado ha dado origen a pequeños flujos de lodo que alcanzaron distancias del orden de una decena de metros (Figura 7). En los casos observados, este tipo de fenómeno se ha identificado solamente en las áreas constituidas por el suelo de origen volcánico. La superficie de movimiento no es muy clara pero se puede localizar en el contacto entre el suelo y el depósito piroclástico parcialmente

soldado que le subyace. Debido al reducido espesor del suelo y de la cubierta vegetal, estos movimientos de masa originaron pequeños flujos, sin afectar directamente a las estructuras antrópicas.

**Deslizamientos profundos en lutitas**

Los deslizamientos más voluminosos observados en el área corresponden a aquellos que se han formado en la unidad litológica constituida por lutitas altamente foliadas y deformadas. Éstas presentan un elevado grado de clivaje, que buza a favor de la pendiente con inclinación de hasta 40° (Figura 4b). En particular, el deslizamiento ocurrido en la localidad de El Salto (Figura 2) tuvo inicio en las lutitas que aquí buzan con una

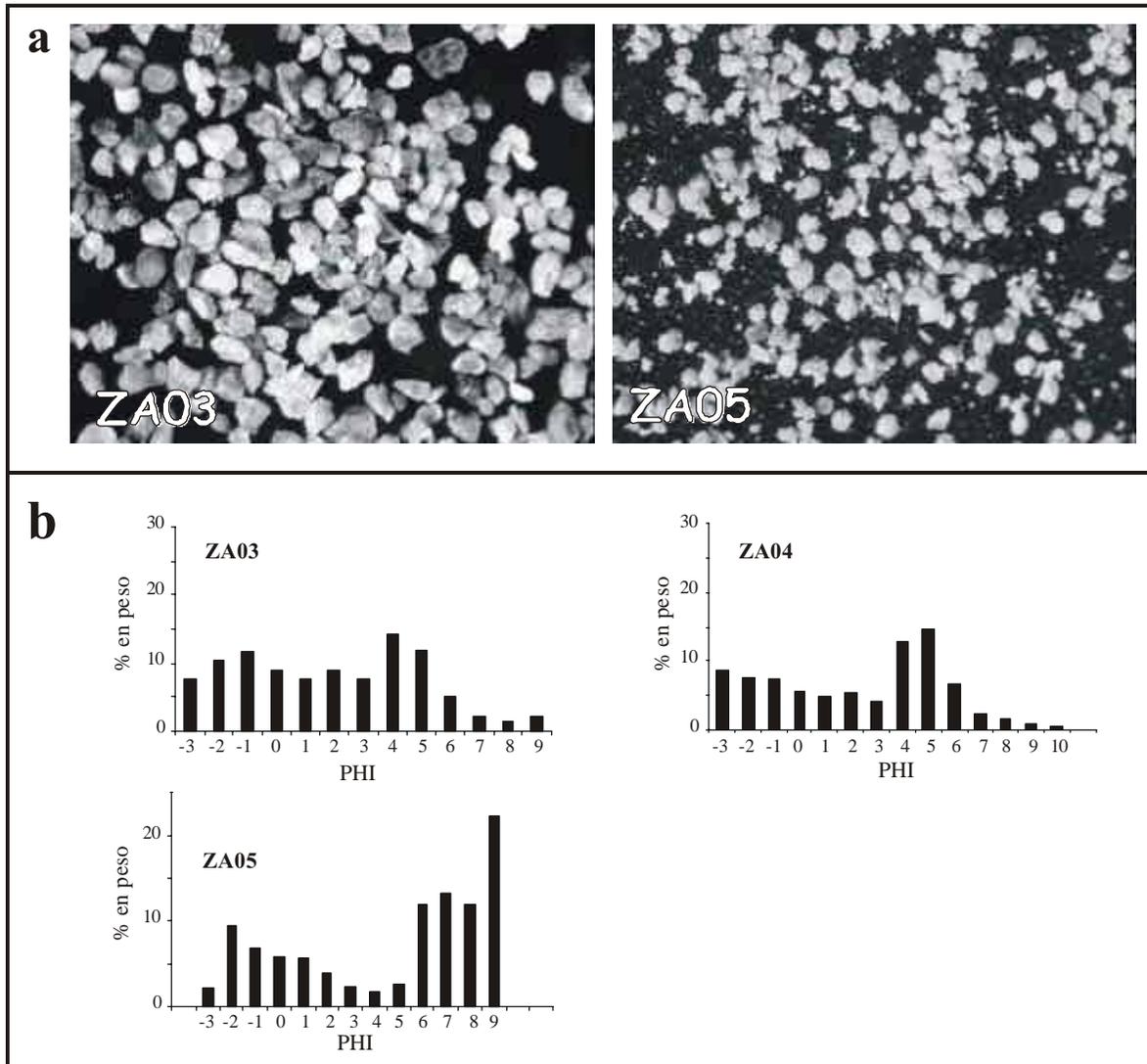


Figura 5. a) Fotografía de los componentes de las muestras ZA03 y ZA05 correspondientes al suelo desarrollado en las lutitas. El tamaño de las partículas varía entre 125 y 63µm. b) Histogramas granulométricos de las muestras ZA03, ZA04 y ZA05 correspondientes al suelo desarrollado en las lutitas.

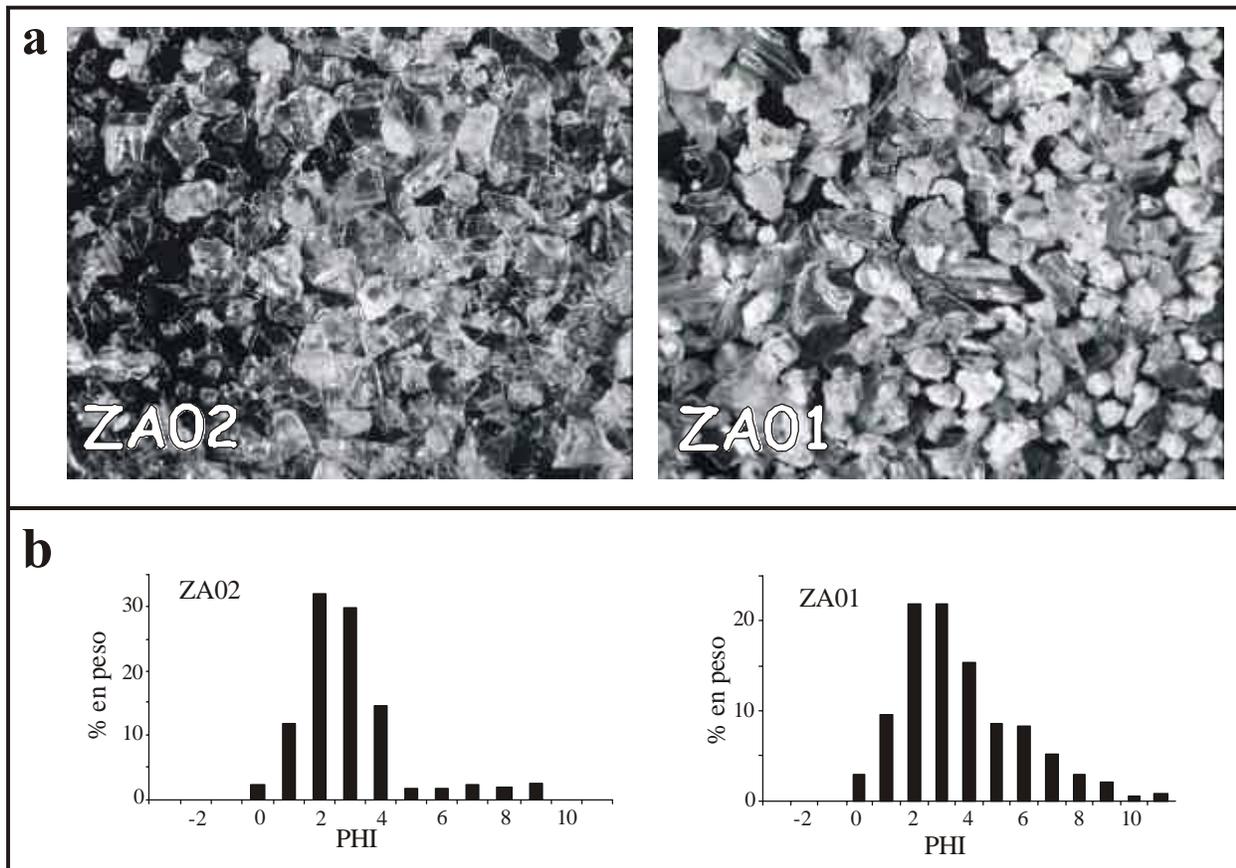


Figura 6. a) Fotografía de los componentes que constituyen el depósito de ceniza volcánica (ZA02) y el suelo volcánico (ZA01). El tamaño de las partículas varía entre 125 y 63  $\mu\text{m}$ . b) Histogramas granulométricos del suelo volcánico (ZA01) y del depósito de ceniza volcánica (ZA02).

inclinación de  $35^\circ$  a favor de la pendiente. El movimiento removió también el depósito piroclástico parcialmente soldado que aquí sobreyace a las lutitas y tiene un espesor de aproximadamente 7 m. El material deslizado se transformó rápidamente en un flujo de escombros constituido casi exclusivamente por fragmentos de lutitas, mientras que el depósito volcánico, debido a su parcial grado de soldamiento, se fragmentó en bloques de hasta 5 m de diámetro que fueron transportados por el flujo mismo en su superficie (Figura 8). El escarpe dejado por el movimiento tiene una extensión aproximada de 50 m con una orientación E-W y el flujo de escombros alcanzó una distancia máxima de 400 m para confluír en un cauce secundario que llega hasta el Río Zempoala. El volumen de material removido es de aproximadamente  $7,000 \text{ m}^3$ .

Observando el flujo de escombros se pueden distinguir por lo menos tres unidades distintas (Figuras 9 y 10). La unidad inferior tiene un espesor máximo de 2 m, y presenta en la superficie los fragmentos métricos del depósito volcánico. A esta unidad basal siguen por lo menos otros dos depósitos de flujo de escombros de espesor máximo de 80 cm. En todas las unidades, los

clastos muestran una fuerte iso-orientación debido a que las lutitas se han fragmentado a lo largo de los planos de clivaje (Figura 11). De acuerdo con los análisis sedimentológicos, la unidad basal es de granulometría mayor con un contenido en grava hasta del 70% (Figura 10). La



Figura 7. Panorámica del deslizamiento superficial originado en el suelo volcánico (tipo *soil-slide*). La línea punteada delimita el pequeño flujo de lodo originado a partir del deslizamiento.



Figura 8. Panorámica de la localidad El Salto, en donde se observa el flujo de escombros originado a partir de un deslizamiento de tipo rotacional en la lutitas de la formación Tamán. Los grandes bloques corresponden a fragmentos del flujo de ceniza parcialmente soldado.



Figura 9. Detalle del flujo de escombros originado por el deslizamiento de El Salto. En la fotografía se pueden apreciar las distintas unidades de flujo. La flecha negra indica el contacto entre la unidad basal y los dos horizontes superiores.

observación macroscópica del depósito y el análisis de componentes permiten afirmar que no hubo mezcla entre las lutitas y los fragmentos de origen volcánico.

En la misma ladera, hacia el oeste, han sido observadas otras cicatrices dejadas por distintos deslizamientos formados en las mismas lutitas, menos profundos y que han involucrado el paleosuelo no volcánico muy

arcilloso (ZA05). Este paleosuelo contiene arcilla en una proporción elevada (hasta el 22%), por lo que cae en la categoría de los suelos altamente susceptibles a removiliación (caracterizados por un contenido de arcilla entre el 8% y 35%, Ellen, 1988) y que originan flujos de escombros cohesivos que, por su elevada competencia y cohesión, se pueden desplazar sobre grandes distancias. Sin embargo, en estos casos citados no ha sido posible observar los depósitos asociados, probablemente removidos por las lluvias sucesivas.

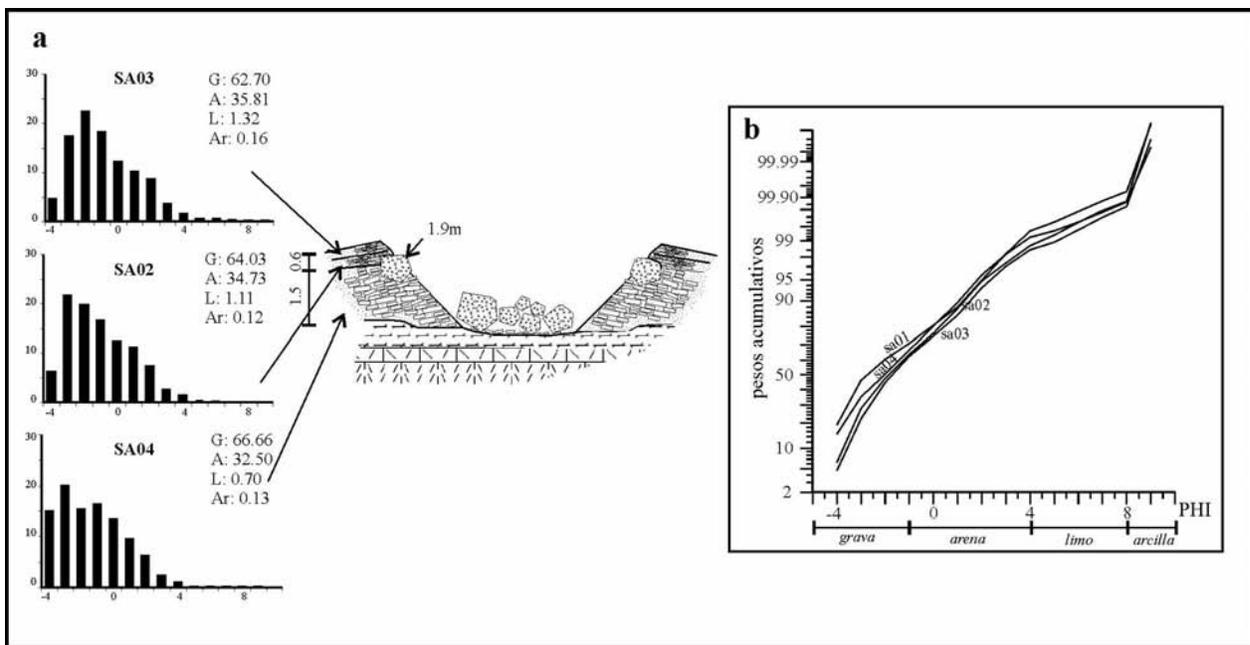


Figura 10. a) Histogramas granulométricos del depósito de flujo de escombros. b) Curvas de los pesos acumulativos de las muestras recolectadas en el depósito.



Figura 11. Detalle de una de las unidades del depósito de flujo de escombros en donde se puede apreciar la iso-orientación de los clastos.

## DISCUSIÓN

A partir de los casos analizados resulta evidente como las características del tipo de suelo y/o roca determinan el tipo de fenómeno de remoción en masa. En particular, el suelo volcánico, por su reducido espesor y bajo contenido en fracción arcillosa, da origen a flujos de lodo de limitado espesor y alcance, cuya localización, en correspondencia con lluvia abundante como en octubre de 1999, depende casi exclusivamente de la pendiente de la ladera. En pendientes mayores a los  $30^\circ$  se ha podido observar la remoción superficial del suelo volcánico en las zonas cóncavas de las laderas (Figura 12a). El mismo movimiento no parece haber involucrado porciones del depósito de flujo de ceniza parcialmente soldado. Efectivamente, el depósito piroclástico, por su elevado contenido de material fino y su grado parcial de soldamiento, es poco permeable con respecto al suelo subyacente, y representa una discontinuidad hidráulica.

Durante la infiltración del agua superficial se forma un nivel freático a partir de esta discontinuidad que se extiende hacia arriba (Campbell, 1975). Este proceso promueve la saturación del suelo superficial y su sucesiva removilización cuando las presiones positivas del agua en los poros vencen la resistencia del material granular (en este caso el suelo volcánico) (Reid *et al.*, 1988; Terlien, 1997). Este tipo de fenómeno ha sido estudiado en distintas zonas volcánicas, y normalmente es responsable de la remoción de volúmenes variables de material, que en la mayoría de los casos son menores a diez mil metros cúbicos (Yokota and Iwamatsu, 1999; Capra y Lugo-Hubp, 2003; Chigira, en prensa).

Por el contrario, las lutitas plegadas que constituyen la elevación montañosa representan una zona de debilidad estructural. Según la clasificación propuesta por Hoek *et al.* (1998), en donde se define el índice de calidad geomecánica para macizos rocosos, las lutitas de la formación Tamán podrían corresponder con la categoría de rocas “muy foliadas” – macizo rocoso plegado, altamente fracturado, constituido únicamente por rocas muy foliadas – que corresponde a un intervalo del GSI (*Geological Strength Index*) entre 5 y 30 (Figura 13). Según los mismo autores, para un GSI entre 30 y 5, la roca está caracterizada por un ángulo de fricción entre  $25^\circ$  y  $3^\circ$  y una cohesión entre 0.55 y 0.05 MPa. Estos valores corresponden a un macizo rocoso con características geomecánicas muy pobres. El fallamiento gravitacional en este caso ocurre a lo largo de una superficie de movimiento de muy baja calidad y normalmente corresponde a una de las superficies del clivaje mismo (Hoek *et al.*, 1998). En la localidad de El Salto, así como en toda la ladera sur del poblado, se observa que los horizontes deformados buzan a favor de la pendiente favoreciendo el movimiento gravitacional. Además, el elevado grado de fracturamiento permite la infiltración del agua y, al aumentar la saturación de la masa, se forman presiones positivas en las fracturas, las cuales pueden

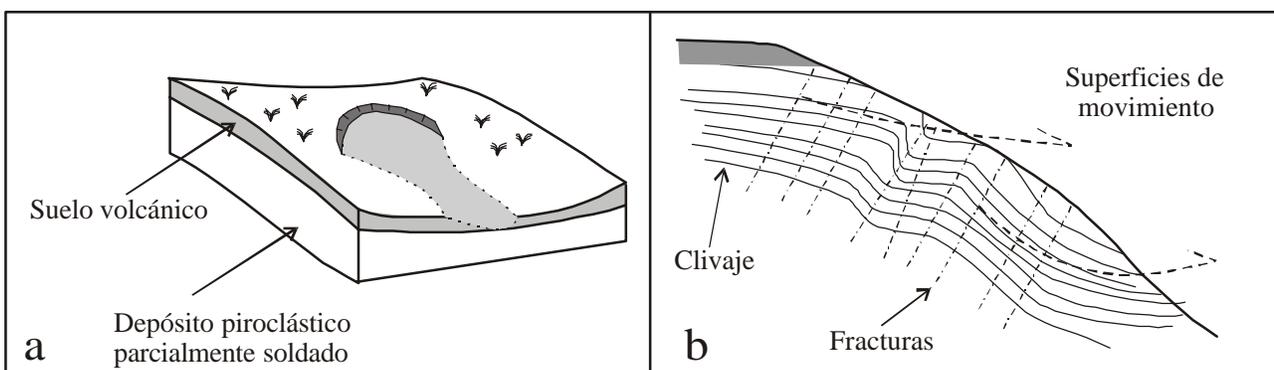


Figura 12. Bosquejo de los dos tipos de fenómenos de remoción en masa observados en el área de estudio. a) *Soil-slide* o deslizamiento superficial de suelo volcánico sobre un depósito piroclástico parcialmente soldado. b) Deslizamiento rotacional, relación entre el buzamiento de las capas deformadas de lutitas y la geometría del relieve. Las flechas punteadas indican las posibles superficies de movimiento y corresponden a los planos de clivaje.

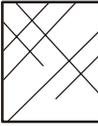
INDICE DE RESISTENCIA GEOLOGICA (GSI)	Condición de la superficie				
	Disminución en calidad de superficie 				
	Muy buena	Buena	Moderada	Escasa	Muy escasa
 <p>INTACTA O MASIVA - macizo rocoso con pocas discontinuidades, carente de planos de deformación.</p>	80 70				
 <p>POCO FOLIADA - macizo rocoso parcialmente fracturado con hasta tres sistemas de discontinuidades. Puede contener intercalaciones de rocas foliadas.</p>		60 50			
 <p>MODERADAMENTE FOLIADA - macizo rocoso fracturado constituido por intercalaciones de rocas foliadas y no foliadas en proporciones semejantes.</p>			40 30		
 <p>BRECHADA - macizo rocoso muy alterado tectónicamente con aspecto brechoide.</p>				20 10	
 <p>MUY FOLIADA - macizo rocoso plegado, altamente fracturado, constituido únicamente por rocas muy foliada.</p>	N/A	N/A			5

Figura 13. Clasificación de un macizo rocoso con base en el Índice de Resistencia Geológica (GSI), modificada de Hoek *et al.* (1998). Las lutitas estudiadas en este trabajo pertenecen a la categoría de muy foliada, con un GSI entre 30 y 5, y con una superficie de movimiento muy escasa.

llegar a desestabilizar la ladera y desencadenar el deslizamiento (Iverson *et al.*, 1997), como ocurrió durante el evento de 1999. En el deslizamiento de El Salto no se ha observado una clara superficie de movimiento y el desprendimiento ocurrió probablemente a lo largo de uno de los planos de clivaje. En la Figura 12b se muestra un esquema de la relación entre la geometría de las capas de las lutitas y la forma del relieve. Es evidente como el distinto grado de plegamiento de las capas puede favorecer o contrastar el posible movimiento de la masa rocosa.

Con base en las evidencias actuales, es posible afirmar que la susceptibilidad al movimiento en la ladera que delimita hacia el sur el poblado de Zapotitlán de Méndez se debe en primer lugar a la debilidad estructural de las lutitas, y la posibilidad de que en el deslizamiento ocurra la removilización del paleosuelo arcilloso aumentaría la posibilidad de transformación en flujo

de escombros con elevada movilidad. El deslizamiento que originó el flujo de escombros en la localidad de El Salto no involucró el paleosuelo arcilloso, ya que en este punto el depósito piroclástico cubre directamente a las lutitas. Sin embargo, el flujo tuvo movilidad suficiente para llegar hasta el Río Zempoala y para transportar bloques de hasta 5 m de diámetro. En este caso, la elevada movilidad se debió a la particular morfología planar de los clastos que ha favorecido un movimiento de traslación (Figura 11).

**CONCLUSIONES**

En el pueblo de Zapotitlán de Méndez, en la zona afectada por deslizamientos, han sido reconocidos dos tipos de movimiento: 1) deslizamientos superficiales en

suelos volcánicos con la formación de pequeños flujos de lodo, y 2) deslizamientos profundos originados en la unidad litológica de las lutitas plegadas. Con base en la descripción anterior, se puede afirmar que las lutitas son las rocas más susceptibles al deslizamiento y a la formación de flujos de escombros voluminosos y de gran alcance. Este tipo de inestabilidad es principalmente de origen geológico, debido a la profundidad de la superficie de movimiento y a que la inestabilidad de la ladera se debe a la debilidad del macizo rocoso por sus muy pobres propiedades geomecánicas.

Una primera determinación del grado de susceptibilidad se puede entonces obtener a partir de la relación entre la dirección del buzamiento de las capas de rocas deformadas y la geometría de la ladera. Con base en esta zonificación, en caso de una posible emergencia, se podría proponer la reubicación de algunas de las viviendas durante etapas de lluvia excepcional. Efectivamente, las obras hidráulicas que se han hecho en Zapotitlán resultan deficientes debido a la incorrecta dimensión del drenaje artificial que resultó obstruido por escombros después de una primera lluvia importante. En los últimos 50 años, a raíz de los numerosos deslizamientos que han afectado al pueblo, la población ha crecido a lo largo y en dirección opuesta al río, hacia el piedemonte de la elevación que circunda por el sur. Además, la terraza aluvial baja no estaba habitada hasta mediados del 2000, y en 2001 ya se habían construidos aquí casas para damnificados del suceso de octubre de 1999. Esta localidad sólo se puede inundar con lluvias excepcionales como las que han ocurrido en periodos de recurrencia de 25 a 45 años. Por otro lado, la ladera opuesta a la población es más alta, de 600–700 metros, escarpada, con las condiciones favorables de litología, relieve y estructura geológica para que se sigan produciendo fenómenos de remoción en masa. Por esto, no es conveniente que la población crezca en esta dirección.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto de Geografía, UNAM. Los autores quieren expresar su agradecimiento para el apoyo logístico dado por Protección Civil del Estado de Puebla, en particular al Prof. Guillermo Melgarejo-Palafox. Los análisis difractométricos de las arcillas fueron realizados en los laboratorios del Instituto de Geología por el Ing. Rufino Lozano. Un agradecimiento especial al Dr. José Juan Zamorano, Raúl Alvarado, Raúl Gutiérrez y Milagros Campos por el apoyo proporcionado durante el trabajo de campo. Los autores agradecen al Dr. R. Castañeda y a la Dra. D. Carreón por sus invaluable sugerencias.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Campbell, R.H., 1975, Soil slip, debris flows and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California: U.S. Geological Survey, Professional Paper, 851, 51.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J., 2003, Mass movements in tropical volcanic terrains: the studied case of Teziutlán (México): *Engineering Geology*, 69 (3-4), 359 - 379.
- Carrillo, B.J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XVII, 73-96.
- Chigira, M., in press, Geologic factors contributing to landslide generation in a pyroclastic area: August 1998 Nishigo Village, Japan: *Geomorphology*.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, *in* Turner, A.K., Schuster, R.L. (eds.), *Landslides; investigation and mitigation*: Washington, D.C., U.S. National Research Council, Transportation Research Board, Special Report, 247, 36-75.
- Ellen, S.D., 1988, Description and mechanics of soil slip/debris flows in the storm: U.S. Geological Survey, Professional Paper, 1434, 63-111.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1984, Eruption rates and compositional trends at Los Hornos volcanic center, Puebla, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10), 8511-8524.
- Hoek, E., Marinos, P., Benissi, M., 1998, Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Schist Formation: *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57 (2), 151-160.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1984, Veracruz, E14-B49, escala 1:250,000: México, Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, Carta Geológica, 1 mapa.
- Iverson, R.M., Reid, M.E., LaHusen, R.G., 1997, Debris-flow mobilization from landslides: *Annual Review in Earth and Planetary Sciences*, 25, 85-138.
- Lugo-Hubp, J., Vázquez-Conde, M.T., Melgarejo-Palafox, G., García-Jimenez, F., Matías-Ramírez, G., 2001, Procesos gravitacionales en las montañas de Puebla: *Ciencia y desarrollo*, 27 (157), 24-33.
- Reid, M.E., Nielsen, E., Dreiss, S.J., 1988, Hydrological factors triggering a shallow hillslope failure: *Bulletin of the Association of Engineering Geology*, 25, 349-361.
- Terlien, M.T.J., 1997, Hydrological landslide triggering in ash-covered slopes of Manizales (Colombia): *Geomorphology*, 20, 165-175.
- Vázquez-Conde, M.T., Lugo-Hubp, J., Matías, L.G., 2001, Heavy rainfall effects in Mexico during early October 1999, *in* Grunfest, E., Handmer, J. (eds.), *Coping with Flash Floods: Netherlands*, Kluwer Academic Press, 289-299.
- Yokota, S., Iwamatsu, A., 1999, Weathering distribution in a steep slope of soft pyroclastic rocks as an indicator of slope instability: *Engineering Geology*, 55, 57-68.

Manuscrito recibido: Octubre 20, 2002

Manuscrito revisado recibido: Enero 23, 2003

Manuscrito aceptado: Abril 21, 2003