

IV Reunión de Geomorfología
Grandal d'Anglade, A. y Pagés Valcarlos, J., Eds.
1996, Sociedad Española de Geomorfología
O Castro (A Coruña)

ANÁLISIS DE UN FLUJO DE DEPÓSITOS (DEBRIS FLOW) EN LA LADERA NORTE DEL PICO DE ORIZABA (MÉXICO)

Parrilla, G.¹ y Zamorano, J. J.²

¹ Departamento de A.G.R. y Geografía Física, Universidad Complutense, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid

² Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México (U.N.A.M), Ciudad Universitaria, D.F., México

RESUMEN

Los flujos o coladas de depósitos (debris flows) son deslizamientos homogéneos de enormes masas de sedimentos originados como consecuencia de una sobresaturación de agua, pasando a transformarse en una segunda fase en un flujo turbulento, donde toda la masa transportada se mezcla, hasta alcanzar su estado de reposo debido a la pérdida de pendiente, de manera que va a constituir muros laterales (levées) y lóbulos finales (INNES, 1983; JOHNSON y RODINE, 1984).

En áreas volcánicas, estos procesos inciden de manera especial en la estabilidad y evolución geomorfológica de las laderas. El lento crecimiento de la vegetación, prácticamente nulo, hace de éstas, áreas inestables con efectos morfológicos de gran magnitud (movimientos en masa).

Palabras clave: Flujo de depósitos, Pico de Orizaba, Laderas

ABSTRACT

The volcanic areas are influenced by significant slope processes. This study analyzes a debris flow process on the northern slope of Pico de Orizaba volcano (Mexico). The rapid retreat of the glaciers in this volcano during the past century and the absence of a land cover are suitable conditions to start debris flow processes. The conclusions indicate the importance of the glacial and periglacial activity in this geomorphologic event, the same as in the landform evolution and its activity in relation to climatic change.

Key words: Debris Flow, Pico de Orizaba, Slopes

INTRODUCCIÓN

Los procesos de ladera en Alta Montaña y de forma específica los debris flows es un tema poco estudiado en México. El presente trabajo analiza un flujo de depósitos (debris flow) en el volcán Pico de Orizaba, situado en el sector NW del Cinturón Neovolcánico Mexicano.

Los efectos morfológicos originados como consecuencia de estos eventos

son estudiados de cara a una posible prevención de riesgos y crisis climáticas.

ÁREA DE ESTUDIO

El Pico de Orizaba (5.700m) o también conocido como Citlaltépetl, se localiza en el borde oriental del Cinturón Neovolcánico Mexicano, 19º 01' N y 97º 16' W, a unos 100km aproximadamente de la costa del Golfo de México(fig.1).

Se trata de un estratovolcán constituido por lavas de andesitas y dacitas (SIEBE, ABRAMS, SHERIDAM,1993). Se edificó a partir de tres episodios volcánicos sobre un basamento rocoso de calizas cretácicas y esquistos afectado por fallas de carácter distensivo. Algunos autores, (CARRASCO-NUÑEZ, VALLANCE y ROSE, 1993) reconocieron la existencia de restos de un estratovolcán mas antiguo sobre el que se construyó el cono actual. Por estas razones, el volcán presenta una clara asimetría alcanzándose las mayores alturas en su sector oriental (4.000m-4.500m), mientras que en el occidental no se superan los 3.000m.

Actualmente, sólo el lado norte del área de cumbres aparece cubierto por hielo glaciar, pero en el Pleistoceno reciente, los glaciares se extendían en todas las direcciones desde la cumbre, llegando a formar lenguas de hasta 9km de longitud en su cara norte. El último avance Holoceno de los hielos originó una serie de depósitos morrénicos entre los 4000m y 4800m (HEINE 1979a, 1983, 1988), en los que se desarrollan diversos procesos de laderas, uno de los cuales será el presente objeto de estudio. De este modo, dichos procesos geomorfológicos originados y desarrollados sobre el volcán, están directamente relacionados con ese avance del hielo, así como con las características de los materiales volcánicos subyacentes al glaciar. Por otro lado, las condiciones estructurales- laderas pronunciadas, capas de material volcánico permeable, formación de escalones estructurales donde la nieve se acumula...- también favorecen los movimientos en masa.

MATERIAL Y MÉTODOS

Esta comunicación analiza la dinámica de un tipo de movimiento en masa (debris flow) desarrollado sobre una de las laderas del Pico de Orizaba. La metodología de análisis es similar a la empleada en trabajos anteriores (PARRILLA y PALACIOS, 1995) en ámbitos climáticos diferentes (S^a de Gredos-Sistema Central Español). El estudio de la fotografía aérea, bibliografía existente de la zona, exhaustivo trabajo de campo, realización de una cartografía geomorfológica del debris flow en la que se muestran cortes de varias secciones en detalle, análisis sedimentológicos, y recogida de datos para su posterior elaboración, son algunas de las pautas seguidas en mi investigación.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

El origen de este flujo de depósitos se ubica en la ladera norte del volcán, y se encaja en otro, más antiguo, que aparece en el contacto entre la morrena frontal de la Pequeña Edad del Hielo y la rampa morrénica proglacial (fig.2).

Las morrenas frontales, localizadas a 4.350m, son el punto de origen de los debris flows estudiados. Su área interna, presenta forma cóncava, e incluye una pequeña cuenca que ha ido profundizándose debido a la acción de un intenso proceso de acaravamiento. Sin embargo, la parte externa de estas morrenas, consiste en una extensa rampa que se extiende hasta los 4.100m. Esta rampa originada por el empuje glacial, junto con la acción de las aguas proglaciares, va a ser el punto de origen de los debris flows, tanto en su parte superior como media, a los que han seguido una no menos importante acción erosiva de acaravamiento que continúa en nuestros días. La cresta de dicha morrena queda a unos 4.395m. aproximadamente, marcando el punto más bajo hasta el que consiguieron llegar los glaciares del Pico de Orizaba durante la Pequeña Edad del Hielo (VÁZQUEZ-SELEM y PALACIOS, 1995).

La zona de arranque del debris flow se sitúa a 4.230m y desciende desde la morrena frontal hacia el Valle de Jamapa terminando a unos 4.100m donde aparecen parte de los depósitos finales del debris flow.

El trazado que presenta el flujo de depósitos en su conjunto es rectilíneo, formado por sus tres elementos característicos: cuenca, canal y lóbulo o depósito final (KELLERHALLS y CHURCH, 1990).

La cuenca, muy inestable, da paso a la formación de un canal a 4.220m de unos 12m de anchura y 5m de profundidad que se prolonga de forma bastante regular hasta los 4.100m. A lo largo de todo el recorrido del canal y a ambos lados de éste, aparecen los depósitos laterales. Es interesante destacar como al mismo tiempo que se construyen éstos depósitos laterales, parte de su masa es expulsada fuera de los márgenes del canal, a mayor distancia, apareciendo depósitos laterales de menor tamaño y de forma discontinua en la margen derecha del debris flow, concretamente en la base de los conos de gravedad que aquí existen.

La causa del inicio del debris flow se encuentra en la importancia que presentan los ciclos de congelación-deshielo en el área del Pico de Orizaba por encima de los 4.000m. Las intensas precipitaciones que caen en las áreas mas elevadas de la zona (entre 5.000m y 4.600m) en forma de nieve, y que ven facilitada su acumulación gracias a la morfología de las paredes rocosas (existencia de escalones) son uno de los factores desencadenantes de estos flujos. El motivo se explica durante la época de deshielo (Mayo-Octubre). La base de la pared se encuentra empapada en agua por el continuo aporte que le suministran los neveros, un aporte sobre material volcánico permeable que facilita su saturación con el consiguiente riesgo de desplazamiento de enormes masas de depósitos.

LA CABECERA DEL DEBRIS FLOW

Aparece excavada unos 4.50m sobre material morrénico con una anchura que oscila entre los 15 y 20m. A ambos lados de la cuenca se pueden observar depósitos laterales pertenecientes a un debris flow mas antiguo. Estos depósitos fueron abandonados por el flujo debido al rozamiento de la masa transportada con las paredes y el fondo del canal. Su altura varía de un depósito a otro, siendo el de la margen derecha de unos 30cm y 12cm el izquierdo, pero ambos presentan un predominio de bloques con ausencia de material fino.

La morfología que presenta esta cabecera o zona de arranque es circular. El fondo aparece cubierto con material fino, pero también con clastos de mayor tamaño procedentes probablemente del debris flow mas antiguo. La fuerte inestabilidad que presenta este sector se observa en la aparición de deslizamientos posteriores en los márgenes de la cuenca, así como en la ausencia de un recubrimiento liquénico en los clastos. La pendiente media en este sector es de 35°. Los caracteres sedimentológicos muestran como en la granulometría de los clastos aparece un claro predominio de los mayores de 2cm, bastante lógico si pensamos que se trata de un área de arranque de material (fig.3 y fig.4: corte A-A*). La angulosidad es muy acusada mostrando así el intenso proceso de fracturación que sufren los materiales durante estas primeras fases del proceso (TAKAHASHI, 1980). El análisis de los cinco bloques mayores es significativo para el estudio de las características del flujo una vez que este cesa y abandona los bloques. De este modo se mide su pendiente, ejes de simetría y el ángulo que forman con respecto al sentido del flujo. Así, la disposición del eje mayor alterna, como normalmente suele ocurrir en las primeras fases de desarrollo del proceso, entre perpendicular y paralelo al flujo, inclinándose de manera mas clara por el primero, lo que nos está indicando la existencia de un flujo turbulento. La pendiente media de los clastos oscila entre 45-60° y su orientación mayoritaria entre 15-40°.

EL CANAL DEL DEBRIS FLOW

Comienza a los 4.220m con un trazado practicamente rectilineo. Su longitud total es de unos 100m oscilando su anchura entre los 8-9m y su profundidad entre los 5-6m.

La pendiente media variará entre los 25-30°. Esto, unido a la aparición de depósitos laterales bien delimitados a lo largo del canal, nos indica la pérdida de potencia del flujo respecto a la zona de cabecera. Es en el canal donde comienzan a tener importancia los procesos de sedimentación (ZIMMERMAN y HAEBERLY, 1989). Por encima de éstos depósitos laterales, se siguen observando otros dos del debris flow más antiguo y que ya se apreciaban a lo largo de la zona de cabecera.

En el primer tramo del canal, los depósitos laterales con aproximadamente la misma altura (1m) presentan sin embargo algunas pequeñas variaciones en su sedimentología, apareciendo una mayor proporción de material fino en el izquierdo, lo que a su vez puede permitir un transporte de los clastos de mayor tamaño (COSTA, 1984). Los ejes de simetría de los bloques mayores de los dos depósitos laterales siguen mostrando una cierta tendencia a mantenerse perpendiculares al flujo, para posteriormente colocarse

de forma paralela, lo que ya indicaría un paso hacia un flujo de tipo laminar (INNES, 1983). En la margen derecha del canal aparecen pequeños deslizamientos. La orientación mayoritaria de los clastos se sitúa ahora entre 45-60° y su pendiente 30-45°(fig.3 y fig.4:corte B-B*).

En cuanto al segundo tramo, el canal se estrecha dando lugar a una acumulación de bloques en su centro de unos 2-3m. La altura de los depósitos laterales es ahora algo menor que en la sección anterior (40-50cm) y varía de uno respecto al otro, indicando que la velocidad del flujo es ahora mucho mayor (OWEN, 1991). Junto con los bloques de mayor tamaño del centro del canal aparecen finos cada vez con mayor grado de humedad, lo que origina en su base fenómenos de socavación a causa de la sobresaturación de agua. La granulometría de los clastos es muy variada, aunque existe un predominio de los mayores de 50cm en el levee izquierdo y de finos, mientras que en el derecho predominan los tamaños de 10-25cm (fig.3 y fig.4:corte C-C*). Es ahora cuando se muestra una clara tendencia hacia el flujo laminar, donde ya el debris flow actúa como una masa viscosa que va perdiendo velocidad y en la que todos sus componentes se encuentran mezclados. La orientación mayoritaria de los clastos 30-45° y la pendiente 15-30°.

LÓBULO FINAL

El debris flow deposita su lóbulo a una altitud de 4.100m con una longitud total de 17m y una anchura de 12m. La proporción de bloques mayores se encuentra en su frente, como consecuencia del movimiento ascendente de las partículas de mayor tamaño(fig.3 y fig.4:corte D-D*), para posteriormente ser empujadas hacia ese frente debido a las altas velocidades del flujo cerca de la superficie (JOHNSON y RODINE, 1984). Estos bloques pueden incluso ser empujados hacia los lados, pasando a formar parte de los depósitos laterales, mientras que los materiales más finos aparecen en el centro del lóbulo donde ya es visible una corriente de agua. Esto demuestra, como se ha visto en otros ámbitos de estudio de éstos mismos procesos; N. Suecia, Sistema Central español, que los debris flows sirven para que los cursos de agua subsuperficial pasen a formar parte de la red hidrográfica subaérea (PARRILLA y PALACIOS, 1995). La orientación mayoritaria de los clastos en este depósito final oscila entre los 15° del frente y 5° del centro, mientras que la pendiente 30° para el frente y 15° para el centro. La pendiente media del sector es de 22°.

CONCLUSIONES

A la espera de los análisis sedimentológicos, se pretende hacer un estudio comparativo de este proceso en otros volcanes de este mismo cinturón mexicano, cuyos resultados se expondrán en posteriores trabajos. Así mismo, la toma de temperaturas a lo largo de diferentes puntos del recorrido del debris flow, una vez interpretadas, serán expuestas en estos trabajos indicando la importancia en esta zona de los procesos glaciares y periglaciares y su relación con los posibles cambios climáticos que han ocurrido.

A pesar de ser un fenómeno poco estudiado en México, se ha podido observar que las coladas de depósitos en estas áreas volcánicas presentan una dinámica similar a las originadas en otros ámbitos ya estudiados. De este

modo, la morfología típica se presenta de nuevo en forma de canal, depósitos laterales y lóbulos, en el frente de las coladas, una vez que el flujo cesa.

Como se ha venido describiendo a lo largo de la comunicación, en este caso concreto la morfología es muy simple, ya que el flujo se proyecta ladera abajo a través de un canal de carácter bastante uniforme hasta terminar en un único lóbulo. El hecho de que no exista una cubierta vegetal importante es uno de los factores que favorecen precisamente sus características morfológicas. De este modo, el flujo, no encontrará ningún tipo de obstáculo que suponga un freno a la masa transportada ni a la velocidad a la que será desplazada, excepto en los márgenes del canal, donde al existir una mayor fuerza de rozamiento, parte de esta masa será depositada en forma de muros laterales.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer la colaboración prestada por el personal docente del Instituto de Geografía, de la Universidad Nacional Autónoma de México, durante el trabajo de campo llevado a cabo el pasado mes de Octubre de 1995. Así mismo, quisiera agradecer al Dr. Palacios Estremera y al Dr. Muñoz Jiménez la corrección y revisión crítica del texto.

BIBLIOGRAFÍA

- BULL, W.B.; KING, J.; KONG, F.; MOUTOUX, T. & PHILLIPS, W.M.(1994). "Lichen Dating of Coseismic Landslide Hazards in Alpine Mountains". *Geomorphology*, 10, pp.253-264
- CARRASCO-NUÑEZ, G.; VALLANCE, J.W. & ROSE, W.I. (1993). "A Voluminous Avalanche Induced Lahar from Citlaltepétl Volcano, México: Implications for Hazard Assessment". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, pp.35-46
- INNES, J.L. (1983). "Debris Flow". *Progress in Physical Geography*, 7, pp.469-501
- Johnson, A.M. & Rodine, J.R. (1984). Debris Flow. En: Brunson, D & Prior, D.B.: Slope Instability. John Wiley & Sons Ltd, pp.257-360
- KELLERHALLS, R. & CHURCH, M. (1990). Hazard Management on Fans, With Examples from British Columbia. En: Rachocki, A.H & Church, M.: Alluvial Fans: A field Approach. John Wiley & Sons Ltd, pp.335-353
- OWEN, L.A. (1991). "Mass movement Deposits in The Karakoram Mountains: Their Sedimentary Characteristics, Recognition and Role in Karakoram Landform Evolution". *Z. Geomorph. N.F.* 35(4), pp.401-424
- PARRILLA, G. y PALACIOS, D. (1995). "Debris flow y cambio climático en Gredos". En: Aleixandre, T y Pérez-González, A. (Edit.). *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario. Monografías, 3. Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC, Madrid*, pp.205-214
- ROBIN, C. & CANTAGREL, J.M. (1982). "Le Pico De Orizaba (Mexique): Structure et Evolution d'un Grand Volcan Andésitique Complexe". *Bulletin of Volcanology*, 45(4), pp.300-315
- SIEBE, C.; ABRAMS, M.; SHERIDAM, M.F. (1993). "Major Holocene Block and Ash Fan at The Western Slope of Ice Capped Pico de Orizaba Volcano, México: Implications for Future Hazards". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, pp.1-33
- TAKAHASHI, O. (1980). "Debris Flow on Prismatic Open Channel". *Journal Hydraul. Div. American Society of Civil Engineers*, 105, pp.381-396
- VÁZQUEZ-SELEM, L. y PALACIOS, D. (1995). "Geomorphic Effects of The Retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano, Mexico". En: Aleixandre, T y Pérez González, A. (Edit.). *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario. Monografías, 3. Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC, Madrid*, pp.197-204

ZIMMERMAN, M. & HAEBERLY, W.(1989). Climatic Change and Debris Flow Activity in High Mountain Areas. En: Rupke, J & Boer, M.M.: Landscape Ecological Impact of Climatic Change on Alpine Regions with Emphasis on The Alps. pp.52-66

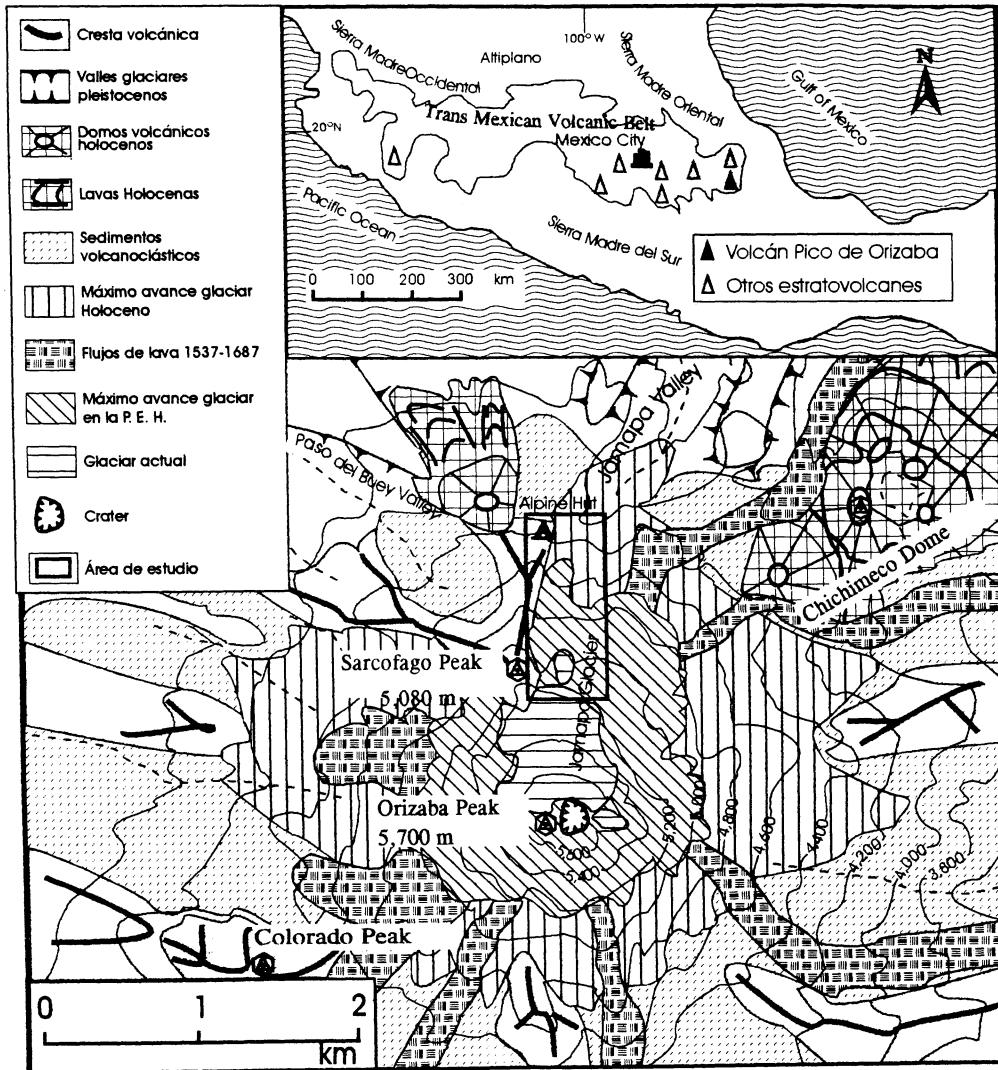
Pies de Figura

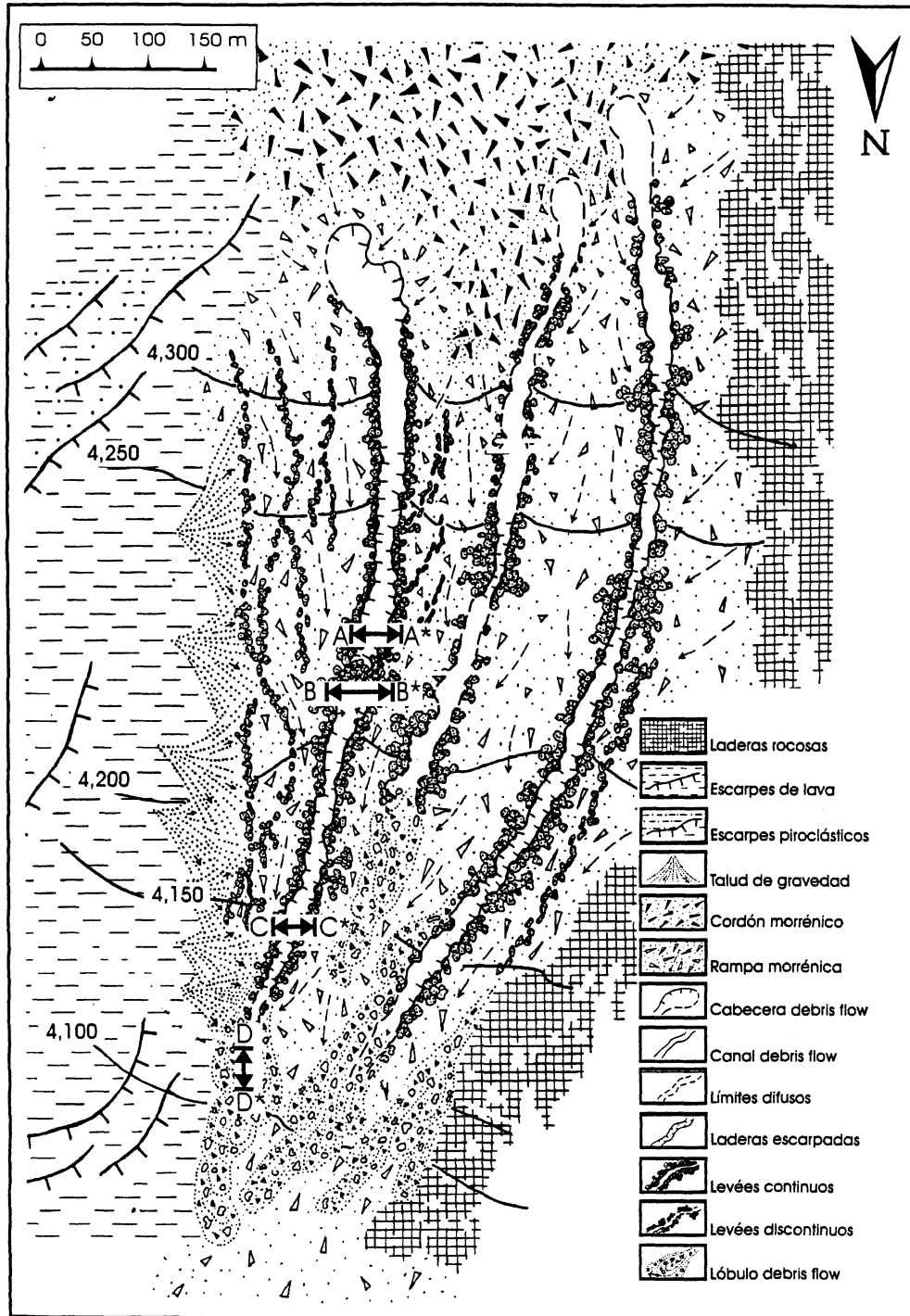
Fig.1. Localización geográfica y esquema geomorfológico del área de estudio (Fuente: Vázquez-Selem y Palacios, 1995)

Fig.2. Mapa geomorfológico de los Debris Flows de la cara norte del Pico de Orizaba

Fig.3. Perfil de localización de los cortes

Fig.4. Cortes transversales Debris Flow





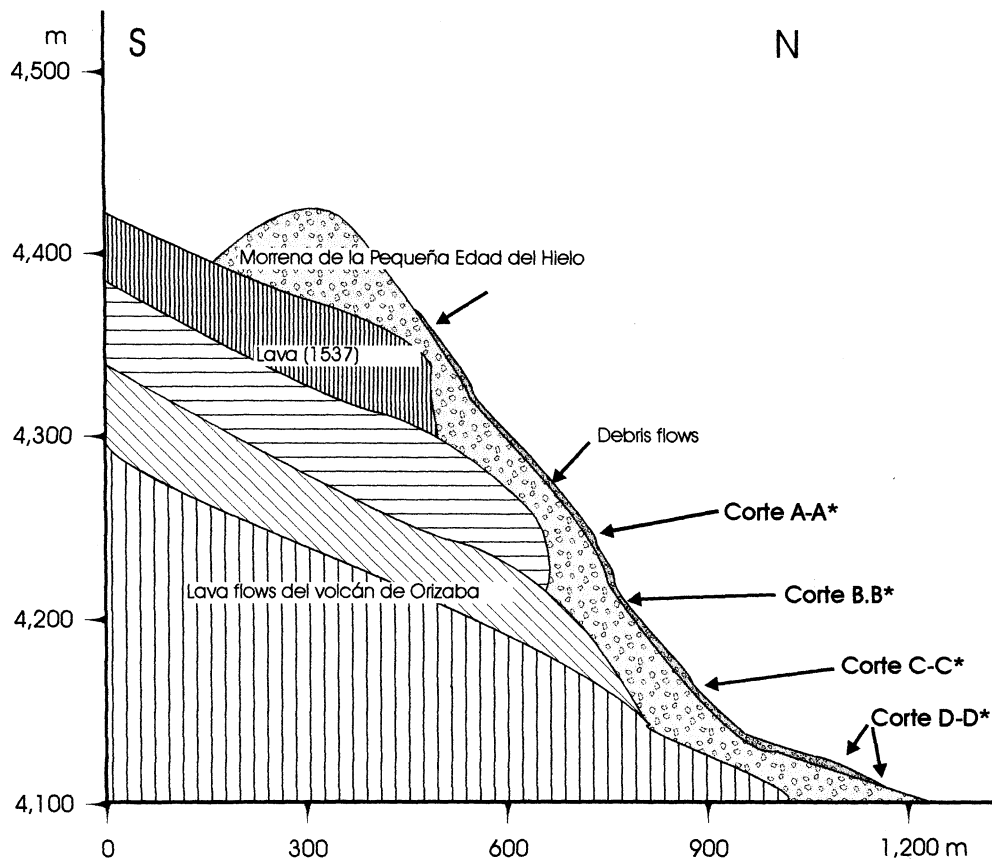


Fig.3. Perfil de localización de los cortes

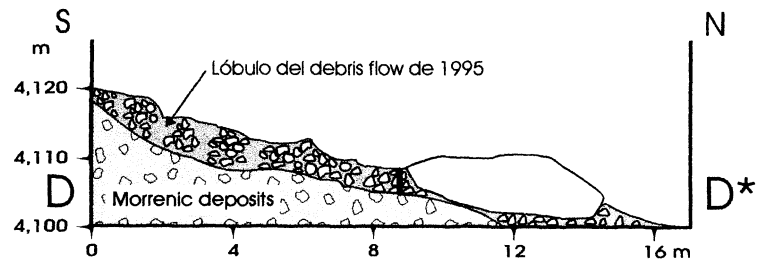
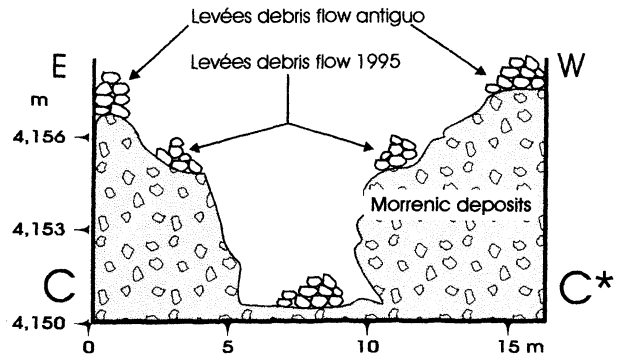
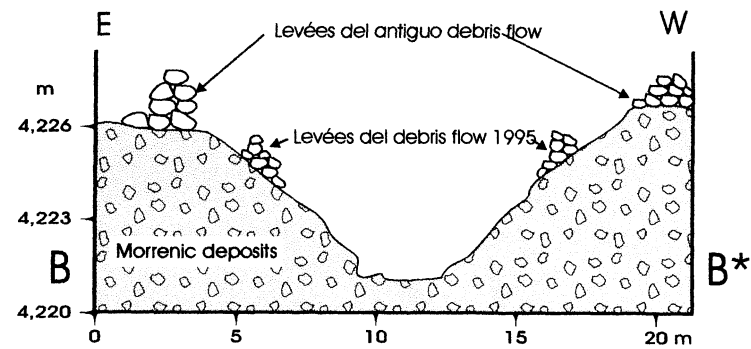
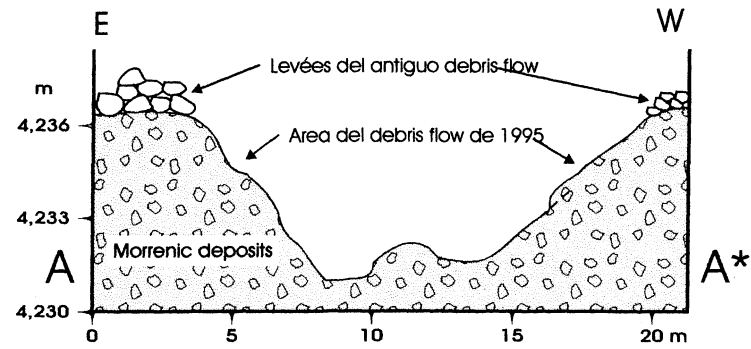


Fig. 4. Cortes transversales debris flow 1995