

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO DEL GLACIS DE BUENAVISTA, ESTADO DE MORELOS

Por *Mario Arturo Ortiz Pérez*.*

RESUMEN

Se intenta explicar, mediante los cambios climáticos del cuaternario y con base en los principales rasgos geomorfológicos, el desarrollo evolutivo del glacis.

SUMMARY

An attempt to explain the development and evolution of the glacis is given on the basis of the main geomorphological characteristics linked to climatic changes during the quaternary.

INTRODUCCIÓN

Los glacis son formas del relieve, típicos de las regiones áridas o semiáridas y resultado de los procesos erosivos de los relieves montañosos colindantes; su modelado es ocasionado por una serie de procesos geomórficos cuyas condiciones específicas, aún no bien conocidas, impiden una interpretación cabal de los mecanismos que se desarrollan en este tipo de relieve.

Por su amplia distribución en el territorio de México y dada la dimensión de las áreas que ocupan, su conocimiento llega a ser muy importante, puesto que de éste se derivan conclusiones susceptibles de ser aprovechadas, ya que pueden contribuir al entendimiento del uso actual y potencial de los recursos en estas áreas, para el mejor aprovechamiento y conservación de ellos.

De acuerdo con las características de los glacis en general, y las del glacis de Buenavis-

ta en particular, el programa de investigación tiene el propósito de lograr los objetivos siguientes:

— Conocer los elementos geomórficos que componen la superficie del glacis, de acuerdo con los principales procesos que los caracterizan.

— Conocer los cambios de adaptación y readaptación del drenaje, como resultado de las condiciones creadas en el desarrollo morfogenético del glacis.

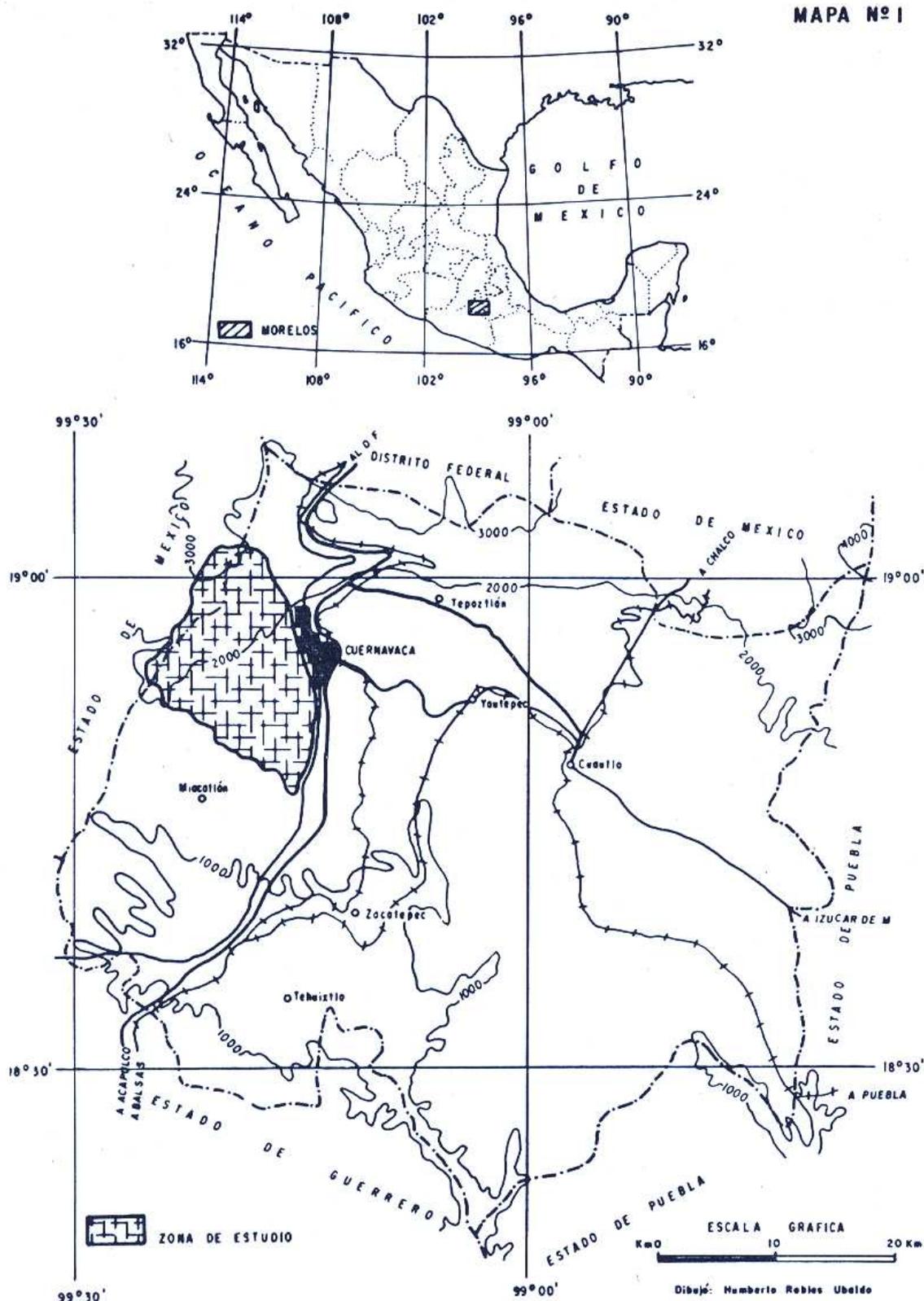
— Establecer las relaciones de contacto que caracterizan el enlace entre el glacis y los relieves que lo bordean.

— Inferir los fenómenos que han afectado el desarrollo del glacis, por cambios climáticos y movimientos tectónicos.

ANTECEDENTES

Hasta el presente, en México no se conocen estudios geomorfológicos de esta índole, razón

* Investigador del Instituto de Geografía de la UNAM.



MAPA DE LOCALIZACION

Fig. 1. Mapa que ilustra la ubicación del área en estudio.

por la cual se consultaron textos y artículos relacionados con el tema en general, así como los estudios geológicos realizados del área en cuestión, que se comentan a continuación.

Ordóñez (1937) describió en forma detallada la génesis, estructura y litología de las capas de la barranca del Salto de San Antón, Morelos. Posteriormente Fries (1960) reconoció y cartografió unidades formales estratigráficas y registró los principales eventos tectónicos y rasgos estructurales del área. Este autor reconoció la morfología del glacis llamándola "pediment", e hizo referencia a ella tratándola desde el punto de vista geológico.

ÁREA EN ESTUDIO

El área en estudio se encuentra ubicada en la porción noroccidental del estado de Morelos, incluyendo, además, una estrecha franja de la parte sureste del estado de México (fig. 1); sus coordenadas extremas son: al norte, el paralelo 19°02', al sur el paralelo 18°46' de latitud Norte; hacia el oeste el meridiano 99°24'30" y al este el meridiano 99°13' longitud Oeste.

Esta zona se sitúa dentro de la depresión del Balsas y ocupa una superficie aproximada de 331 Km². Su borde septentrional queda limitado por la vertiente sur de la Sierra Volcánica Transversal, a la altura de la sierra de Zempoala (parque nacional de las lagunas de Zempoala), cuyas cumbres se elevan a más de 3 000 metros sobre el nivel del mar. Su límite occidental está constituido por el eje orográfico de dirección NE-SW, conocido como la sierra de Tejaltepec, la cual alcanza altitudes superiores a los 2 000 metros. A esta sierra se le une en su extremo sur la sierra de Xochicalco, que constituye el borde meridional de la zona en estudio, cuyas eminencias no sobrepasan los 1 600 metros de altitud. Al oriente queda delimitado por el notable derrame lávico conocido como la Mesa de la Gloria, por la ciudad de Cuernavaca y por el río Apatlaco o Cuernavaca.

MARCO GEOLÓGICO

En el área en estudio afloran rocas ígneas intrusivas, extrusivas y sedimentarias (fig. 2).

Las rocas más antiguas corresponden a la sierra de Xochicalco, formadas casi exclusivamente de una sucesión de capas calizas y dolomitas interstratificadas localmente. Fries (1960, pp. 120-125) identifica a esta unidad como del cretácico y reconoce en ella a las formaciones Xochicalco, Morelos y Cuautla.

Para el sistema del terciario medio, Fries (1960, pp. 108-113) describe y cartografía como del oligoceno-mioceno los depósitos detríticos que yacen en la porción noroccidental del área en cuestión, como Formación Tepoztlán cuya composición básica es de andesita. Suprayaciendo a esta unidad está la andesita Zempoala del mioceno superior y plioceno inferior, cuyas rocas se exponen por toda la porción septentrional de la zona; la unidad consiste en potentes derrames de lava, brechas y tobas de composición andesítica.

El glacis está constituido en su totalidad por la Formación Cuernavaca, denominada así por Fries (1960, pp. 120-125), cuya edad probable es del plioceno superior y que, seguramente, alcanza hasta el reciente. Esta unidad consiste fundamentalmente en extensos y gruesos bancos conglomeráticos, depositados en capas de espesor variable, de uno a varios metros. Los materiales que la constituyen son de origen volcánico de tipo andesítico predominantemente. Gran parte del material se encuentra mal clasificado, el tamaño de los fragmentos comprende guijas, guijarros, cantos y bloques; de estos últimos existen los que sobrepasan un metro de diámetro. La mayoría de los agregados clásticos se encuentran emplazados en una escasa matriz de arena y limo principalmente. Los clastos suelen tener grados variables de redondez, aunque denotan ligero predominio los de tipo subanguloso. Los componentes que forman algunas de las capas superiores que se localizan al norte, ya muy cercanos al pie de las montañas, constan de material tobáceo fino, mientras en el centro del glacis y en las cercanías de la ciudad de Cuernavaca los depósitos se alternan o se mezclan con detritos y materiales volcanoclásticos que sugieren una ocurrencia en forma de corrientes de lodos volcánicos, Ordóñez (1937, p. 14). Localmente se encuentran derrames lávicos de tipo basáltico intercalados en la formación. Hacia el sur, en la zona terminal del

MAPA GEOLOGICO

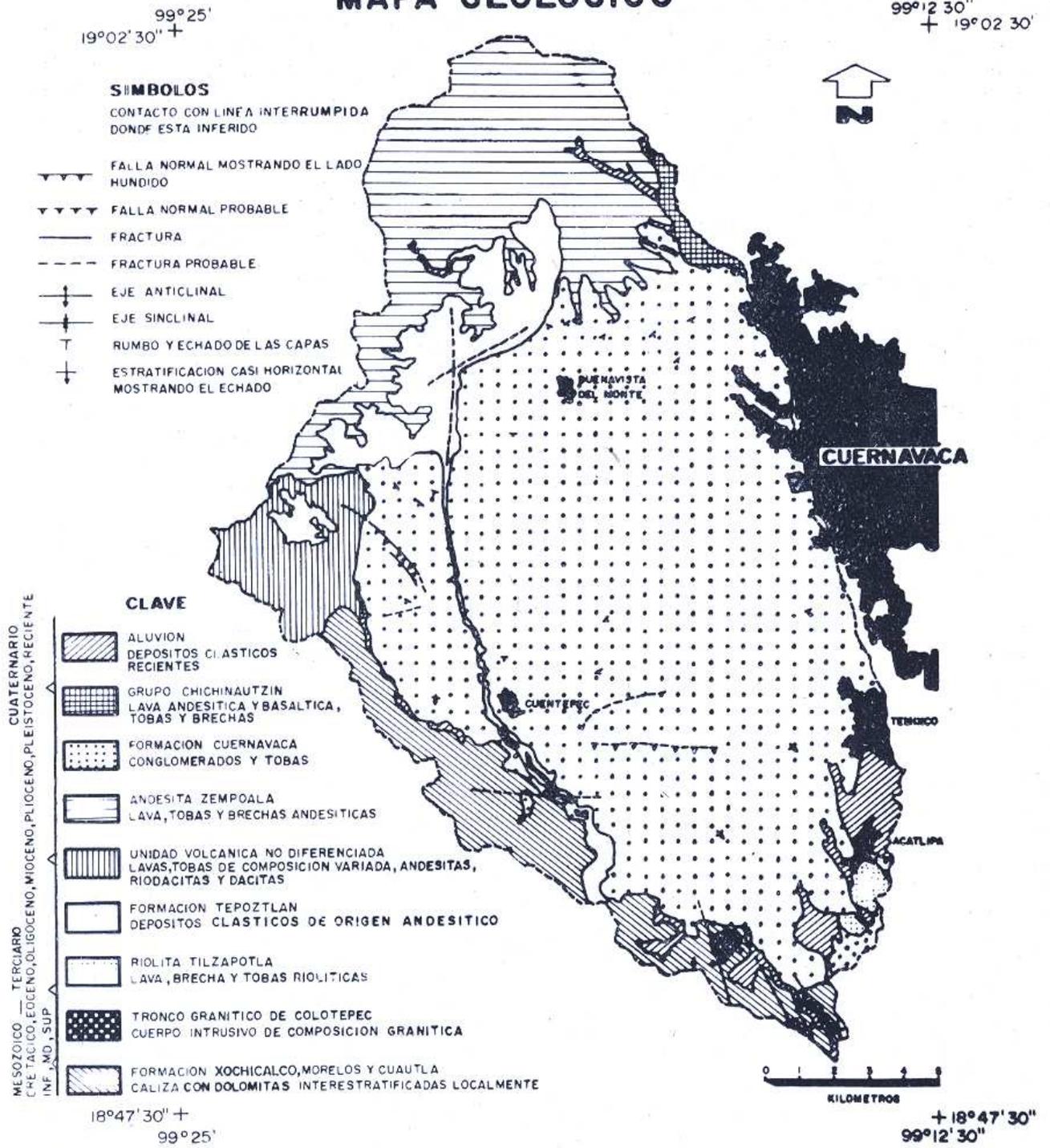


Fig. 2. Mapa formado con la cartografía geológica de Fries (1960), complementado con algunas observaciones de campo, para el sector occidental.

glacis hay ya cierta clasificación del material en las capas de algunos depósitos; la estratificación pasa a ser más delgada, las capas ocasionalmente sobrepasan un metro de espesor, variando la mayoría entre 10 y 15 cms; con

partículas, de tamaño más homogéneo en su calibre, consistentes en conglomerados de grano fino, gravas y arenas gruesas, aunque en algunas capas persisten aún bloques grandes. Los depósitos se caracterizan por ser deleznales y

poco consolidados; en éstos suelen encontrarse capas que denotan estructuras primarias con formas de estratificación cruzada que ponen en evidencia la acción clasificadora del agua.

Sobreyaciendo a la Formación Cuernavaca se encuentran las rocas del grupo Chichinautzin; esta unidad delimita al glacis por todo su flanco oriental y consiste en corrientes lávicas, brechas y tobas de composición andesítica y basáltica. También cabe hacer mención de otras unidades menores, tales como algunos afloramientos de la sierra de Tejaltepec, que se ubica bordeando la parte más occidental del glacis y que consiste en material volcanoclástico con horizontes de lavas de composición variada, andesitas, riocacitas y dacitas. Otras unidades dignas de mención son el tronco granítico de Colotepec que intrusióna a la Formación Xochicalco y a pequeños afloramientos de la riolita Tilzapotla al sureste de la zona en cuestión; todos se encuentran limitando al glacis pero no intervienen de manera preponderante en la historia geológica del mismo.

EL COMPLEJO GEOMÓRFICO

El glacis de Buenavista se forma al pie de las montañas, como producto de la acumulación de sedimentos procedentes de la denudación de relieves montañosos expuestos a la erosión. Por tanto, como paso esencial y preliminar es necesario examinar la morfología de los macizos montañosos expuestos a la degradación, los cuales nos darán la clave para conocer el modo o la forma de ocurrencia del glacis.

En el caso de Buenavista el macizo montañoso queda comprendido dentro de la orografía de la sierra de Zempoala. Esta unidad se caracteriza por ser la parte de mayor altitud en la zona en estudio, cuyas principales cumbres rebasan los 3 000 m.s.n.m.; está constituida en su mayor parte por materiales volcánicos de tipo andesítico, pero hoy en día sus edificios o focos de emisión y estructuras originales son casi imposibles de distinguir. Los mecanismos morfoclimáticos posteriores al volcanismo del plioceno superior y los procesos erosivos implícitos en este lapso se han encargado de generar una nueva geomorfología que ha borrado toda expresión topográfica original. Actualmente su dominio morfoclimático se expresa en el

medio por los procesos característicos de zonas templadas y en un clima que, de acuerdo con la clasificación climática de Köpen, modificada por García (1973), corresponde al C(w₂)(w)b(i'), o sea, templado, el más húmedo de los climas subhúmedos, con lluvias en verano pero con un porcentaje de lluvia invernal menor a 5 de la anual; de verano fresco y largo, la temperatura media del mes más caliente entre 6.5°C y 22°C, con poca oscilación térmica, entre 5° y 7°C. La precipitación anual es de aproximadamente 1 200 mm. La condición climática permite la vegetación arbórea, formada por una densa cobertura forestal con bosques de oyameles y pinos; a medida que se desciende en altitud se desarrolla un bosque de encinos con gran variedad de especies y abundante vegetación arbustiva. Los suelos y la cubierta forestal persisten aun sobre vertientes de mayor pendiente, entre 30° y 40° y hasta una altitud de 1 900 m.s.n.m.

MODELADO DE VERTIENTES

Actualmente los interfluvios se encuentran limitados por una red de valles en forma de V; en la parte alta de la montaña, entre 2 500 y 3 000 m.s.n.m., la amplitud de relieve entre el talweg y la cresta del interfluvio supera en ocasiones los 500 metros de desnivel aunque, generalmente, la amplitud varía entre los 300 y 500 metros; en cambio, en la parte de la montaña situada entre 2 000 y 2 500 m.s.n.m., el desnivel suele ser de 200 a 300 metros.

Esta fuerte disección del relieve da lugar a vertientes abruptas, con pendientes entre 30° y 40°, pero a pesar del fuerte gradiente, las vertientes se conservan en un relativo estado de equilibrio, pues en ellas no existen procesos de abarrancamiento ni se presentan problemas de inestabilidad o asentamientos. En la base de las vertientes no hay depósitos coluviales que permitan suponer algún transporte fuerte de material; en ellas sólo se verifica una incipiente escorrentía difusa que es menguada por la carpeta de hojarasca y el estrato herbáceo. El escurrimiento concentrado y su trabajo en la erosión lineal queda limitado al lecho de los talwegs.

En determinadas ocasiones, por la intensidad de las acciones hídricas provocadas por los

fuertes aguaceros, tiene lugar el fenómeno de remoción en masa, que se lleva a cabo localmente en los flancos abruptos de las vertientes. Este proceso se identifica en el campo por estrechos y largos lóbulos de deslizamiento cuyo material es arrastrado hasta los valles; en el corredor de los lóbulos con frecuencia se distinguen estructuras de flujo que demuestran ser muy recientes, pues aún no se instaure vegetación y los depósitos contienen todavía los troncos de los árboles arrancados en el momento del deslizamiento. Dichas características corresponden, según la clasificación de Zaruba y Mencl (1969, pp. 54-58), a movimientos deposicionales superficiales formados por el flujo de tierras y escombros. El fenómeno es posible de ocurrir cuando el suelo de las pendientes queda saturado con agua, entonces puede suceder que la fricción interna o intergranular y la cohesión se reduzcan a cero y, por tanto, el material sólido se comporte como líquido (licuefacción). Si bien este proceso reviste características espectaculares, no deja de ser un proceso accesorio, ya que actúa localmente y de manera esporádica; además de este proceso, con frecuencia se observan evidencias locales de reptación.

Como anteriormente se mencionó, las condiciones climáticas y de vegetación que se presentan aquí son semejantes al medio forestal de latitudes medias, descritas por Tricart y Cailleux (1972, pp. 240-244) en su división morfoclimática. Corresponden a este dominio los procesos que sólo retocan el modelado, ya que su acción es moderada y limitada por impedimento de la biostasia (Viers 1974, p. 80); por tanto, los factores del clima propician una activa pedogénesis y aseguran una cubierta vegetal continua que protege a las vertientes, permitiendo, seguramente, el dominio del intemperismo químico y biológico; sin embargo, el proceso de alteración debe quedar restringido hasta cierto punto, debido a las bajas temperaturas de invierno y al carácter altitudinal de la zona, que viene a moderar la intensidad de las acciones químicas o biológicas.

Al confrontar y comparar los mecanismos morfoclimáticos que dirigen la acción de los procesos con la expresión actual del relieve, vemos que no se relacionan, o bien no concuerdan, pues el modelado, como ya se men-

cionó, se encuentra profundamente disecado; se observa, entonces, que no hay correspondencia con los procesos vigentes, ya que éstos no modifican de manera sensible la morfología debido a que la densa vegetación, los suelos y el carácter climático oponen fuerte resistencia a los procesos mecánicos. Estos elementos de juicio testimonian que el relieve es función de otro sistema de erosión precedente al actual; o sea que, se trata de un modelado relicto generado en épocas pasadas y adaptado a las condiciones morfoclimáticas presentes.

MODIFICACIONES MORFOCLIMÁTICAS

La conversión del dominio morfoclimático tiene que verificarse a partir de una fuerte crisis climática que ocurre en las épocas glaciales del cuaternario.

En apoyo a esta conclusión, se recurre a los trabajos de Lorenzo (1969) y Heine (1973). Con el último periodo glacial (Wisconsin) también se cubren de glaciares las altas montañas de México y entre ellas el Ajusco que, según Lorenzo (1969, p. 20), "Tiene claras huellas de haber estado cubierto de hielo durante el pleistoceno final". Heine (1973, pp. 51-56) registra varias etapas glaciales en la Sierra Nevada y el volcán de La Malinche; sobre este último verifica el nivel límite inferior de las nieves perpetuas, para esa época, a los 3 400 y 3 600 m.s.n.m. y encuentra morrenas terminales de antiguos valles glaciales entre 2 900 y 3 400 m.s.n.m., además observa fenómenos periglaciares hasta 2 700 m.s.n.m.; los datos tomados corresponden sólo a una etapa que Heine (1973, p. 51) denomina MIII y en ella reconoce dos avances glaciales acompañados por "periodos fríos y húmedos que ocurren entre 10 000 y 9 000 años antes de nuestros días, separados por un periodo más cálido y seco". Heine hace otras tantas observaciones en el lado este de la Sierra Nevada y correlaciona sus registros entre sí y con los de White, citado por el mismo Heine, para el lado oeste del Iztaccíhuatl, concordando perfectamente todas las etapas y avances glaciales. La altura absoluta de las morrenas terminales de las distintas glaciaciones y de las tres diferentes localidades se presentan con niveles de altura semejante y sólo en pocos casos

difieren entre sí, por decenas de metros. Heine consigna, además, otras dos glaciaciones anteriores a la ya referida, en las cuales los glaciares llegaron a niveles más bajos, así como a otras dos posteriores, más recientes. Ante estas evidencias, el mismo Heine (1973, p. 53), asienta que "permiten, además, llegar a una correlación que se puede trasladar a los otros volcanes. Ahí desempeña un especial papel la altura absoluta de las morrenas terminales de las distintas glaciaciones: se presentan en todos los macizos montañosos, aproximadamente a la misma altura".

El hecho de que la sierra de Zempoala que nos ocupa en este estudio forme parte de las estribaciones meridionales del Ajusco y a que alcance alturas muy superiores a los 3 000 m.s.n.m., hace pensar en condiciones glaciales o, al menos, en un acondicionamiento periglacial. Las evidencias concretas de fenómenos periglaciales son difíciles de encontrar; como se ha dicho, el paisaje está adaptado a una nueva condición de biostasia en la que los suelos profundos y la densa vegetación enmascaran y alteran muchas de las formas elementales de los fenómenos periglaciales. Aunque no puede decirse lo mismo de las estructuras mayores y más complejas que se localizan en la región de las lagunas de Zempoala, muy a menudo se observa que algunos cauces fluviales no son proporcionales al tamaño de los valles que ocupan; éstos se muestran muy amplios desde su cabecera y sus costados o vertientes se presentan con paredes casi verticales o taludes muy pronunciados; donde hay afloramientos en ocasiones la roca muestra rasgos de entallamiento, los valles tienen forma de U y son de fondo plano; por último, algunos de ellos se disponen y confluyen a otros valles con un nivel de altura mayor, o sea, como valles suspendidos o colgados; a veces la relación entre dichos valles no es muy evidente debido a que los derrames de lava recientes se emplazaron sobre estos amplios valles. Con esto no se quiere afirmar que se trate de valles fluvioglaciales, pero sí tener presente esta consideración, ya que la condición de desproporción tan amplia que guardan los valles puede ser resultado de un cambio climático a condiciones menos frías, con la consecuente fusión de los hielos en los valles.

Ya en el dominio periglacial el modelado se ve sujeto a un sistema de erosión en el que la acción de los hielos juega el papel principal y la alteración de las rocas originada por los repetidos y continuos efectos del proceso de congelación y descongelación dieron lugar a una fuerte gelifración. Este proceso fue, además, propiciado por otros factores: en primer lugar la naturaleza de los materiales volcánoclasticos, ya que la permeabilidad y porosidad de la roca la ponen frente a este proceso en una aptitud muy favorable a la fragmentación. El otro factor es la abundancia de agua o humedad que propicia el proceso de gelifración; según Heine (1973, p. 54), hubo un aumento de las precipitaciones en los periodos de máxima glaciación. Junto al proceso elemental de la gelifración no pudo faltar el de soliflucción en el deshielo, este proceso y los derrubios de gravedad debieron provocar la remoción de los derrubios en las vertientes, rellenando, así, depresiones y valles de la zona montañosa. En esta forma, los procesos mencionados prepararon el material que dio lugar al estado clástico previo a la posterior evacuación, pues el aire frío del medio periglacial no contiene suficiente humedad como para provocar tormentas o precipitaciones violentas, lo bastante intensas, que originen flujos hídricos de importancia que permitan remover o arrastrar la mayoría de los sedimentos de clastos gruesos.

La importancia del proceso de gelifración es vital, porque de él se derivan los derrubios que forman el glacis, sólo así se explica la fuente de sedimentos tan potentes generados en un área que, siendo relativamente pequeña, dio lugar a un glacis tan amplio. No en vano Ordóñez (1937, p. 14), de acuerdo con las opiniones de Prister (1927, pp. 1-13) y refiriéndose a los materiales del glacis, sugirió que, "algunas capas representaban detritos glaciofluviales originados por el deshielo en la serranía situada al norte del cerro de Zempoala". Fries (1960, p. 123) no está de acuerdo con dichos autores, argumentando la falta de evidencia de la existencia de glaciares y que el material no tiene estrías. Es probable que este investigador sólo pensara en una morfología glacial, dados sus razonamientos, pasando por alto el condicionamiento del me-

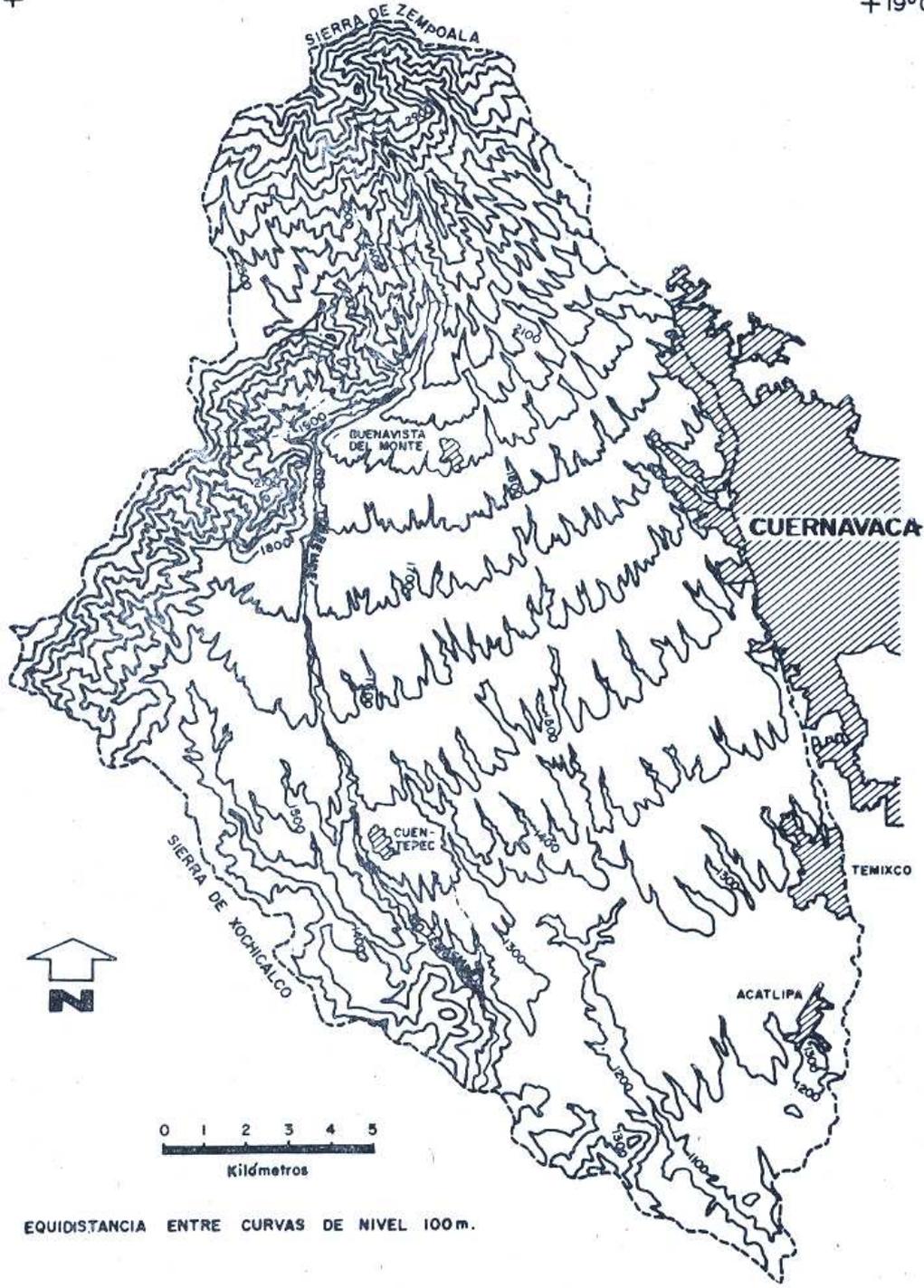


FIG. 3. Fotomosaico que ilustra la forma general del glacis, el trazo punteado marca su límite.

MAPA TOPOGRAFICO

99°25'
19°02'30" +

99°12'30"
+ 19°02'30"



18°45' +
99°25'

+ 18°45'
99°12'30"

FIG. 4. La configuración y densidad de curvas de nivel delimitan de manera muy clara la morfología del glacis de los relieves adyacentes.

dio periglacial, sin advertir los rasgos glaciales que muestran algunos valles de la región de Zempoala, por concentrar su atención en el vulcanismo reciente. La segunda objeción de Fries (1960, p. 124) es referente a la edad de la Formación Cuernavaca (unidad litoestratigráfica componente del glacis) dada por él como del plioceno superior al pleistoceno inferior, aunque admitiendo que, los límites de edad no pueden establecerse en forma definitiva, puesto que todas sus relaciones de contacto se encuentran discordantes; o sea, supone que el glacis ya estaba formado antes de la llegada de las fases glaciales, opinión que es imposible aceptar ya que durante todo el resto del pleistoceno y el holoceno, el glacis permanecería solo erosionándose, sin ser afectado por los cambios morfoclimáticos del cuaternario. La prueba concluyente es que el glacis guarda localmente interstratificaciones lávicas recientes que atestiguan un vulcanismo contemporáneo a la formación final del glacis. De acuerdo con el análisis petrográfico, estas lavas consisten en basalto de olivino iguales a las del ciclo volcánico más reciente, que pueden considerarse como equivalentes, tanto en edad como en composición, a las del grupo Chichinautzin, pudiendo, incluso, formar parte de este grupo.

EL GLACIS

Descripción general

La designación de glacis de Buenavista, propuesta aquí, se tomó del nombre del poblado Buenavista del Monte que se ubica en la porción central del mismo.

El glacis se extiende radialmente y en forma de un amplio abanico, a partir de su vértice o centro común que se localiza, en el plano axial del mismo, a una altura de 2 200 m.s.n.m. Dicho centro constituye el ápice principal del glacis (fig. 3 y 4). Actualmente las relaciones de contacto entre el glacis y el relieve volcánico contiguo son muy transicionales, debido principalmente a la presencia de materiales tobáceos recientes y poco potentes que cubren indistintamente tanto las capas superficiales del glacis en su porción superior, como a la

estructura volcánica montañosa en su parte inferior. De cualquier manera, el contacto así diferido es sinuoso, con numerosas entrantes a manera de golfos que se prolongan sobre las antiguas rocas volcánicas y entre ellas. Estas relaciones de contacto ponen de manifiesto una erosión regresiva muy intensa sobre los materiales del glacis, pues las entrantes se presentan sólo en los interfluvios y las salientes únicamente en el curso de los valles. La erosión remontante demuestra que el glacis es una forma relictica en la cual han cesado todos los procesos que la formaron y, por eso, se le debe considerar como un glacis en erosión.

La parte media del glacis se encuentra limitada al poniente por las estribaciones de la sierra de Tejaltepec; al oriente llega hasta la propia ciudad de Cuernavaca. Gran parte de esta ciudad está emplazada dentro de la parte media del glacis, pero, dada la presencia de la zona urbana, se restringió el área en estudio hasta la corriente del Tecolote, en donde tiene lugar el salto de agua de San Antón. La extensión original del glacis fue todavía mucho mayor, ya que sus puntos extremos por el oriente llegaban al valle de Jiutepec, es decir, unos tres kilómetros más al sureste de la ciudad de Cuernavaca, pero pierde aproximadamente un tercio de su superficie original al quedar sepultado por los derrames de lava basáltica más reciente, producto de la erupción de varios cráteres pequeños del Grupo Chichinautzin que se localizan sobre el valle de Jiutepec.

La parte terminal o inferior del glacis está limitada en todo su flanco meridional por la vertiente septentrional de la sierra de Xochicalco, misma que le sirve de barrera natural permitiendo la represa de los sedimentos del glacis e impidiendo su crecimiento y progreso hacia el sur (Fig. 4), en tal forma que carece del esquema clásico de los glacis en los que se reconocen las playas y bajadas.

Los rasgos estructurales más notables del glacis, de norte a sur y, respectivamente, en la parte superior e inferior del mismo son los siguientes: la pendiente llega a sólo entre 8° y 5° en la porción del glacis más cercana al pie del relieve montañoso, para luego decrecer en proporción progresiva hasta 1° en la parte inferior o final. Generalmente las capas del

glacis se inclinan con igual valor que el gradiente de las pendientes predominando, de este modo, un echado hacia el sur.

La disposición paralela entre la estructura y la pendiente del glacis, y la continuidad de esta relación hasta la porción final, permiten deducir que el vigor o energía de los procesos se realizó con un nivel o valor más o menos semejante e igual para toda su trayectoria, porque de no ser así se hubiera perdido cuando menos parte de esta disposición; tal vez esta sea una de las razones para entender la noción de pendiente límite que guardan todos los glacis y pedimentos del mundo; por otra parte, se deduce que la neotectónica no ha afectado en forma profunda la morfología del glacis.

Otro elemento de análisis en la descripción del paisaje lo constituye el clima en el cual, de acuerdo con las cartas climáticas de la Comisión de Estudios del Territorio Nacional y con base en las modificaciones hechas por García (1973) a la clasificación climática de Köppen, la distribución climática sobre el glacis, de norte a sur, es la siguiente: en la porción superior o norte, desde los 1 700 m.s.n.m. hasta una altura aproximada de 2 500 m.s.n.m. se presenta el clima (A)C(w₂)(w)ig, es decir, semicálido, el más cálido de los climas templados, con temperatura media anual mayor de 18°C y la del mes más frío menor de 18°C; es el más húmedo de los subhúmedos con lluvias en verano, tiene un porcentaje de lluvia invernal menor de 5 de la total anual, isothermal con oscilación térmica menor de 5°C y, debido a que el mes más caliente se presenta antes del solsticio de verano, la marcha de la temperatura es de tipo ganges.

En la porción media del glacis el clima es (A)C(w₁)(w)ig, muy semejante al anterior, sólo que aquí la humedad es un poco menor y, además, se registra sequía intraestival, o sea una disminución en la lluvia durante el vera-

no. Para mayores detalles del clima de esta zona consultar a Juárezgui (1961).

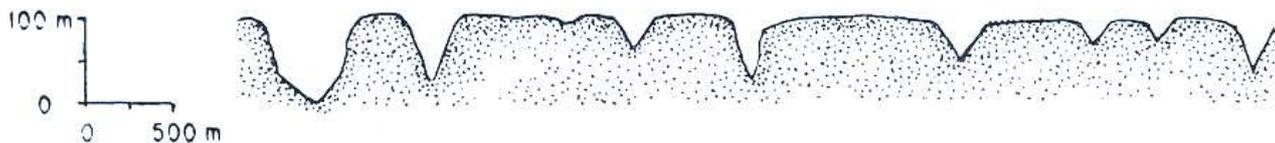
Sobre la porción inferior o sur del glacis y entre los 1 000 y 1 450 m.s.n.m. el clima es más seco aún, Aw''₀(w)(i')g, que es el más seco de los cálidos subhúmedos con lluvias en verano, con un porcentaje de lluvia invernal menor a 5 de la total anual, con poca oscilación térmica, entre 5° y 7°C, y con marcha de la temperatura tipo ganges.

El hecho de que el área se localice en una zona de transición entre los climas cálidos secos y los templados subhúmedos de la montaña, hace que se vea afectada por profundos y bruscos cambios que se reflejan en la vegetación. Por eso, la parte superior del glacis que se encuentra al pie de las montañas está cubierta por una vegetación arbórea que se interrumpe hasta una altura de aproximadamente 1 900 m.s.n.m.; fuera de esta superficie el resto del glacis se encuentra totalmente desprovisto de la cubierta forestal, con excepción de los bosques de galería que prosperan a lo largo y en el fondo de las barrancas, favorecidos por la mayor humedad; fuera de los valles o barrancas dominan los pastizales. De este modo la vegetación del glacis ofrece notables diferencias que contrastan con la vegetación de la unidad geomórfica de las montañas en la que los elementos y factores del clima permiten una exuberante vegetación arbórea.

ELEMENTOS DEL MODELADO

Sobre la superficie inclinada del glacis dominan, a primera vista, los dos elementos básicos o primarios del modelado: interfluvios y barrancas.

Los interfluvios son simétricos y anchos, el plano axial coincide con los puntos más altos del interfluvio, en los cuales no se distinguen crestas o aristas, ya que el parteaguas tiene lugar en una superficie de terreno plano, de



Escala

FIG. 5. Diagrama que muestra una fracción de un perfil transversal en la llanura del glacis.

tal modo que no existe una distinción entre los interfluvios. A medida que se aleja la insensible divisoria de aguas, las vertientes adquieren por corto trecho una forma ligeramente convexa que se interrumpe bruscamente en una ruptura de pendiente formada por el borde o la orilla del cauce, en la ribera alta de las barrancas, como producto de la disección del glacis por la erosión lineal de las corrientes (Fig. 5).

Esta sencilla expresión geométrica del relieve se encuentra sujeta a la acción de dos procesos dominantes, la escorrentía difusa o laminar, y el escurrimiento concentrado.

La escorrentía laminar y su trabajo de lavado en mantos tiene lugar en todas las vertientes convexas de los interfluvios, de esta manera el flujo de la lámina de agua de las partes altas de los interfluvios se extiende radial o lateralmente a medida que corre cuesta abajo. Cuando el flujo de la escorrentía reconoce como nivel de base transicional las rupturas de pendiente en las barrancas, se forman abajo de estos desniveles pequeños surcos por la unión de varios hilos de agua, y el flujo es encauzado en talwegs elementales que marcan el principio de los procesos de la erosión lineal que tiene lugar única y exclusivamente en valles y barrancas.

Para conocer las causas y tener un entendimiento cabal del modelado actual es necesario volver la vista hacia el pasado, pues no hay que olvidar que los procesos actuales están adaptados a una morfología ya elaborada, pero condicionada al dominio morfoclimático actual; así, pues, la morfología heredada del glacis no es sino el residuo del modelado originado por los sistemas geomorfofogenéticos precedentes.

EVOLUCIÓN DEL GLACIS

Es probable que el glacis comience a formarse al finalizar el ciclo volcánico del plioceno superior, para continuar en el transcurso del pleistoceno en el que se alternan pasajes de una evolución dominada por la alternancia de fases glaciales e interglaciales, secuencias en las que el glacis fue afectado por episodios de sedimentación y degradación.

Solamente la última etapa glacial de las diversas que tiene la gran glaciación del Wiscon-

sin, deja señales suficientes que permiten deducir parte del desarrollo evolutivo del glacis.

Con la última retirada de los glaciares se presenta un fuerte cambio climático, caracterizado por condiciones cálidas y secas, que ocurrió hace unos 9 000 años, Heine (1973, p. 56). Es muy probable que a partir de este cambio, que conduce a un proceso de desertización, tenga lugar la remoción de los abundantes derrubios aislados en las altas montañas como producto o herencia del sistema de erosión periglacial. De esta manera, y con una potente fuente de sedimentos, se renuevan las acciones que dan lugar al progreso y crecimiento del glacis, ya que la nueva condición de aridez lo ponen en un medio muy propicio para su desarrollo.

Las consecuencias derivadas de las modificaciones climáticas se reflejan principalmente en la hidrodinámica fluvial, al modificarse el régimen hidrológico de los escurrimientos. Al disminuir las precipitaciones las corrientes pierden parte de su capacidad de transporte, por tanto, los sedimentos sólo son evacuados en las crecidas. Durante el breve lapso de las avenidas que involucran un alto poder de carga, los escurrimientos torrenciales evacúan los sedimentos, socavan y ahondan el fondo de los cauces fluviales, hechos que explican en buena parte la fuerte disección del relieve en la unidad geomórfica de la montaña en donde domina el sistema de erosión lineal.

En el glacis el violento flujo de la onda de crecida cesa o pierde velocidad al llegar a la explanada del mismo debido al bajo gradiente de la pendiente, lo que trae como consecuencia una pérdida de la capacidad de transporte, por lo que los detritos son abandonados. La pérdida del poder de transporte es ayudada, además, por la diseminación del escurrimiento; cuando las corrientes en forma de avenida abandonan la montaña y entran en la zona de terreno plano del glacis, se despliegan en una multitud de pequeños cauces divagantes y anastomosados; en esta forma la depositación del material no se concentra en un lugar, sino se extiende en forma de amplio abanico; esta división del escurrimiento en una red de distributarios implica una pérdida en el nivel de energía, con la consecuente depositación de materiales. Una vez que

pasa la repentina cresta de crecida disminuye el ímpetu de las aguas corrientes y, como están sobresaturadas de una fuerte carga de fango y clásticos, los torrentes se hacen tan densos que no disponen de energía para proseguir socavando y formar sus cauces; entonces precipitan su carga obliterando sus propios lechos con los mismos sedimentos. Cuesta abajo la escorrentía disminuye o pierde su caudal por infiltración, arrastre de sedimentos, diseminación del agua, obstáculos o vegetación, evaporación etc. Semejante a este proceso, pero de mayor eficacia, es el que se efectúa durante el flujo máximo de la avenida; como la mayor parte de ésta no es encauzada se desborda fuera de sus canales o lo hace desde la salida, en la garganta del valle o desagüe; desplegándose radialmente en un manto de crecida, la superficie inundada se cubre de un delgado manto de agua que corre erosionando o transportando sedimentos finos que entallan o desgastan la superficie del glacis; de esta manera el escurrimiento mantiene su trabajo de lavado en mantos se manifiesta como principal agente de los procesos de nivelación o aplanamiento.

DESARROLLO Y EXPANSIÓN DEL GLACIS

Sin duda, la morfología del glacis se inicia por la coalescencia de varios abanicos aluviales, pues el rumbo de las capas sedimentarias se dispone alrededor de los primitivos desagües principales; posteriormente la superficie dejada por los abanicos se modifica al ser diseada en los periodos de mayor humedad, en tal forma que el perfil longitudinal de las corrientes se alterará, los escurrimientos tienden a alcanzar su estabilidad en un nuevo perfil de equilibrio, buscando nuevos caminos en sus propios sedimentos, cortando y atravesando los abanicos aluviales. Los cauces de desagüe formados por la condición de humedad siguen funcionando parcialmente en el periodo seco, aunque muchos de ellos se azolvaban de sedimentos, de tal manera que sólo los más profundos continúan con su lecho encajado dentro del abanico llevando y depositando los sedimentos más abajo. Aunque todos los canales

terminaran por azolverse en el transcurso de las primeras crecidas, el transporte de sedimentos sería guiado cuesta abajo a través de una divagante y profusa red de pequeños distributarios conocidos como uadis, y por la escorrentía difusa o laminar, con la consecuente extensión de la superficie del glacis. El desarrollo prosigue hasta cierto límite, puesto que al estar circundado por una serie de sierras, los sedimentos quedan represados bloqueando hacia abajo la expansión del glacis. Sin embargo, el aporte de sedimentos y la acumulación de material no cesa, la superficie del glacis se eleva progresivamente con el tiempo y se transforma en un glacis de acumulación.

GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

Con la última etapa de la formación del glacis se advierte, también, como ya se ha mencionado, una actividad volcánica que se evidencia por algunos derrames lávicos de tipo basáltico que se disponen interestratificados entre las capas superficiales del glacis. Cabe suponer que dicha actividad volcánica se realizó de manera tranquila y por medio de una extravasación de lavas muy fluidas que, de hecho, resbalaron sobre la superficie inclinada del glacis; dicha extrusión se hizo a través de pequeños focos de emisión, pues no hay rastro de grandes edificios volcánicos en ninguna parte del glacis y tampoco gran dislocación de las estructuras sedimentarias.

El estilo estructural de las deformaciones parece estar dirigido por una tectónica de tensión originada en el ciclo volcánico del reciente, que afectó tanto a los depósitos de la formación Tepoztlán como a las unidades volcánicas localizadas al noroeste del glacis; dichas unidades se encuentran dislocadas por una serie de fallas normales formando estructuras de bloques a fallados ocasionados por movimientos diferenciales entre ellos.

Fuera de un pequeño graben y de varias fallas y fracturas inferidas, el glacis parece no haberse afectado por las deformaciones. Sin embargo, las deformaciones tectónicas pueden no estar visibles ya que los procesos erosivos y de depositación pudieron haberlas enmascarado, como sucedió con los derrames de lava.

MODIFICACIONES DEL SISTEMA FLUVIAL

Los mecanismos que animan el desarrollo y crecimiento del glacis en el último periodo de aridez se interrumpen hace unos 2 000 años, tras de verificarse un cambio climático en el que, según Heine (1973, p. 56) ... "se registra una fase húmeda y más fría", cambio a partir del cual se propicia, probablemente, el advenimiento de una nueva condición de biostasia que perdura aún en la mayoría de las vertientes de la montaña.

Los procesos morfogenéticos que se verifican en la alta montaña se modifican al disminuir su agresividad y eficacia, ya que al instaurarse una cobertura forestal ésta protege y fija las vertientes impidiendo o limitando la erosión y el transporte de derrubios, factores que contribuyen al desarrollo de los suelos. Aunque aumenta el caudal de las corrientes, su poder erosivo se ve contrarrestado por la inmunidad de las vertientes, por eso los escurrimientos se limitan a horadar su propio lecho en el fondo de los valles, pues la mayor parte de las acumulaciones detríticas ya han sido evacuadas y depositadas en el glacis durante el periodo de su formación.

En cuanto a la morfología del glacis, ésta permanecerá en relativa quietud, la activa morfogénesis se paralizará como un retrato hablado del modelado producido por el sistema de erosión precedente, pero es obvio que el sistema fluvial no haga lo mismo, pues al cambiar el régimen hídrico a condiciones de mayor pluviosidad las corrientes con mayor caudal se trasladarán en busca de un nivel de base más estable, hasta conseguir el relativo perfil de equilibrio con la consiguiente excavación y disección de la superficie del glacis. Fuera de las barrancas así formadas, la escorrentía, tanto laminar como difusa, seguirá actuando, pero ya no como producto de los desbordes por crecidas, sino directamente de las precipitaciones pluviales, de tal manera que su eficacia se ve menguada y contrarrestada, además, por la vegetación herbácea.

La red de drenaje se modifica; las corrientes originales consecuentes se alteran y toman su lugar los cursos fluviales resecuentes, modificándose el sistema de distributarios de tipo dicotómico, pobremente integrados y arreicos, pasando a una red de tributarios bien integrados. La red antecedente tenderá a adaptarse mediante una serie de capturas, guiando y apoyando su trayectoria en el control que le im-

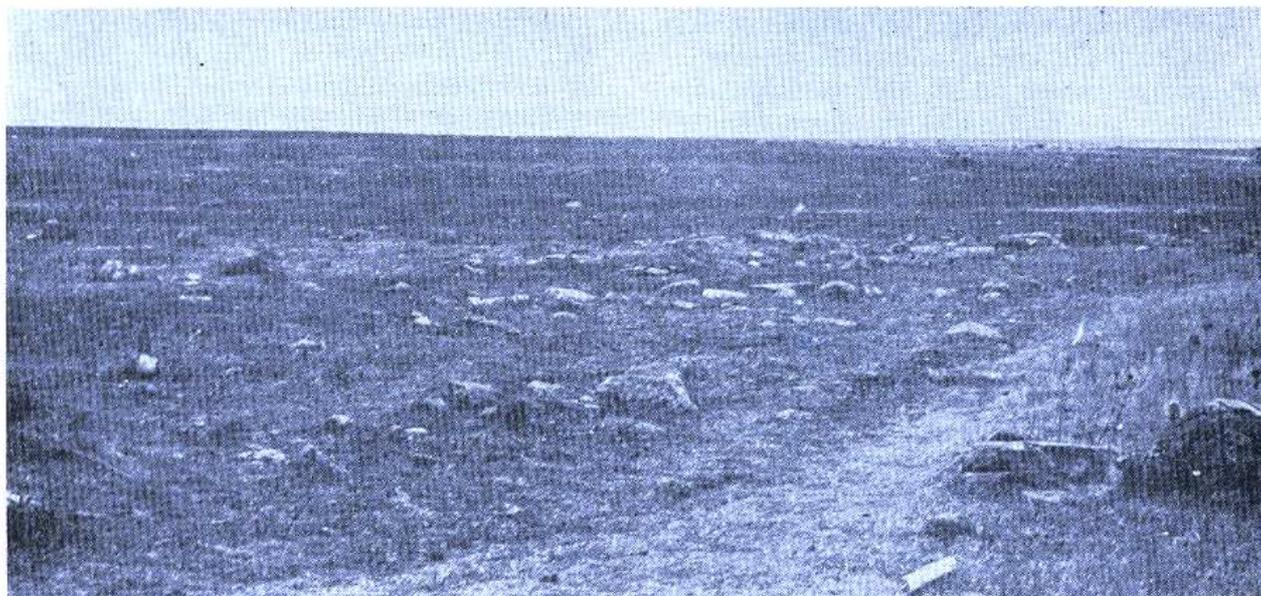


FIG. 6. Vista parcial de la porción central del glacis, que ilustra la pedregosidad del suelo y el tapiz herbáceo.

parte la estructura interna de las capas infra-yacentes y la pendiente uniforme del glacis, permitiendo el desarrollo del patrón subparalelo de baja densidad, pues el carácter de los depósitos de clastos gruesos subangulosos, poco compactos y friables, de tipo fanglomerado, propician la infiltración. Fuera del glacis, el patrón dendrítico domina en el resto del área, en la alta montaña y en las vertientes de las sierras que rodean al glacis.

ACCIÓN ANTRÓPICA

Al llegar al término de la historia geomórfica del glacis se hace sentir la presencia del hombre en el medio, dirigiendo sus acciones por los caminos que llevan al desequilibrio tanto del sistema morfoclimático como del ecosistema, al desforestar la periferia de las zonas boscosas reemplazándolas por cultivos de temporal; este cambio y la falta de técnicas en conservación de suelos ha provocado la degradación de estos últimos, por la acción de la escorrentía en algunos sitios de la parte superior del glacis. El resto de la superficie está destinada a terrenos de pastoreo, pues la condición de alta pedregosidad del suelo, impartida por la naturaleza de los depósitos conglomeráticos, la hacen impropia para el cultivo.

Es probable que aquí exista un pastoreo excesivo, pues algunos sitios muestran huellas de esta intensa actividad, por medio de una profusa red de pistas o sendas romboidales dejadas por el pisoteo continuo del ganado, en varias de las cuales la escorrentía se ha concentrado hasta formar pequeños cauces. De ahí la necesidad de medidas esenciales para la conservación de estas tierras.

Conclusiones

El marco geomorfológico actual es resultado del desarrollo secuencial de las oscilaciones climáticas del cuaternario en el que se alternan periodos de climas húmedos y secos, de los que se deducen episodios de degradación y agradación sedimentaria en el glacis.

El glacis de Buenavista se ubica fuera de los límites zonales de las regiones de aridez, como consecuencia de las modificaciones climáticas del cuaternario que propiciaron que los glacis ampliaran su dominio hasta ocupar zonas actualmente subhúmedas; hecho que en épocas recientes prueba la repartición extra-zonal de este tipo de relieve en México.

De acuerdo con las teorías modernas, los procesos que modelan los glacis parecen haberse repetido, sin objeción alguna, en la superficie del glacis de Buenavista. El modelado del glacis evoluciona a partir de la coalescencia de abanicos aluviales sin que esto implique una modificación de los procesos normalmente atribuidos en la formación de los glacis, pues se ha llegado a la conclusión de que no hay gran diferencia y sí una similitud notable entre los procesos que modelan los abanicos aluviales y el glacis, ya que en su mayoría son análogos cualitativamente y sólo difieren en cuanto a su magnitud y escala espacial.

En el transcurso de la historia geomórfica del glacis hay manifestaciones de una actividad volcánica concurrente a su formación, tales como derrames lávicos, lahares y depósitos tobáceos que se integran como componentes del propio modelado, coadyuvando en la expansión y formación del glacis, dando lugar a su desarrollo poligenético.

BIBLIOGRAFÍA

- Blissenbach, E. 1954. "Geology of Alluvial fans in semiarid regions", *Bull. Geol. Soc. América*, 65 (7), pp. 175-190, New York.
- Derruau, M. 1966. Geomorfología, Ediciones Ariel, Barcelona, España.
- Duffar, E. 1970. "El problema de los glacis", *Boletín de Estudios Geográficos*, XVII, Nº 66-69, pp. 5-20. Instituto de Geografía, Universidad Nacional de Cuyo, Argentina.
- Fries, C. Jr. 1960. "Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México", *Boletín* 60, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F.
- García, E. 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F.

- Heine, K. 1973. "Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40 000 años en México", *Comunicaciones*, 7, Proyecto Puebla-Tlaxcala, pp. 51-58, Puebla, Pue., México.
- Jáuregui, E. 1961. "El clima de la ciudad de Cuernavaca", *Ingeniería Hidráulica en México*, 15- N° 3, pp. 1-16, México, D. F.
- Kooke, R. Warren, A. 1973. *Geomorphology in deserts*, Batsford Ltd, London.
- Lorenzo, J. 1969. Condiciones periglaciares de las altas montañas de México, *Scie Paleoecología*, N° 4. Depto. de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, D. F.
- Ordóñez, E. 1937. "El salto de San Antón", Cuernavaca, Morelos, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo X, N° 1-2, pp. 7-23, México D. F.
- Polanski, J. 1966. Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas, Eudeba, Buenos Aires, Argentina.
- Priester, A. 1927. "Notas preliminares sobre vestigios glaciales en el estado de Hidalgo y en el valle de México", Soc. Cient. Antonio Alzate, *Memorias T.* 48, pp. 1-13, México, D. F.
- Ruhe, E. 1975. *Geomorphology*, Houghton Mifflin Company, Boston.
- Soto, A. 1972. "Aspecto físico del valle de Cuernavaca", *Anuario de Geografía*, año XII, pp. 342-359, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F.
- Thornbury, W. 1960. *Principios de geomorfología*, Kapelusz, Buenos Aires, Argentina.
- Tricart, J. Cailleux, A. 1972. *Introduction to climatic geomorphology*, Logman group Ltd, London.
- Tricar, J. Raynal, R. Besancon, J. 1972. "Cônes rocheux, pédiments glaciés", *Annales de Géographie*, LXXXI, N° 443, pp. 1-23. París.
- Viers, G. 1974. *Geomorfología*, Oikos-tau, S. A. Barcelona, España.
- Záruba, Q. Mencl, V. 1969. *Landslides and their control*, Elsevier publ. Co., Amsterdam.

AGRADECIMIENTOS

Se reconoce la eficaz ayuda prestada por los geógrafos Alberto López y Carmen Valverde; el Dr. Héctor Ochoterena, los ingenieros Gilberto Cadena y Alberto Castro, de quienes recibí provechosas críticas, además de una

ayuda insustituible en las verificaciones de campo; el Dr. Alain Demant por el interés y colaboración prestada en el análisis petrográfico de las muestras; finalmente, el Lic. Rubén López por la asesoría y revisión del trabajo.