

Estudio geomorfológico del complejo volcánico de Colima

J. Lugo Hubp¹, A.L. Martín del Pozzo² y L. Vázquez Selem¹

¹Instituto de Geografía, UNAM, México.

²Instituto de Geofísica, UNAM, México.

Recibido: 20 de enero, 1992; aceptado: 10 de diciembre, 1992.

RESUMEN

La morfología del Volcán de Colima, analizada en conjunto con los tipos de rocas que lo constituyen, permite explicar las etapas eruptivas pasadas y define las áreas de riesgo futuro. La erosión dominante es de tipo fluvial y se manifiesta por una densa red de barrancos, cuyas cabeceras se presentan con una frecuencia de 5 a 15 por kilómetro cuadrado. Los barrancos se clasificaron en profundos (más de 60 m) y someros (menos de 60 m). Del análisis del relieve se infiere que el río Armería escurría por una ancha planicie aluvial antes de ser sepultado por avalanchas. El cono superior tiene una pendiente de 35 grados y muestra poca disección fluvial, debido a la juventud de los materiales que lo constituyen (erupciones de 1991, 1982, 1976, 1962, 1913, 1906, 1903, 1880...). El Nevado de Colima, en cambio, presenta una mayor disección y por lo menos dos calderas. La cresta de la caldera del Volcán de Colima consiste en un escarpe de lava que se eleva a los 3000 msnm, con forma semicircular en planta. Al sureste parecen distinguirse otros restos. Uno de los rasgos distintivos del relieve al sur del volcán son los mogotes (**hummocks**), que se distribuyen en dos áreas diferentes por su altura y desarrollo, al sureste y suroeste. Los domos de lava de la ladera sur (Los Hijos) son estructuras de 120 a 300 m de altura, con pendientes de 20-35 grados y disección débil. Este fenómeno es importante en el flanco sur del Volcán de Colima. Se considera que en el futuro los flujos piroclásticos pueden encauzarse principalmente al sur, a partir de los 3700 msnm y alcanzar por lo menos la zona donde la pendiente se suaviza a 1600 msnm. En el caso de la ruptura del cono, la distribución de una nueva avalancha sería mucho mayor.

PALABRAS CLAVE: Relieve, pendiente, barrancas, riesgo-peligrosidad.

ABSTRACT

The morphology of Colima Volcano, correlated with the different deposits, was used to distinguish the eruptive events and define hazardous areas. The dominating erosion type is fluvial which is observed in the dense gully network, 5-15/km². Gullies were divided into deep (>60 m) and shallow (<60 m) features. Paleorelief interpretation shows that the Armería River flowed down a wide alluvial plain before it was covered by avalanches. Colima's upper cone has a slope of over 35° and shows little fluvial erosion because its products are very young (1991, 1982, 1976, 1962, 1913, 1906, 1903, 1880 eruptions...). On the other hand, Nevado de Colima Volcano shows more fluvial erosion and at least two calderas. At 3000 m a semicircular lava crest marks the Colima caldera rim. There seem to be other caldera remnants to the southeast. Another distinctive feature is the hummocky topography which defines 2 separate regions (SE and SW) based on hummock size. Lava domes on Colima's southern flank (Hijos) vary from 120 to 300 m in height with slopes of 20 to 35° and weak dissection. This is an important process on Colima's southern flank. Future pyroclastic flows will travel mostly to the south and at 3700 m will follow the gullies till the slope angle decreases, around 1600 m. In the case of cone failure a new avalanche could travel much further.

KEY WORDS: Relief, slope, gullies, volcanic hazard.

INTRODUCCION

El complejo volcánico de Colima (Figura 1) está situado en la porción occidental del Cinturón Volcánico Mexicano y en él se distinguen dos estructuras principales. En el norte, el Nevado de Colima, con su cima a 4260 metros sobre el nivel del mar (msnm), un volcán que se formó en el Pleistoceno tardío. Al sur sobre el flanco del Nevado se localiza el Volcán de Fuego de Colima (19°30'44" N y 103°37'02" W). La altura del volcán varía de 3800 a 3960 m, debido a los constantes cambios del domo que tapa el cráter desde 1957. El Colima es considerado el volcán más activo del territorio mexicano. Su cono principal se originó en el Holoceno en el interior de una amplia caldera abierta hacia el sur. La última etapa eruptiva tuvo lugar en el transcurso de 1991, principalmente de febrero a abril, cuando un nuevo domo de lava penetró al domo antiguo que tapaba el cráter y se convirtió en un derrame de lava dirigido al suroeste. En tiempos históricos han sido numerosas sus erupciones ex-

plosivas y efusivas, mismas que constantemente modifican el relieve. Una reseña histórica fue realizada por Romero y Martín del Pozzo (1989a).

Las erupciones jóvenes del Volcán de Colima han renovado constantemente el relieve del mismo edificio y de la zona contigua, sepultando y destruyendo algunas formas y creando otras. La morfología del Volcán de Colima, analizada en conjunto con los tipos de rocas que lo constituyen, permite entender las etapas eruptivas del pasado que han dado origen a esta estructura. El relieve de los **hummocks** entre el SE y el SW coincide con el límite de dos depósitos de avalancha al sur de Colima. Asimismo, la morfología actual, en especial la pendiente, la disección y las elevaciones (barreras) permiten inferir los riesgos por diversos tipos de erupciones y el alcance de las mismas. Por ejemplo, flujos piroclásticos y derrames de lava. La pendiente actual del Volcán de Colima, de 35 grados hacia el sur, así como su inestabilidad por estar construido sobre el flanco del Nevado, dan las condiciones propicias para un colapso estructural.

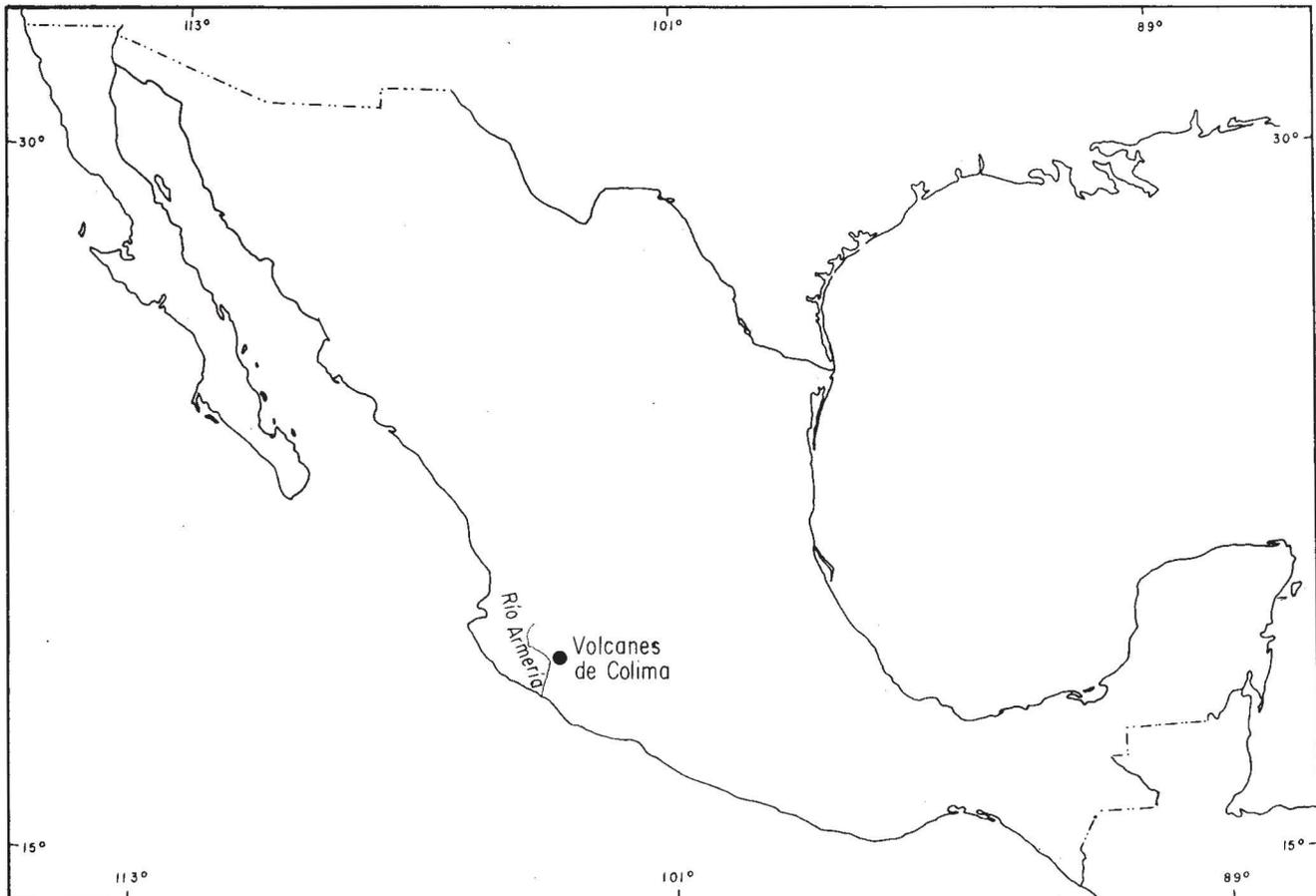


Fig. 1. Localización de los volcanes de Colima en la República Mexicana.

Entre las publicaciones más importantes sobre los volcánes de Colima, podemos mencionar las de Luhr y Carmichael (1980, 1981, 1982, 1990), quienes realizaron estudios petrológicos y geoquímicos y un mapa geológico. Luhr (1981) definió los ciclos de actividad del Volcán de Colima durante los últimos siglos. Martín del Pozzo *et al.* (1987) analizaron la distribución de los depósitos de flujos piroclásticos del mismo volcán. Robin *et al.* (1987) propusieron un esquema evolutivo para todo el complejo volcánico. Luhr y Prestegaard (1988) y Romero y Martín del Pozzo (1989b) analizaron la formación de la caldera del Volcán de Colima y los depósitos de avalancha asociados. Rodríguez Elizarrarás *et al.* (1991) describieron una erupción reciente de 1991.

En lo que se refiere al riesgo volcánico en México, con base en el relieve, Rodríguez-Elizarrarás (1991) elaboró mapas proponiendo zonas expuestas a procesos volcánicos específicos. Un estudio fue hecho en el volcán Popocatepetl por Boudal y Robin (1989).

Este tema de la cartografía del riesgo volcánico ha cobrado importancia en los últimos años, de lo que se ha

ocupado H. Verstappen: en 1982 en un libro sobre geomorfología aplicada (p. 417-423) y posteriormente en estudios concretos de volcanes activos (1988, 1992). Un mapa de gran interés fue elaborado para el volcán activo Nevado de Tolima (Colombia) por Thouret *et al.* (1989), presentado en un congreso internacional.

GEOMORFOLOGIA

El estudio del relieve del Volcán de Colima y las zonas aledañas, se realizó fundamentalmente interpretando seis hojas topográficas 1:50,000, en las que se diferenciaron las formas principales del relieve: valles, laderas y planicies, en lo que se refiere al relieve volcánico. Estas se subdividieron de acuerdo con las diferencias morfológicas más notables y se correlacionaron con los depósitos y las estructuras geológicas, de acuerdo con los mapas principales existentes y con el trabajo de campo realizado en numerosas etapas, por A.L. Martín del Pozzo desde 1982 y por J. Lugo y L. Vázquez desde 1989.

Los conjuntos de formas del relieve se agrupan en tres unidades principales: el cono de los volcanes compues-

tos, las laderas, el piedemonte volcánico y la planicie de nivel de base, y además, el sistema de valles fluviales. Esto se expresa en el mapa de la Figura 2.

Los volcanes de Colima (el Nevado y el Fuego) se desarrollaron en la planicie de una fosa tectónica limitada en sus márgenes oriental y occidental por elevaciones montañosas, lo que favoreció que los productos de ambos volcanes se extendieran libremente hacia el sur, incluso a más de 30 km, formando un gran piedemonte, en general, desde los 2000 m sobre el nivel del mar (msnm) y hasta los 600 msnm. Más allá del piedemonte, una avalancha proveniente del Nevado de Colima alcanzó la costa del Pacífico (Stoopes y Sheridan, 1989).

En el complejo volcánico de Colima han ocurrido fenómenos catastróficos que en forma violenta transformaron radicalmente el relieve original. Se trata de las avalanchas que resultan de la destrucción del cono volcánico. De éstas han ocurrido por lo menos tres (en el Nevado y Volcán de Colima) de acuerdo con Martin del Pozzo *et al.* (1990). Se obtuvo una edad de 8070 ± 120 años A.P. para el paleosuelo que cubre al depósito de oleada (Robin *et al.*, 1990). Stoopes y Sheridan (1989) obtuvieron una edad de $18,520 \pm 400$ años A.P. para un tronco en el depósito de avalancha más antiguo. Sin embargo la edad de la avalancha del volcán de Fuego, según fechamientos de carbón encontrado en depósitos volcánico-clásticos subyacentes al depósito, es menor de 4280 ± 110 años A.P. (Luhr y Presteggaard, 1988), aunque Robin y otros (1987) consideran que es más antigua, ya que obtuvieron un fechamiento de 9370 ± 400 años A.P. para un carbón en un depósito piroclástico que cubre a otros de avalancha. Esta incongruencia puede deberse más bien, a que hubo dos avalanchas del Volcán de Colima, lo que hace resaltar la geomorfología.

Otra serie de erupciones que dan lugar a lluvias de cenizas (1818, 1903, 1909, 1913), derrames de lava (1869, 1962, 1976, 1982, 1991) y flujos piroclásticos (1616, 1818 y 1913), se producen hasta nuestros días, y aunque causan modificaciones sustanciales al relieve, son mínimas en comparación con las avalanchas.

La erosión se ve favorecida por la pendiente del terreno y la presencia de material no consolidado, como las cenizas y otros productos con débil grado de consolidación, como los depósitos de lahar y flujo piroclástico.

La altura del complejo volcánico de Colima, de aproximadamente 4000 msnm, favorece las condiciones de humedad la mayor parte del año, debido a precipitaciones de valores altos a más de 2500 msnm y fuerte escurrimiento hacia las porciones más bajas. El material volcánico de la superficie ha favorecido la formación de suelos fértiles, excepto donde predominan los depósitos de avalancha, duros y consolidados. En cambio, el cono superior del Volcán de Colima ha sido afectado frecuentemente en tiempos históricos por acumulaciones de lava y piroclastos, por lo que el desarrollo de suelos y vegetación es muy pobre.

La erosión dominante es de tipo fluvial y se manifiesta en una densa red de barrancos, cuyas cabeceras se presentan en una cantidad promedio de 5 a 15 por kilómetro cuadrado. En estos barrancos se produce la erosión más intensa por procesos de remoción en masa, que depende del material constituyente, de la pendiente del terreno y de la capa suelo-vegetación. La erosión domina en intensidad sobre la acumulación. Las corrientes de los barrancos son captadas por las cuencas de dos ríos principales, el Tuxpan y el Armería (Figura 4). Ambos desembocan en el Pacífico. Esto sería de importancia en el caso de una erupción que produzca flujos piroclásticos y lahares.

DISCUSION DEL MAPA GEOMORFOLOGICO

Conos

El cono volcánico superior situado al norte, corresponde al volcán Nevado de Colima, de 4260 msnm. Este presenta mayor disección con respecto al Volcán de Colima por la mayor anchura y profundidad de sus valles. El cono volcánico superior del Nevado está constituido principalmente por lavas y pómez, aunque se observan depósitos de flujo piroclástico en la base del cono. El Nevado presenta dos (posiblemente tres) vestigios de conos (calderas). Se ha identificado relieve glaciárico del Pleistoceno tardío sobre sus laderas (Lorenzo, 1964).

El otro cono volcánico superior (Figuras 2, 3, Núm.1), del Volcán de Colima, situado al sur del Nevado, corresponde al relieve más joven, constituido principalmente por lavas y en menor proporción, piroclastos. Presenta una pendiente de 35 grados y prácticamente no hay disección fluvial, debido a la juventud de los materiales que lo constituyen, principalmente de erupciones históricas (1869-1888, 1903, 1906, 1913, 1962, 1976, 1982 y 1991).

Se reconocen algunos domos de lava (Figuras 2,3, Núm. 2) en las laderas del Volcán de Colima, en los que se incluyen El Volcancito (3580 msnm), Los Hijos (2720 msnm) y Las Pitayas (2420 msnm). Son estructuras menores, de aproximadamente 120-300 m de altura sobre su base, con pendiente de más de 30-35 grados y disección muy débil, debido a su juventud.

El cono inferior de los estratovolcanes (Figuras 2, 3, Núm. 3) representa la porción inferior de los grandes edificios volcánicos. La pendiente se mantiene fuerte, de más de 25 grados, con una red radial de barrancos someros y estrechos en el Volcán de Colima y de mayor desarrollo, sobre todo en profundidad, en el Nevado de Colima. La erosión fluvial es intensa, favorecida por la pendiente fuerte, presencia de material poco consolidado, y el débil desarrollo de la capa suelo-vegetación.

La red fluvial con todas sus características: densidad de corrientes, profundidad de corte por erosión, anchura de valles y de cabeceras, orientación, etcétera, permite reconocer que el mayor riesgo de movimientos de masas

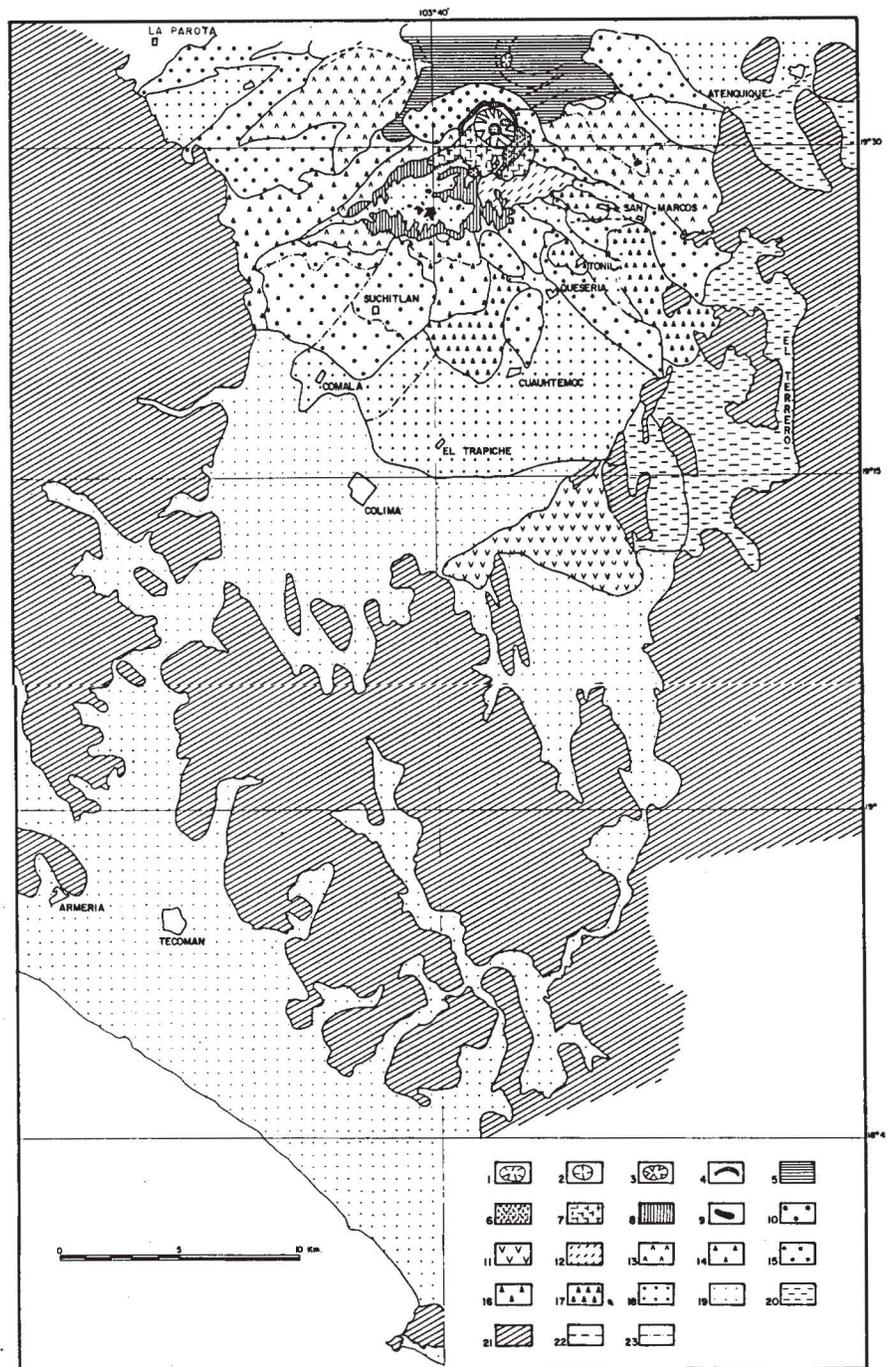


Fig. 2. Geomorfología del complejo de los volcanes de Colima. Formas del relieve. 1, Cono superior de estratovolcanes; 2, Domos volcánicos; 3, Cono inferior de estratovolcanes; 4, Cresta de caldera; 5, Laderas con disección intensa; 6, laderas de pendiente fuerte, constituidas de lavas recientes, posiblemente cubriendo la antigua cresta de la caldera; 7, Laderas de lava y de flujos piroclásticos, de pendiente fuerte; 8, Residuos de depósitos de avalancha; 9, Mogotes (hummocks) formados por avalancha volcánica; 10, Laderas de pendiente media con disección vertical débil, constituidas de depósitos de flujo piroclástico y lavas. Piedemonte (11-19): 11, Con disección vertical media a fuerte; 12, Formado por depósitos de avalancha, cubierto por piroclastos, con disección vertical fuerte; 13, Nivel superior con disección vertical intensa, con depósitos de avalancha posiblemente proveniente del Nevado de Colima o del Paleofuego; 14, Formado por depósitos volcánicos del Nevado de Colima, con disección vertical fuerte; 15, Formado por avalancha volcánica, con disección vertical media; 16, Formado por depósitos de avalancha volcánica, con disección vertical media; 17, Formado por depósitos de avalancha volcánica antigua, con disección vertical media a fuerte; 18, Nivel inferior con disección vertical débil; 19, Nivel inferior con disección incipiente; 20, Planicie nivelada por depósitos volcánicos recientes. Símbolos complementarios: 21, Elevaciones montañosas barrera a los depósitos volcánicos de flujo; 22, Lineamientos; 23, Límites secundarios de zonas morfológicas.

tipo corrientes de lodo, lahares y otros, se presentan hacia el occidente, suroccidente y suroriente, en dirección de los ríos Armería y Tuxpan. Por ejemplo, en 1950 se produjo una inundación poderosa que afectó a la población de Atenquique.

Es posible que se haya producido una nivelación total durante la formación de avalanchas, borrando todos los rasgos de la disección fluvial. Esta vuelve a manifestarse a partir de los niveles base de erosión por el avance de cabeceras de barrancos que nacen de los cauces de los ríos Armería y Tuxpan. Inician su avance a partir de niveles altitudinales de 800-1000 m y algunas corrientes tienen sus cabeceras a casi 3700 m de altitud. Esto es de importancia, ya que los flujos piroclásticos, lahares e incluso los flujos de lava tienden a encajonarse en los barrancos.

La distribución de las corrientes fluviales no es homogénea. Se concentran en franjas con fuerte disección en plano, y entre una y otra permanecen superficies niveladas de unos dos kilómetros de ancho, en las cuales se localizan poblaciones como son San Marcos, Tonila y Quesería. Estas diferencias obedecen en apariencia, a una constitución diferente de litología, que favorece la disección en una franja y la frena en la otra. Por ejemplo, la avalancha del antiguo Volcán de Colima se limita al norte de San Marcos, mientras que al sur se localizan dos depósitos de avalancha. Los lahares, derrames de lava y flujos piroclásticos se desplazan principalmente por las barrancas y la cercanía de éstos con las poblaciones de Quesería, El Fresnal, Tonila, San Marcos, La Becerrera y San Antonio, los hace vulnerables.

Hacia la porción meridional del mapa geomorfológico, a menos de 900 msnm, la disección fluvial es menor y la pendiente muy débil, lo que ayudaría a frenar los flujos. Aunque en parte se presentan concentraciones fuertes de barrancos jóvenes, la profundidad es poca, en general de menos de 10 m. Este proceso de erosión fluvial ha sido más lento que en las márgenes del oriente y occidente, debido a que en el sur de la zona estudiada, la planicie se extiende con pendiente suave, disminuyendo gradualmente. La ausencia de valles como el Armería o el Tuxpan, no ha favorecido una erosión más intensa, como en los casos antes mencionados. En esta planicie la inclinación débil corresponde a otra zona de desarrollo de la red fluvial. Ahí se localizan poblaciones más importantes, como Cuauhtémoc, Colima y Comala.

El río Armería escurre controlado por el bloque montañoso de la Sierra de Manantlán (lado derecho del cauce) y el piedemonte del Volcán de Colima, constituido por fuertes espesores de sedimentos volcánicos, principalmente de las avalanchas.

El relieve actual permite suponer que antes de la formación del Volcán de Colima el río Armería se desplazaba por una ancha planicie aluvial, incluso pudo estar unido con el río Tuxpan. Pero las acumulaciones volcánicas, en especial las avalanchas, prácticamente lo sepulta-

ron, obligándolo a desplazarse hacia el oeste, situando su curso al pie de la Sierra de Manantlán. El río debe haber formado lagos temporales y pasar de un proceso predominante de acumulación a otro de erosión fluvial, mismo que continúa hoy día, en especial entre los pequeños poblados de La Parota (al norte) y la desembocadura del arroyo El Remate, donde dos avalanchas con flujo piroclástico entre ambas parecen haber cerrado el cauce del río, lo que dio origen a la formación temporal de un lago. Esto se reconoce por depósitos de tipo lacustre, que se observan en las paredes de una terraza fluvial en el área del poblado de Mazatlán y hacia el norte del mismo.

Se analizaron los gradientes del cauce del Río Armería, con base en las curvas de nivel 700, 600, 500 y 400 m, midiendo las distancias horizontales cada 100 metros. Se obtuvo un gradiente muy débil (0.003) para la porción superior, entre 700 y 600 m, y más alto (0.01) para los siguientes doscientos metros de desnivel vertical. O sea, a la inversa de lo que debe ser un gradiente normal, disminuyendo aguas abajo. Esta anomalía se puede explicar por un relleno súbito de material que obstruye el cauce por arriba de la cota de 600 m, formando una represa temporal. El río Armería queda prácticamente encajado entre los 680 y 580 m, donde la llanura de inundación se presenta en forma aislada en los meandros que forma el cauce. Esta diferencia vertical de 100 m -unos 22 km en línea recta- es la zona que en apariencia fue cubierta por las avalanchas más poderosas, al grado que el río Armería sólo ha cortado verticalmente los depósitos volcánicos en su contacto con las calizas de la Sierra de Manantlán, sin ejercer todavía una erosión lateral importante. Es conveniente tomar en cuenta lo anterior, ya que una erupción poderosa del Volcán de Colima puede provocar el estancamiento temporal del río Armería, con las consecuentes inundaciones y corrientes de lodo.

LA DISECCION

El sistema fluvial del Volcán de Colima es un indicador geomorfológico de utilidad para apoyar los estudios referentes a: la edad relativa de las formas de erosión y de acumulación volcánica, lineamientos, formas preexistentes sepultadas y dirección posible de materiales de futuras erupciones. Con base en lo anterior, se delimitaron los barrancos principales del Volcán de Colima y su entorno (Figura 4), de acuerdo con su expresión en los mapas topográficos 1:50,000. Posteriormente se clasificaron de acuerdo con su profundidad, medida en sentido vertical, en dos categorías: una de más de 60 m y que llega a alcanzar hasta cerca de 400 m, y otra de menos de 60 m. En el caso de la primera categoría predominan los barrancos de más de 150 m de ancho en sus bordes; en el segundo son más estrechos.

La red fluvial es de tipo radial, extendiéndose a partir del cono volcánico en todas direcciones (Figura 4). En la vertiente septentrional es inexistente por el obstáculo que representa el volcán Nevado de Colima. El mayor desarrollo de la red fluvial se presenta al oriente y poniente del cono volcánico, con los barrancos más profundos y

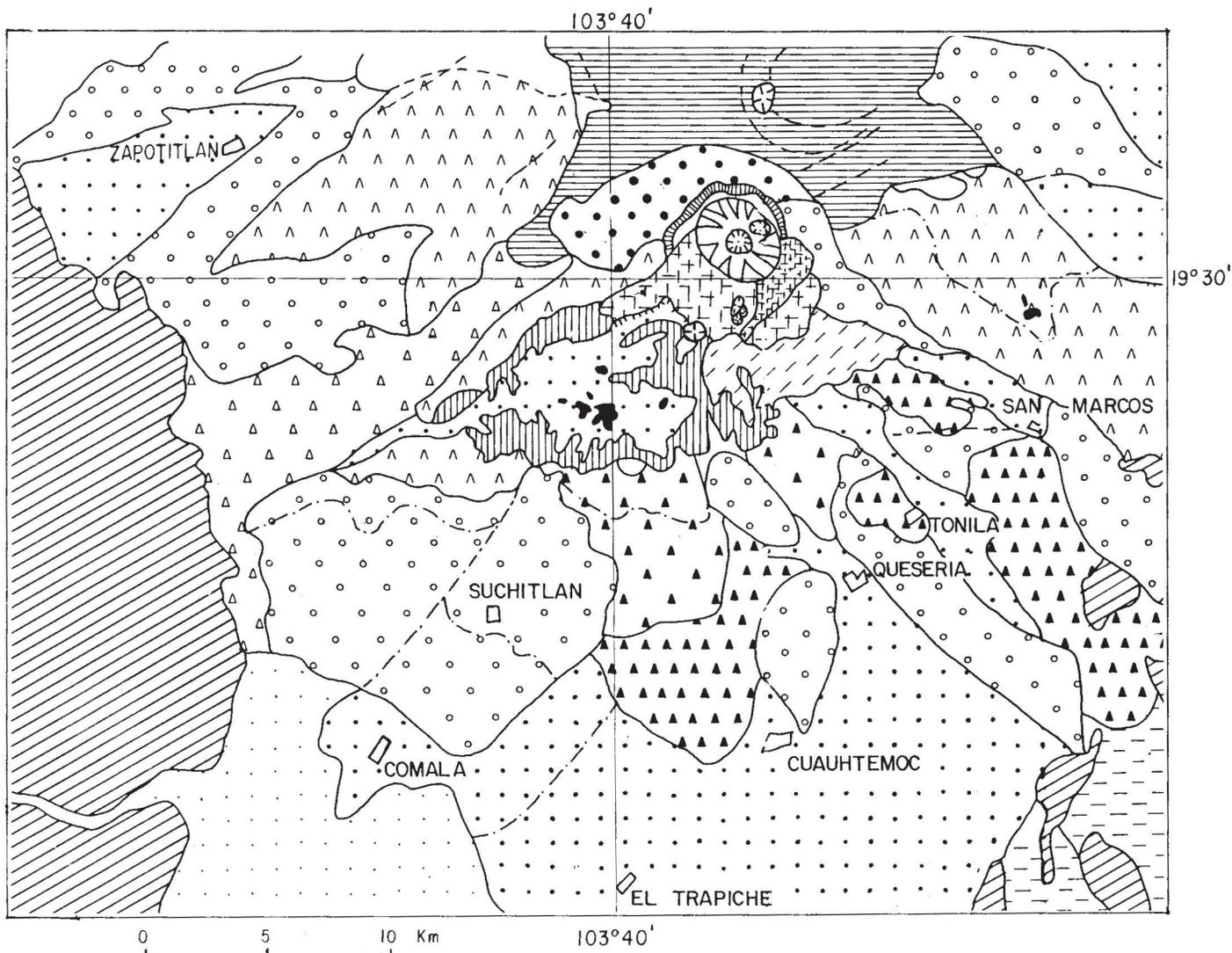


Fig. 3. Geomorfología de los volcanes de Colima. Explicación en la Figura 2.

de órdenes mayores; ambos tienen un nivel de base local en los ríos Armería por el occidente y Tuxpan por el oriente, bordeando crestas montañosas. De la misma manera se extienden los barrancos al suroeste y sureste y sólo al sur tienen un desarrollo libre, aunque sus cabeceras se localizan considerablemente lejos del cono principal. Todo esto representa el control a la dirección de los flujos que encontrarían condiciones favorables para ser encauzados sobre todo al SW y SE, debido a la diferencia de posición de la zona de captación, en unos casos en la base del cono del Volcán de Colima y en otros, estas cabeceras se encuentran a una distancia considerable, ya que son resultado de una erosión remontante más joven.

De acuerdo con la configuración de la red fluvial, la densidad de barrancos, la profundidad de disección, órdenes de corrientes y longitudes, se puede inferir lo siguiente:

1. Al occidente y oriente del Nevado de Colima, la red fluvial tiene mayor desarrollo, lo que refleja la mayor antigüedad de esta zona del complejo volcánico.
2. Al oriente del Nevado de Colima los barrancos son muy profundos en sus cabeceras y en toda su extensión, lo que también refleja una erosión de mayor intensidad en el oriente.
3. Al suroccidente del Volcán de Colima, la erosión fluvial ha sido de mayor intensidad que al sureste, sobre todo en lo que se refiere a la profundidad. Esto se puede explicar porque existe un mayor gradiente en el occidente, lo que provoca una erosión fluvial de mayor energía que al oriente, donde las laderas son de mayor longitud.
4. Los barrancos situados al sur del Volcán de Colima son los más jóvenes. La erosión remontante de las cabeceras, a partir de los dos ríos principales, Armería y Tuxpan, y de la planicie del nivel de base, no ha alcanzado las alturas del resto de los barrancos, lo que se explica, primero, por la presencia de material mucho más resistente (avalancha) y los obstáculos naturales que representan los mogotes volcánicos.

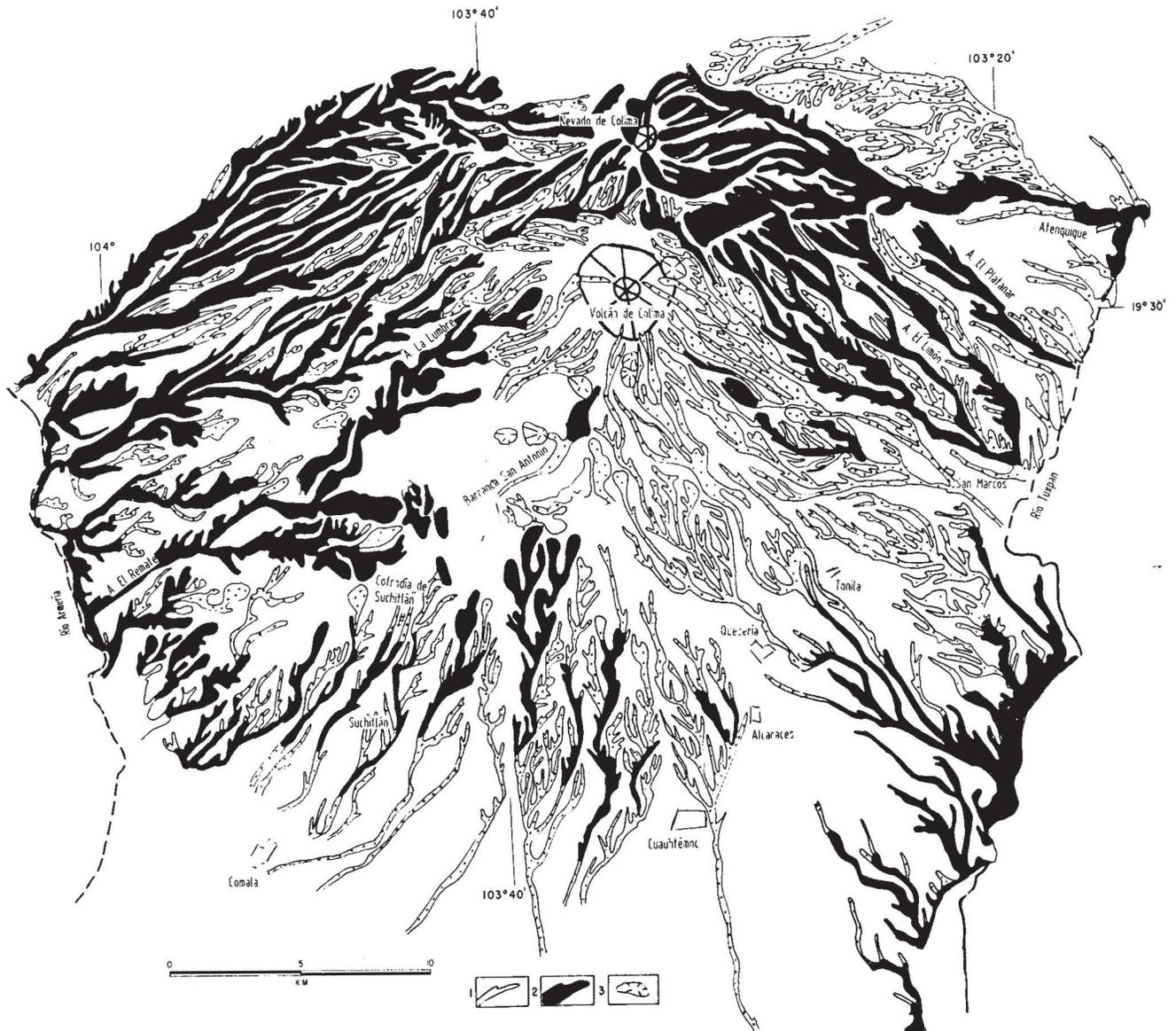


Fig. 4. Red de barrancos en el complejo de los volcanes de Colima. 1, Barrancos de menos de 60 m de profundidad; 2, Barrancos de más de 60 m de profundidad; 3, Volcanes y domos, no diferenciados.

5. De acuerdo con la geomorfología, los productos (flujos piroclásticos) de las erupciones recientes de mayor impacto, como las de 1913 y 1818, se produjeron en una superficie de forma irregular hacia el sur, principalmente.

RIESGO

En el caso de erupciones volcánicas en el futuro, habría que considerar lo siguiente:

1. Los barrancos son las depresiones naturales del relieve que encauzan material piroclástico, lavas y productos

de derrumbes, lo mismo facilitando el transporte por gravedad, que formando corrientes de lodo por el agua de escurrimiento superficial. Esto se puede apreciar en la Figura 4.

2. En el caso que un volumen considerable de material sea transportado a través de un barranco hasta la desembocadura del mismo, la acumulación sería principalmente en el cauce del río Armería y en parte del Tuxpan. En el caso del primero, existe el riesgo de formación de presas naturales que posteriormente reventan dando lugar a inundaciones y corrientes de lo-

do. Represamientos de este tipo se han formado ya en el pasado. En el caso de flujos menores como los más recientes, la disminución del gradiente a una altitud de 1100 a 1600 m, causaría la acumulación.

3. El material que escurre por las laderas no disecadas, encuentra muchos obstáculos que frenan su desplazamiento, principalmente los mogotes y la vegetación boscosa. Sin embargo, en el caso de avalanchas, del tipo del volcán Santa Elena, o de flujos piroclásticos masivos, estos pueden sobrepasar las barreras. El relieve es uno de los factores que define la distancia a que llegarán estos productos. El gradiente hacia el sur del Volcán de Colima es de 0.70, lo que causa una inestabilidad del volcán, aunado a que éste se edificó sobre el flanco sur del Nevado, aumenta el riesgo de ruptura del cono. Al incrementarse la altura del cono actual y continuar la alteración hidrotermal de la estructura superior, también aumenta la probabilidad de un colapso parcial. Los flujos piroclásticos del Volcán de Colima se encuentran restringidos a los cauces, por lo que la red fluvial controla su distribución (Martin del Pozzo *et al.* 1987).
4. La erosión fluvial remontante y vertical tiene un gran desarrollo, favorecida por un gradiente alto con respecto a los niveles base de erosión. La reactivación de barrancos, después de ser cubiertos por la acción del agua, después que éstos son cubiertos por material volcánico, ha sido un proceso frecuente por la acción del agua. Esto se puede apreciar en algunos depósitos de caída y flujo piroclástico que rellenaron barrancos y vuelven a ser excavados, como en la cabecera de la barranca de Monte Grande.
5. Los cortes profundos de erosión se observan en todos los tipos de rocas. Los depósitos de avalancha muestran una alta resistencia a la erosión fluvial: se trata de un material consolidado. Los depósitos de flujo piroclástico son considerablemente menos resistentes a la erosión fluvial, también son muy heterogéneos en cuanto al tamaño de los detritos y el tipo y proporción de material fino. La resistencia está en función de la edad de los depósitos (los hay de 1913) y de la distancia al centro de erupción. Los depósitos más jóvenes son menos resistentes. También influye el tamaño de los detritos, ya que en general, mientras más lejos se depositan de la fuente de emisión, son menores y presentan mejor consolidación. De menor resistencia que los anteriores son los depósitos de lahar y la capa de material fino de caída. Las lavas (de bloque y aa) son materiales más resistentes, aunque la alta pendiente por donde fluyen hace que los frentes sean inestables y generalmente su avance se asocia con flujos tipo Merapi.

La porción meridional de la zona estudiada presenta el relieve con rasgos de mayor juventud. El estudio de los depósitos volcánicos que han realizado Luhr y Carmichael (1980, 1981, 1982), Luhr y Prestegard (1988), Robin *et al.* (1987, 1990), Martin del Pozzo *et al.* (1987,

1990), Romero y Martin del Pozzo (1989b), y Stoope y Sheridan (1989) así como los de este trabajo, no dejan duda que las acumulaciones volcánicas mayores se han producido en esta porción meridional del cono volcánico. Los sucesos más importantes que modificaron este relieve fueron los que provocaron las avalanchas. El relieve original sufrió cambios sustanciales: las depresiones se rellenaron de material volcánico, las laderas incrementaron su altitud en algunos metros y la planicie de nivel de base se elevó.

CONCLUSIONES

La erosión en el complejo de los volcanes de Colima es esencialmente de tipo fluvial, sin una continuidad en el tiempo, debido a las constantes erupciones que modifican el relieve, rellenando parcial o totalmente los valles fluviales. La red fluvial es muy densa, con intensa actividad de las cabeceras de los barrancos que se presentan con una frecuencia de hasta 15 por kilómetro cuadrado.

El análisis del relieve, a partir de la elaboración del mapa geomorfológico, permitió inferir que el río Armería anteriormente escurría por una ancha planicie aluvial e incluso pudo estar unido con el río Tuxpan. Las avalanchas volcánicas sepultaron el relieve anterior, obligando al Armería a desplazarse al occidente para formar un nuevo cauce a lo largo de la línea de contacto de los depósitos volcánicos con la ladera de las rocas plegadas de la Sierra de Manantlán, como se observa actualmente.

El valle del río Armería ha sufrido cambios bruscos por las erupciones más violentas, que incluso provocaron la formación de lagos temporales, lo que se reconoce en sedimentos lacustres cerca del poblado de Mazatlán. A los lagos siguió la abertura de éstos y la disección de los depósitos fluviales y lacustres.

Los barrancos que disecan el complejo de los volcanes de Colima, se clasificaron en dos tipos con el fin de analizar el riesgo volcánico, de acuerdo con su profundidad vertical, de más de 60 m y de menos. Los primeros representan los conductos potenciales mayores de transporte de material volcánico provocado por erupciones.

Cada tipo de depósito muestra un grado distinto de resistencia a la erosión. Los de avalancha son los más consistentes y difíciles de remover; los de flujo piroclástico son considerablemente menos resistentes, aunque heterogéneos en este sentido, ya que la compactación depende del tamaño de los detritos y de la edad; las capas de ceniza volcánica son poco resistentes, sobre todo las de tiempos históricos que no se han compactado lo suficiente, y menos resistentes que todas las anteriores son las constituidas por pómez.

BIBLIOGRAFIA

- BOUDAL, C. y C. ROBIN, 1989. Volcán Popocatepetl: Recent eruptive history and potential hazards and risks in future eruptions. IAVCEI, Proceedings in Volcanology 1 (J.H. Latter, Ed.), Volcanic Hazards, p. 110-128. Springer Verlag, Berlín.

- LORENZO, J. L. 1961. Notas sobre geología glacial del Nevado de Colima. *Bol. Inst. Geol., Méx.* 61, 77-92.
- LUHR, J. F. y I. S. E. CARMICHAEL, 1980. The Colima volcanic complex, Mexico. I. Post-caldera andesites from Volcán Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 343-372.
- LUHR, J. F. y I. S. E. CARMICHAEL, 1981. The Colima volcanic complex, Mexico. Part II. Late quaternary cinder cones. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 127-147.
- LUHR, J. F. y I. S. E. CARMICHAEL, 1982. The Colima volcanic complex, Mexico. Part III. Ash and scoria-fall deposits from the upper slopes of Volcán Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 262-275.
- LUHR, J. F. y I. S. E. CARMICHAEL, 1990. Geology of Volcan de Colima. Boletín núm. 107, Instituto de Geología, UNAM, 101 p.
- LUHR, J. F. y K. L. PRESTEGAARD, 1988. Caldera formation at Volcán Colima, Mexico, by a large Holocene volcanic debris avalanche. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35, 335-348.
- MARTIN DEL POZZO, A. L., V. H. ROMERO y R. E. RUIZ KITCHER, 1987. Los flujos piroclásticos del Volcán de Colima, México. *Geoffs. Int.* 26, 291-307.
- MARTIN DEL POZZO, A. L., J. LUGO y L. VAZQUEZ-SELEM, 1990. Multiple debris avalanche events in Colima, Mexico. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 71, (43): 1720.
- ROBIN, C., P. MOSSAND, G. CAMUS, J. M. CANTAGREL, A. GOURGAUD y P. M. VINCENT, 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 99-113.
- ROBIN, C., J. C. KOMOROWSKI, C. BOUDAL y P. MOSSAND, 1990. Mixed magma pyroclastic surge deposits associated with debris avalanche deposits at Colima volcanoes, Mexico. *Bull. Volcanol.* 52, 391-403.
- RODRIGUEZ-ELIZARRARAS, S., 1991. Geología del Volcán de Colima, Estados de Jalisco y Colima. Tesis de maestría en Ciencias, Facultad de Ciencias, UNAM, 106 P.
- RODRIGUEZ-ELIZARRARAS, S., C. SIEBE, J. C. KOMOROWSKI, J. M. ESPINDOLA y R. SAUCEDO, 1991. Field observations of pristine block-and ash flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcán de Colima, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, 399-412.
- ROMERO, V. H. y A. L. MARTIN DEL POZZO, 1989a. El Volcán de Colima: un estudio sobre el riesgo. *Litosfera*, 2, 43-56.
- ROMERO, V. H. y A. L. MARTIN DEL POZZO, 1989b. El origen de la caldera del Volcán de Colima. *Litosfera*, 2, 25-42.
- STOOPES G. R. y M. F. SHERIDAN, 1989. Hazards related to giant volcanic debris avalanches from Volcán de Colima and Nevado de Colima, Mexico. II Reunión Nacional "Volcán de Colima", Colima, Resúmenes, p. 15-16.
- THOURET, J. C., J. M. CANTAGREL, H. CEPEDA y A. MURCIA, 1989. Geomorphology, stratigraphy, and hazard mapping at Nevado del Tolima, Central Cordillera, Colombia. II International Conference on Geomorphology, Abstracts, 293-294. Geoko-Verlag, Frankfurt.
- VERSTAPPEN H. TH., 1982. Applied geomorphology. Elsevier Pub., Amsterdam.
- VERSTAPPEN H. TH., 1988. Geomorphological surveys and natural hazard zoning, with special reference to volcanic hazards in Central Java. *Zeitschrift für Geomorphologie. Neue Folge, Supplement Band 68*, p. 81-101.
- VERSTAPPEN H. TH., 1992. Volcanic hazards in Colombia and Indonesia: lahars and related phenomena. *In: Geohazards Natural and Man-made* (McCall, Laming and Scott, Eds.), Chap. 5, p. 33-42. Agid Report Series, 15. Chapman & Hall, Londres.

J. Lugo Hubp¹, A.L. Martin del Pozzo² y L. Vázquez Selem¹

¹ Instituto de Geografía, UNAM., Cd. Universitaria, Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

² Instituto de Geofísica, UNAM, Cd. Universitaria, Coyoacán, 04510 México, D.F., México.