

GLACIACIONES DEL CUATERNARIO TARDÍO EN EL VOLCÁN TÉYOTL, SIERRA NEVADA

Lorenzo Vázquez Selem*

Resumen

En el volcán Téyotl (4 660 m), situado en el norte del complejo volcánico del Iztaccíhuatl (centro de México), se han identificado evidencias geomorfológicas y estratigráficas de tres glaciaciones, ocurridas después de las emisiones de lava del pleistoceno tardío que edificaron la montaña. La más antigua, **T1**, construyó grandes morrenas que se extendieron hasta 3 400-3 200 m. Sobre ellas se encuentra una capa de pómez del Popocatepetl originada hace más de 12 900 años (probablemente hacia 14 500 años antes del presente). Las morrendas de la segunda glaciación, **T2**, probablemente ocurrida a fines del pleistoceno, se ubican entre 3 800 y 4 000 m y no fueron cubiertas por la pómez mencionada. La glaciación más reciente, **T3**, solo dejó huellas en algunas laderas arriba de 4 100-4 200 m, y estuvo muy influida por condiciones de relieve locales. Algunos glaciales rocosos, hoy inactivos, evidencian el paso hacia condiciones periglaciales al final de la glaciación. La morfología de los depósitos sugiere una edad holocénica, y en ciertos casos ésta podría ser de apenas unos cuantos siglos o decenios. La comparación de la secuencia glacial del Téyotl con las elaboradas por S. White y por K. Heine para diversas montañas del centro de México (en particular el Iztaccíhuatl) permite proponer algunas correlaciones, pero hace evidentes ciertos problemas cuya solución requiere de dataciones absolutas y tefracronología.

Summary

Geomorphological and stratigraphical evidences of three glaciations have been recognized over the late Pleistocene lavas that formed the Téyotl volcano (4 660 m), located on the northern side of the Iztaccíhuatl volcanic complex (ca. 19° N, Central Mexico). The oldest one, **T1**, deposited large moraines whose terminal positions lie around 3 400-3 200 m. These moraines were covered by a layer of air-fall pumice originated at the Popocatepetl volcano prior to 12 900 yr B. P. (probably ca. 14 500 yr B. P.). Terminal moraines of the second glaciación, **T2**, lie between 3 800 and 4 000 m and were not covered by the above mentioned pumice. They were probably formed by the end of the Pleistocene. The latest glaciación, **T3**, covered some slopes above 4 100-4 200 m and was strongly controlled by local relief conditions. Some rock glaciers (at present inactive) make evident the transition to periglacial conditions at the end of the event. An holocenic age (which in certain cases might not go beyond a few centuries or decades) is suggested for **T3** deposits on the basis of its morphology. A comparison of the Téyotl glacial sequence with those from other mountains of Central Mexico proposed by S. White and by K. Heine, allows some correlations. However, this comparison reveals several problems whose solution lies on tephrochronology and absolute dating.

* Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Apdo. Postal 20-850, 01000 México, D. F.

1. Introducción

Desde principios del siglo XX se han identificado en el centro de México diversas evidencias de los periodos fríos del cuaternario. Entre las más notables se encuentran las huellas de glaciación presentes en los grandes edificios volcánicos, únicas elevaciones con suficiente altitud para compensar su ubicación intertropical y permitir la existencia de climas fríos y masas de hielo permanente. Este tipo de condiciones hoy en día solo prevalecen –y en forma apenas suficiente– en las tres montañas más altas: Pico de Orizaba (5 675 m), Popocatépetl (5 452 m) e Iztaccíhuatl (5 286 m) (figura 1); pero en distintos lapsos del cuaternario han abarcado áreas extensas de éstas y otras montañas de menor altitud.

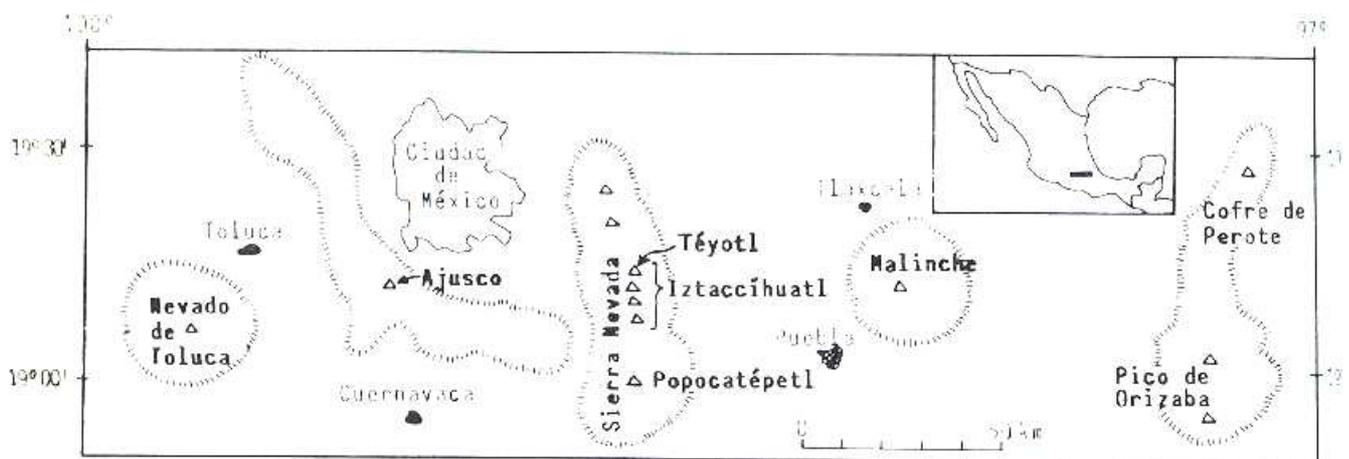


Figura 1. Mapa de localización general.

Durante la primera mitad del presente siglo se realizaron observaciones sobre evidencias de glaciación principalmente en las montañas aledañas a la cuenca de México (Jäger, 1926; Priester, 1927; Blázquez, 1944; Robles Ramos, 1944; De Terra *et al.*, 1949), que, sin embargo, no condujeron al establecimiento de una cronología glacial aceptable. Ésta se logró solo a fines de los cincuenta y principios de los sesenta cuando White (1956a, 1956b, 1962a, 1962b; White y Lorenzo, 1968) estudió la vertiente occidental del Iztaccíhuatl y planteó para ella una secuencia glacial detallada, más tarde afinada y complementada con nuevas observaciones en el Iztaccíhuatl, en el Popocatépetl y en el Ajusco (White, 1978, 1981a, 1981b, 1987; White y Valastro, 1984). Desde principios de los setenta Heine (1971, 1973a, 1973b, 1973c, 1975, 1976a, 1976b, 1978, 1980, 1981, 1983a, 1983b, 1983c, 1984a, 1985, 1988, 1989; Heine y Heide-Weise, 1972, 1973; Heine y Ohngemach, 1976) realizó investigaciones estratigráficas y de geomorfología glacial y periglacial en la Malinche (4 461 m) y posteriormente en el Iztaccíhuatl, el Nevado de Toluca (4 558 m), el Pico de Orizaba y el Popocatépetl, que le permitieron establecer una cronología glacial del centro de México y proponer correlaciones con la de White. Otras contribuciones importantes al conocimiento de

las glaciaciones cuaternarias, los fenómenos periglaciales y los glaciares actuales de México fueron hechas por Lorenzo (1961, 1964, 1969a, 1969b, 1973, 1986). No obstante los estudios realizados, aún existen discrepancias significativas entre las cronologías glaciales hasta ahora elaboradas para el centro de México, sobre todo en lo referente a las edades absolutas de los depósitos, y quedan numerosos aspectos y zonas por explorar.

Este trabajo expone los resultados generales de una investigación sobre los fenómenos glaciales (y periglaciales asociados) del pasado en el volcán Téyotl, ubicado dentro del complejo volcánico del Iztaccíhuatl (**figura 1**), que hasta ahora solo había sido estudiado de manera superficial. La investigación tuvo como objetivos fundamentales establecer la secuencia glacial del volcán Téyotl y confrontarla con las del Iztaccíhuatl y otras montañas del centro de México, para encontrar sus puntos comunes y sus diferencias.¹

El trabajo se fundamentó en evidencias geomorfológicas y estratigráficas. Se utilizaron fotografías aéreas (en blanco y negro, a escalas 1:50 000 y 1:37 000) y se llevó a cabo un trabajo de campo, detallado, por la mayor parte de la montaña. Para la datación relativa de las morrenas se consideraron principalmente los siguientes criterios: dimensiones, grado de erosión de las morrenas laterales y terminales, morfología de las crestas, grado de meteorización de los bloques del depósito glacial, y depósitos piroclásticos sobreyacentes; criterios todos ellos utilizados por White (1962a, 1962b) en la vertiente occidental del Iztaccíhuatl. La revisión de fotografías aéreas del Iztaccíhuatl, Popocatepetl, Nevado de Toluca, Ajusco, Malinche y Pico de Orizaba, así como algunos recorridos de campo por las primeras cuatro montañas anotadas, permitieron efectuar comparaciones (y en algunos casos correlaciones) con el Téyotl.

2. Características generales del volcán Téyotl

El volcán Téyotl se localiza en el norte del Iztaccíhuatl, alineación de edificios volcánicos (el más alto alcanza 5 286 m) en parte superpuestos, que junto con el Popocatepetl constituyen la Sierra Nevada, cadena montañosa situada entre las cuencas de México y Puebla-Tlaxcala (**figura 1**). La cima del Téyotl se encuentra 1.5 km al NNE de La Cabeza (segunda elevación del Iztaccíhuatl, con 5 080 m), y consta de siete picos que culminan arriba de los 4 600 m, dos de ellos a poco más de 4 660 m. Sus laderas se extienden ampliamente hacia el NW, N, NE y E, mientras que el flanco sur es corto y termina de manera abrupta al pie de la Cabeza. La zona estudiada abarca las laderas del Téyotl situadas arriba de los 3 200 m, pero en la **figura 2** aparecen también otras elevaciones del norte del Iztaccíhuatl con objeto de mostrar el enlace con el cuerpo principal de esta montaña.

El Téyotl se edificó sobre el flanco noreste de la Cabeza, que, a su vez, se había desarrollado en el interior de la caldera de Llano Grande formada probablemente hace más de 600 000 años (Nixon *et al.*, 1987). El relieve de la zona es resultado de la acumulación de materiales volcánicos —lavas viscosas (dacitas y andesitas) en forma de

¹ Una exposición más detallada de los datos e ideas aquí presentados puede encontrarse en Vázquez Selem, 1989.

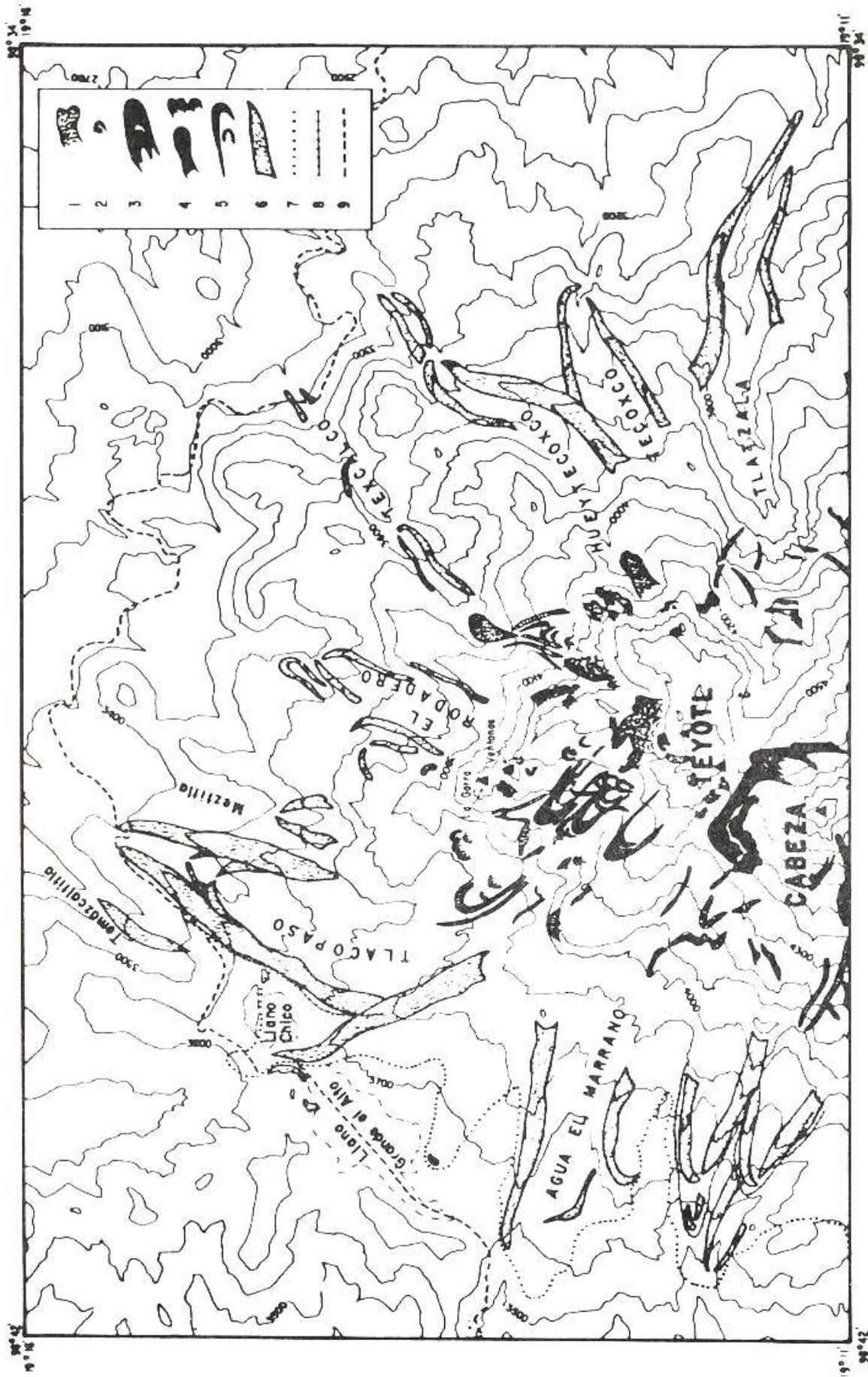


Figura 2. Depósitos glaciales del volcán Teyotl.

1. Glaciar rocoso T3.
2. *Protalus rampart* T3.
3. Morrena T3.
4. Glaciar rocoso T2.
5. Morrena T2.
6. Morrena T1.
7. Límite inferior del depósito glacial Hueyatlaco (1er. avance) (White, 1962a).
8. Límite inferior del depósito glacial Hueyatlaco (2o. avance) (White 1962a).
9. Camino de terracería.

derrames (coladas) masivos y algunos domos- y de los procesos fluviales, glaciales y periglaciales que han actuado sobre ellos.

En muchos casos aún se reconocen rasgos de la morfología volcánica original, ya que las erupciones formadoras del Táyotl datan del pleistoceno tardío y corresponden a una de las últimas etapas de actividad del complejo volcánico del Iztaccíhuatl; según White (1962a, 1962b) sus derrames más recientes se encuentran intercaladas con depósitos glaciales de edad Wisconsin, mientras que un fechamiento K-Ar reportado por Nixon *et al.* (1987) en lavas fuertemente falladas del flanco sureste (ciertamente no las más recientes) ha señalado una edad de 80 000 AP.² Algunos derrames que avanzaron más de 15 km hacia el NE y cubrieron porciones del piedemonte al E y SE del paso de Río Frío, se originaron hace más de 35 000 años (Vázquez Selem, 1985). La fragmentación de la cima de la montaña en varios picos, así como el relieve escalonado y abrupto del flanco sur, se deben a la presencia de una densa red de fallas. Otras fallas importantes controlan las laderas izquierdas de los valles de Texcalco y Tlatzala.

Pueden distinguirse dos unidades mayores en el paisaje de la zona: a) Por debajo del límite superior del bosque (4 000 m) se encuentran valles amplios separados por derrames de lava masivas y domos; todos con una vegetación de bosque de coníferas, a excepción de pequeños claros de poca pendiente donde se desarrolla zacatonal; por lo menos hasta los 3 400 m los valles presentan huellas de modelado glacial, aunque éste no es predominante. b) Arriba del límite superior del bosque abundan las formas de origen glacial y periglacial; ahí se localizan las cabeceras de los valles, algunas a manera de anfiteatros o de circos, rematadas por aristas y picos; sobre ellas únicamente se desarrolla el zacatonal, pero a partir de los 4 300 m éste deja paulatinamente su lugar a las superficies de roca *in situ* o cubiertas por detritos rocosos, resultando un paisaje característico de alta montaña en el que la nieve es, aun, hoy en día, un elemento frecuente, aunque no permanente.

Con sus 4 660 m, el Táyotl no alcanza la línea climática de las nieves actual, localizada en el centro de México alrededor de 5 150 m, según García (1981), y a 5 000 m según Heine (1976a); tampoco la línea orográfica de las nieves, ubicada entre 5 000 y 4 700 m en el Iztaccíhuatl (Klaus, 1973), ni la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares actuales del Iztaccíhuatl, situada en promedio a 4 880 m (White, 1981a). Sin embargo, en coincidencia con lo establecido por Lorenzo (1969a) para las montañas del centro de México y posteriormente reafirmado por Heine (1983a), las laderas del Táyotl situadas arriba de 4 000 m pertenecen a la franja de periglaciarismo activo. En efecto, en la montaña tienen lugar procesos activos de formación de conos y taludes detríticos, campos y laderas de bloques todos muy relacionados con la gelifracción- arriba de 4 200 m, pero aparte de ellos hoy en día solo se verifican fenómenos micro: arriba de 4 400 m se observan bandas de piedras (*stone stripes*) y ciertos tipos de polígonos de piedras (*stone polygons*). Arriba de 4 000 m pueden encontrarse todas las formas periglaciales activas reportadas por Lorenzo (1969a) para las montañas mexicanas, exceptuando los suelos permanentemente congelados y los *glaciares enterrados*. En especial arriba de 4 000 m se observan todas las formas activas (en su mayoría microformas) relacionadas

²AP = años antes del presente.

con la acción de agujas de hielo (*pipkrake*) reportadas por Heine (1977a) en diversas montañas de México, con la posible excepción del *Glatthang* ("ladera recta lisa").

3. Secuencia glacial del Iztaccíhuatl

El marco de referencia más cercano para el estudio de las glaciaciones del Táyotl lo constituyen las investigaciones previas sobre otras zonas del Iztaccíhuatl. White (1962a, 1962b) encontró evidencias de cinco fases de glaciación en la vertiente occidental de la montaña (figura 3), y determinó la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares para cada una de ellas (White, 1981a). La primera, **San Rafael**, es de edad pre-Illinois (más de 300 000 AP); la **Tonicoxco** (representada por el depósito glacial **Nexcoalango** cae dentro del Illinois (más de 132 000 y menos de 198 000 AP); la **Diamantes** (depósito glacial **Hueyatlaco**) consta de dos avances ocurridos probablemente entre 32 000 y 20 000 AP, es decir, durante el Wisconsin tardío, al final del cual tuvo lugar la glaciación **Alcalican** (depósito glacial **Milpulco**), entre 16 000 y 10 000 AP; ya en el holoceno y hace menos de 5 000 años ocurrió la glaciación **Ayolotepito** (depósito glacial **Ayoloco**) (White, 1987).

Por otro lado, Heine estableció una secuencia glacial para el volcán la Malinche apoyada en dataciones ^{14}C (Heine 1971, 1973a, 1973c, 1975, 1985; Heine y Heide-Weise, 1972, 1973; Heine y Ohngemach, 1976). Estudió otras montañas del centro de México (en especial el Iztaccíhuatl, pero también el Popocatepetl, Nevado de Toluca y Pico de Orizaba), y propuso correlaciones entre éstas y la Malinche complementadas con una interpretación paleoclimática general de sus resultados (Heine, 1973b, 1975, 1976a, 1976b, 1978, 1983a, 1983b, 1983c, 1984a, 1988, 1989), además de una correlación con la cronología de White antes expuesta (véase sobre todo Heine 1973b, 1975, 1984b) (figura 4). Su secuencia abarca los últimos 40 000 años e incluye cinco glaciaciones, para las distintas montañas del centro de México, tres de ellas ocurridas al final del pleistoceno (Wisconsin) y dos durante el holoceno. La glaciación **MI** tuvo lugar entre 36 000 y > 32 000 AP; la **MII** alrededor de 12 100 AP; la **MIII** entre 10 000 y 8500 AP y consta de tres avances; la **MIV** entre 3 000 y 2 000 AP; y la **MV** —que solo se manifestó plenamente en las montañas de más de 5 000 m— en la segunda mitad del siglo XVIII y la primera del XIX, es decir, durante el evento conocido en todo el mundo como la *Pequeña Edad Glacial* (Heine, 1984a).

Al comparar las secuencias glaciales elaboradas separadamente por ambos autores para el Iztaccíhuatl, se observa que en términos generales concuerdan en el número de episodios registrados, en la ubicación de las morrenas y en el agrupamiento de éstas por edad relativa (de hecho Heine correlaciona sus cinco glaciaciones con las de White; véase figura 4). Sin embargo, difieren considerablemente en las edades absolutas; mientras que la glaciación más antigua de White inicia hace más de 300 000 años, las cinco de Heine caen en su totalidad dentro de los últimos 36 000 años.

Otra conclusión importante de esta comparación es que ninguna de las dos cronologías se sustenta en edades absolutas seguras, al menos no en el contexto específico del Iztaccíhuatl. Las edades que proporciona White son resultado de correlaciones aún no comprobadas (basadas sobre todo en criterios de edad relativa)

con depósitos glaciales de las Montañas Rocallosas (White, 1981a, 1987) y del Ajusco (White y Valastro, 1984), montaña de 3 937 m situada 60 km al oeste del Iztaccíhuatl (figura 1), donde varios fechamientos ^{14}C delimitan de manera aproximada la edad de distintas morrenas del cuaternario tardío. Por otro lado, las edades sugeridas por Heine (1973a, 1973b, 1973c, 1975, 1978) proceden en parte de correlaciones no comprobadas con la Malinche, y en parte del estudio de las relaciones estratigráficas entre depósitos glaciales del Iztaccíhuatl y capas de tefra del Popocatepetl. Aunque la secuencia de tefras se apoya en algunos fechamientos ^{14}C y en análisis mineralógicos (Heine y Heide-Weise, 1973, Kneib *et al.*, 1973, Miehlich, 1974; Heine, 1975), las relaciones entre las capas de cenizas y pómez, por un lado, y los depósitos glaciales, por el otro, aún no han sido establecidas en todos los casos de manera concluyente, según se muestra más adelante.

Finalmente conviene anotar que tanto White (1962a, 1962b) como Heine (1975) mapean y describen algunas morrenas del Táyotl.

4. Secuencia glacial del Táyotl

Dentro de la franja altitudinal estudiada en el volcán Táyotl se encontraron evidencias de tres fases de glaciación, que en este trabajo han sido designadas con los nombres no formales T1, T2 y T3 (figura 2).

Glaciación antigua: T1

La más antigua y extensa, T1, dejó claras huellas de erosión hasta por debajo de los 3 600 m. La glaciación cerrada probablemente llegó hasta los 3 800-3 900 m, mientras que los glaciares de valle alcanzaron longitudes entre 3 y 7 km, espesores hasta de más de 140 m (suficiente para producir transfuencias en algunos valles), y depositaron grandes morrenas que se extienden entre los 3 900 y los 3 200 m, con variaciones de un valle a otro dependientes de la superficie y altitud de las respectivas cuencas de captación. Destacan morfológicamente como lomas alargadas a ambos lados de los valles, con crestas casi siempre angostas y afiladas y pendientes en sus flancos entre 20 y 30°. Las posiciones frontales han sido erosionadas por los arroyos, mientras que las laterales están bien conservadas y presentan muy escasos abarrancamientos en los flancos. En algunas aún se preserva la asimetría original (flanco interno más inclinado que el externo). Las diferencias en el estado de conservación morfológica de algunas morrenas T1 sugieren que ocurrieron por lo menos dos avances de los hielos (no reconocibles en todos los valles). Además, en el valle de Tlacopaso se observaron dos morrenas recesionales del segundo avance.

Las morrenas fueron cubiertas por una secuencia de ceniza-pómez-ceniza, según se observó en cortes del área de Llano Grande el Alto-Llano Chico (figura 5) y del valle de Tlacopaso. La primera capa es una ceniza gruesa de color gris oscuro, no edafizada, con un espesor entre 5 y 10 cm, que descansa sobre el depósito glacial. La intermedia es un *Lapilli pumítico* con fragmentos de 1-3 cm de diámetro, de color rojizo en húmedo y amarillento en seco, con abundantes clastos líticos de 1-2 cm de diámetro; tiene un espesor observado hasta de 10-12 cm, pero debido a la erosión solo

es posible encontrarla en unos cuantos cortes. La capa superior consta de cenizas finas de color gris oscuro–negro de espesor variable (con frecuencia del orden de 30–40 cm, pero en ocasiones mayor de 1 m), sobre las cuales se desarrolla el actual suelo en la zona. Como se verá más adelante, la capa de pómez es de importancia para la datación de la glaciación **T1**.

Glaciación intermedia: **T2**

La segunda glaciación, **T2**, tuvo un menor alcance que la anterior, pero dejó claras evidencias por lo menos en cinco cuencas de la montaña, aun más abajo de los 4 000 m. En las de Tlacopaso y Texcalco se observaron dos niveles diferentes de morrenas terminales, que probablemente representan un avance principal (arcos terminales alrededor de 3 800 m) y uno recesional (4 000 m). Por encima de los 3 900 m en muchos sitios se encuentran huellas del paso del hielo, de aspecto muy reciente, en forma de rocas aborregadas, acanaladas y estriadas. La mayoría de las morrenas son lomas de menos de 15 m de altura (muchas menos de 10 m), estrechas y alargadas; sus crestas por lo general son afiladas y con abundantes bloques subangulados, y sus flancos tienen pendientes del orden de los 20⁰; algunos de los arcos terminales aún se conservan cerrados.

En las laderas N y NW del Iztaccíhuatl hay morrenas probablemente equivalentes a las **T2** del Táyotl (figura 2).

En el valle de Texcalco el frente de un glaciar parece haberse transformado en glaciar rocoso con núcleo de hielo³, que avanzó hasta cerca de los 3 750 m de altitud, más allá de las morrenas laterales **T2** previamente depositadas. Una forma similar se generó en el circo de la cabecera del valle de Hueytextcoco y llegó cerca de los 4 150 m. Por otra parte, pequeños glaciares rocosos lobulados (con hielo intersticial de origen no glacial)⁴ que se observan en distintas laderas de la montaña, entre 4 200 y 4 300 m, probablemente también corresponden a esta glaciación. Además de los glaciares rocosos, formas como los *Protalus ramparts* evidencian condiciones periglaciales marcadas por lo menos hasta los 4 000 m durante la fase **T2**, y en particular un clima con mayores precipitaciones nivales.

Una capa de cenizas de color gris oscuro–negro (el miembro superior de la secuencia de ceniza–pómez ceniza antes mencionada) es la única tefra observada sobre el depósito glacial **T2** en los cortes examinados. Su edad es desconocida.

Glaciación reciente: **T3**

La glaciación más reciente, **T3**, tuvo una distribución aún más restringida que la

³ Desde el punto de vista del origen del hielo, esta forma corresponde al *glacier ice-cored rock glacier* de Martin y Whalley (1987, pág. 269); al *ice-cored rock glacier* de Potter (1972) y White (1976), y a lo que Heine (1976b) llama *Blockrunge* en el Nevado de Toluca. Desde el punto de vista morfológico se trata de un *tongue-shaped rock-glacier* (Martin y Whalley 1987; White, 1976).

⁴ Se trata del denominado *ice cemented rock glacier* (Potter, 1972; Martin y Whalley, 1987), cuyo desarrollo no presupone la existencia de una lengua glaciar (solo condiciones periglaciales), y que por su morfología ha sido llamado *lobated rock glacier* (White, 1986; Martin y Whalley, 1987). Corresponde a lo que Heine (1976b) llama *Blockgletscher* en el Nevado de Toluca.

anterior, pues solo produjo masas de hielo apreciables en la cuenca de Tlacopaso, la más extensa y elevada del Táyotl (figura 2), donde la altura, morfología y orientación norte de las laderas favorecieron la acumulación y preservación de la nieve. Esto indica que la línea climática de las nieves se encontraba a una altitud muy cercana (probablemente un poco superior) a la de las máximas elevaciones de la montaña (4 660 m) y solo era posible la formación de masas de hielo en zonas con condiciones locales de relieve particularmente favorables a ello. En la cuenca mencionada se encuentran arcos morrénicos de aspecto notablemente reciente, estrechos y alargados, de crestas afiladas, con numerosos bloques subangulados y angulosos, que inician al pie de laderas orientadas al norte y terminan entre 4 240 y 4 020 m; delimitan cuencas terminales cerradas. Las morrenas frontales masivas sugieren que se trataba de glaciares fuertemente cargados de detritos (lo que probablemente explica su avance hasta cotas tan bajas), y por lo menos en un caso hay evidencias de la transformación de la parte frontal en un glaciar rocoso con núcleo de hielo. Hasta tres posiciones recesionales se observan dentro de los arcos mayores; la última puede presentarse ya como *Protalus ramparts*, ya en forma de glaciares rocosos (hoy inactivos) generados al pie de laderas sombreadas de fuerte pendiente, e indica una transición paulatina de un sistema morfogenético glacial a otro periglacial. Otros glaciares rocosos inactivos se observan en la cuenca de Tlacopaso y fuera de ella (figura 2) y, junto con diversas formas como los *Protalus ramparts*, taludes detríticos y *levées* de flujos detríticos, evidencian condiciones periglaciales relativamente marcadas a partir de los 4 100-4 200 m, en particular una intensa gelifracción y una presencia de nieve mucho más frecuente que en la actualidad.

No fue observada ninguna capa de tefra sobre los depósitos T3. Su edad no se conoce, pero la excelente preservación de las formas, así como la falta de suelo y vegetación en algunas de ellas -en particular en los glaciares rocosos y los *Protalus ramparts*- permiten asignarles una edad holocénica y en ciertos casos sugieren una antigüedad de pocos siglos o de algunos decenios.

Correlación, edad y algunos aspectos paleoambientales de las glaciaciones del Táyotl

La comparación de la secuencia glacial del Táyotl con las definidas en el Iztaccíhuatl por S. White y por K. Heine, permitió proponer correlaciones, si bien no en todos los casos fue posible comprobarlas. Considerando que las edades sugeridas por cada uno de ellos difieren sustancialmente, y que en buena medida todavía son hipotéticas, no han sido incluidas en la tabla 1, que presenta una propuesta de correlación entre el Táyotl y el Iztaccíhuatl.

La edad del vulcanismo del Táyotl

Dentro del área estudiada no se encontraron depósitos glaciales equivalentes a los Nexcoalango, del oeste del Iztaccíhuatl, que según White (1987) datan del Illinoia (más de 132 000 AP). Todo parece indicar que fueron cubiertos por las lavas que forman el cuerpo principal del Táyotl, ya que sí se observan al W y NW de Llano Grande el Alto, entre 3 200 y 3 500 m de altitud (White, 1962a, 1962b), en una zona que no fue

Tabla 1. Correlaciones probables entre depósitos glaciales del Téyotl (Vázquez Selem) y del Iztaccíhuatl (S. White; K. Heine)

IZTACCÍHUATL W (White 1962a, 1987)	TÉYOTL (Vázquez Selem)	IZTACCÍHUATL (Heine 1975, 1984a)
AYOLOCO	T3	MV
MILPULCO 1 y 2	T2	MIV (¿ MIII-3 ?)
lapilli pumitico	pómez con andesita (14 500 AP)	pómez P2
HUEYATLACO 1 y 2	T1	MIII 1 y 2
lavas del Téyotl	lavas del cuerpo principal del Téyotl	
NEXCOALANGO	?	MII
SAN RAFAEL		MI

P l e i s t o c e n o
H o l o c e n o

- No se consideran las edades absolutas propuestas por S. White y por K. Heine para sus respectivas cronologías.
- La "pómez con andesita" de Tiapacoya (Mooser, 1967; Flores Díaz, 1986) fue identificada en el área del Téyotl sobre morrenas T1.
- La correlación "pómez con andesita" - P2 se aplica al depósito que Heine (1975) denominó P2 en el área del Téyotl. Por consiguiente, no se aplica a la pómez P2 que fue datada en aproximadamente 4 800 AP en otras partes de la Sierra Nevada por el mismo Heine (1975).
- A falta de información cronológica precisa, se desconoce si las morrenas T2 son pleistocénicas u holocénicas.
- Las correlaciones San Rafael - MI y Mexcoalango - MII fueron propuestas por Heine (1975). En el área del Téyotl no se observaron los probables equivalentes de estos depósitos.

alcanzada por los derrames. Las morrenas (MII) reportadas por Heine (1975, págs. 59-61) al norte de la zona estudiada, a 2 750 y a 2 900-2 950 m, depositadas por glaciares originados en el área del Táyotl, se encuentran fuera de la zona cubierta por estas lavas; probablemente son anteriores a ellas y correlacionables con las Nexcoalango, como el propio Heine sugiere.

Si se acepta el fechamiento K-Ar de Nixon *et al.* (1987) para las lavas del flanco sureste del Táyotl, puede admitirse que el edificio volcánico actual ya había comenzado a formarse hacia 80 000 AP. La presencia de varios derrames de morfología bien preservada en el flanco norte, sugiere que ocurrieron otras efusiones más recientemente. Sin embargo, el análisis morfológico indica que éstas concluyeron antes del inicio de la glaciación T1, ya que el flujo de las masas de hielo (deducido de la distribución de las morrenas T1) es congruente con la disposición de los derrames, además de que no se han observado evidencias claras de morrenas T1 cubiertas por lavas.⁵

Glaciación T1

Con base en la altitud, morfología y características del depósito, las morrenas T1 pueden ser correlacionadas sin problema con las Hueyatenco (subetapa glacial Diamantes) de White (1962a, 1962b), y con las que Heine (1975) denomina MIII en el Iztaccíhuatl. De hecho en los casos en que estos autores han mapeado partes del Táyotl, existe coincidencia aproximada en la localización de las formas en cuestión.

Sobre las morrenas T1 se encontró una secuencia de ceniza-pómez ceniza como la que White (1962a, 1962b) reporta encima de los depósitos Hueyatenco. La capa intermedia es especialmente importante, ya que en la presente investigación ha podido ser correlacionada con la tefra que Mooser (1967) denominó pómez gruesa con fragmentos de andesita (pómez con andesita en lo sucesivo) en Tlapacoya (planicie lacustre de Chalco, SE de la cuenca de México), originada en el Popocatepetl y fechada por ¹⁴C entre 14 770 ± 280 y 12 900 ± 400 AP. Estas edades corresponden a turbas situadas respectivamente abajo y arriba de la pómez, pero Flores Díaz (1986, págs. 111, 114) reporta otros tres fechamientos efectuados en la capa misma, con cifras de 14 540 ± 90, 14 450 ± 90 y 14 470 ± 190 AP.

La clave para la identificación de esta tefra en campo son los fragmentos líticos que contiene. En Tlapacoya, Lambert (1986) encontró tres tipos: a) andesita de piroxeno gris, de textura afanítica; b) microdiorita de piroxeno-biotita gris claro a blanco, de textura granular en el límite entre afanítica y fanerítica y apariencia de "sal y pimienta"; c) *hornfels* de piroxeno gris verdoso claro, de textura granular muy fina (limosa), sin cristales visibles en una muestra de mano, y que probablemente es una roca sedimentaria metamorfoseada térmicamente. Este último tipo es, en especial, fácil de identificar y permite distinguir a la tefra en cuestión de otras pómez recientes del Popocatepetl.

Con base en lo anterior es posible admitir que la glaciación T1 ya había concluido (o al menos había depositado sus morrenas principales) hacia 12 900 AP, o hacia 14 500

⁵Para White (1962a, 1962b), en cambio, las morrenas Hueyatenco del área de Llano Grande-Llano Chico, aquí consideradas como T1, fueron cubiertas en su parte superior por lavas del Táyotl.

AP si se aceptan los fechamientos reportados por Flores Díaz (1986). De paso se ha podido demostrar que el *Lapilli pumítico* de White (1962a, 1962b) (figura 3) equivale a la pómez con andesita, comprobando así una hipótesis planteada por Lorenzo (1973).

Por otro lado, la cifra de 12 900 AP (menos aún la de 14 500) no concuerda con la edad de 10 000–8 500 AP propuesta por Heine (1975, 1984a) para los depósitos **MIII** del Iztaccíhuatl, ya que de acuerdo con lo observado en el Táyotl la pómez con andesita sobreyace y no subyace a las morrenas en cuestión (*cfr.* figura 4 y tabla 1); y en cambio es congruente con la de 32 000–20 000 AP que White (1987) estima (con base en una correlación con morrenas del Ajusco) para los depósitos **Hueyatenco**, aunque no la comprueba. Este dato contribuye a delimitar la temporalidad del que sin duda es uno de los episodios climáticos más importantes del pleistoceno tardío en el centro de México. Sin embargo, es preciso fecharlo con mayor exactitud antes de plantear correlaciones con otras zonas sujetas o no a glaciación. Por otro lado, puesto que las morrenas **T1** son posteriores a las últimas emisiones de lava del Táyotl, la cifra de 12 900 AP (o de 14 500 AP) constituye una edad mínima para dichas lavas.

Considerando la extensión de los glaciares, se encuentran pocas huellas de periglaciación de edad **T1**, lo que concuerda con la hipótesis propuesta por Lorenzo (1969a) de que los enfriamientos de fines del pleistoceno no generaron franjas periglaciares extensas en las montañas del centro de México. Ahora bien, la inclusión de fragmentos de la pómez con andesita dentro de depósitos periglaciares de ladera que sobreyacen a las morrenas **T1** (figura 5c), sugiere que existieron condiciones de este tipo (comparables a las que hoy prevalecen arriba de los 4 200–4 300 m) en altitudes hasta de 3 600–3 400 m durante algún tiempo después de la caída de la pómez, pero antes de que se depositara la ceniza superior.

Glaciación T2

En la presente investigación no se ha obtenido información precisa sobre la edad de las morrenas **T2**. Se les ha asociado con el depósito glacial **Milpulco** de White con base en una buena coincidencia de altitudes y morfología, y en la cubierta de cenizas gris oscuro–negras que en ambos casos se presenta. Asimismo se les ha equiparado preliminarmente con las morrenas **MIV** del Iztaccíhuatl de Heine (1975), que también están cubiertas por una capa de cenizas figura 4, y con las cuales existen algunas coincidencias de mapeo. Sin embargo, en este último caso la correlación es problemática considerando que para Heine (1976a) la línea de las nieves durante la glaciación **MIV** se hallaba alrededor de los 4 600 m, es decir, apenas abajo de las máximas elevaciones del Táyotl con un área de captación tan reducida sería poco probable un avance de los glaciares hasta menos de 4 000 m. Ahora bien, de acuerdo con el nuevo mapeo del sur del Iztaccíhuatl del mismo Heine (1983a, pág. 411), las morrenas **T2** podrían corresponder a las **MIII–3** de este autor. Aunque por el momento ésta es solo una hipótesis, la correlación entre **MIII–3** y **Milpulco** encuentra cierto apoyo en el hecho de que estos depósitos son considerados respectivamente, por Heine y por White, como resultado de la última glaciación pleistocénica del centro de México, si bien les asignan edades diferentes: 9 000–8 500 AP (según investigaciones desarrolladas en la Malinche por Heine y Ohngemach, 1976); y 16 000–10 000 AP (White, 1987).

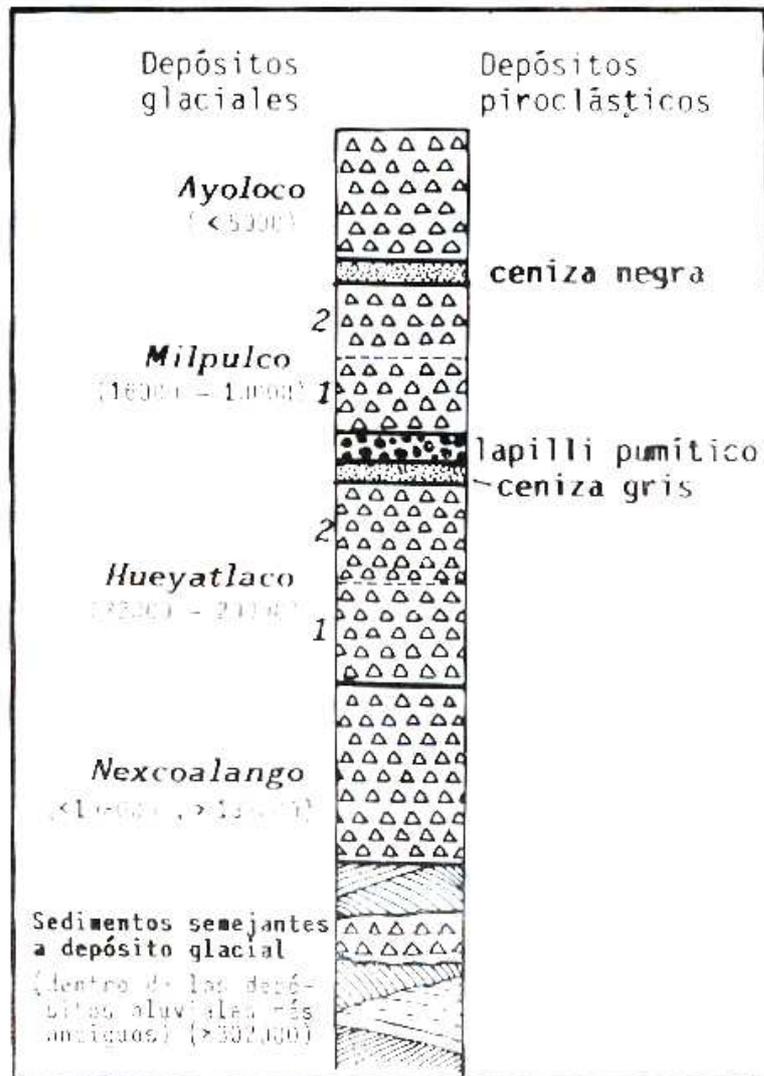


Figura 3. Secuencia de depósitos glaciales y piroclásticos de la vertiente occidental del Iztaccíhuatl (con base en información de White 1962a, 1962b; edades absolutas según White, 1987). El depósito glacial más antiguo corresponde a la glaciación **San Rafael**. Las cifras son edades en años antes del presente.

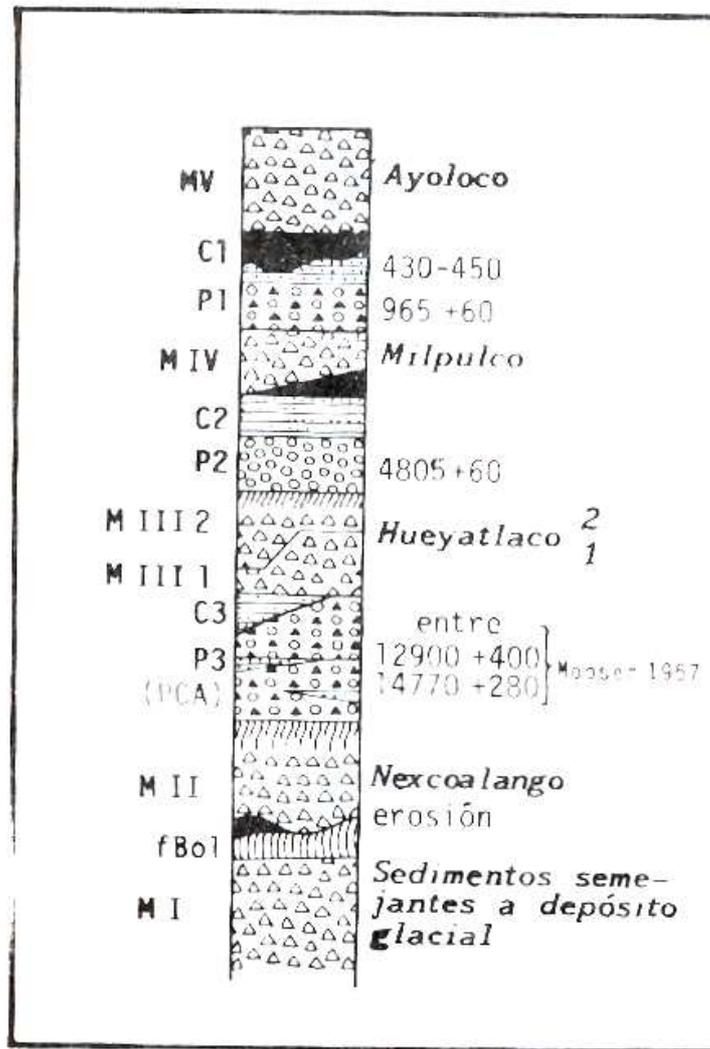


Figura 4. Secuencia de depósitos glaciales y piroclásticos en la Sierra Nevada, según Heine (1975:88). Las capas MI–MV son depósitos glaciales; las capas P3, C3, P2, C2, P1 y C1 son pómez y cenizas consecutivas. A la derecha aparecen las equivalencias propuestas por dicho autor con la secuencia de White (1962a, 1962b). Las cifras son edades en años antes del presente.

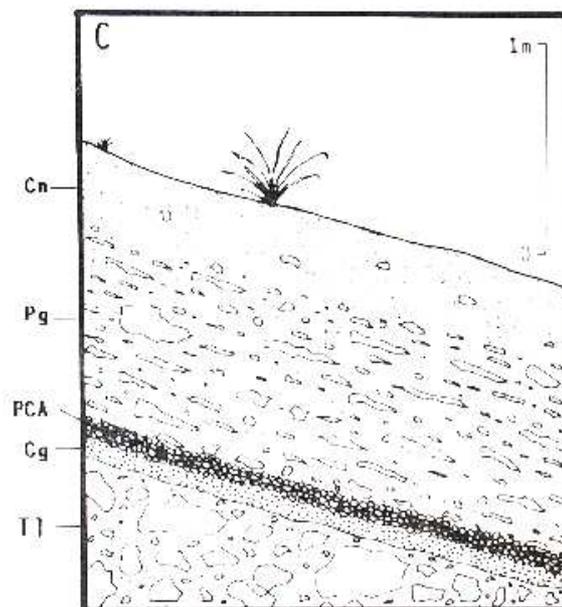
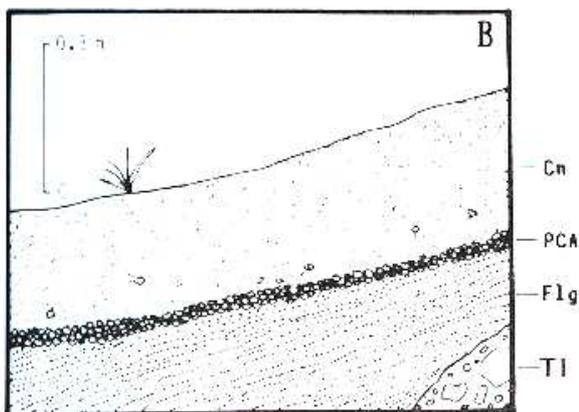
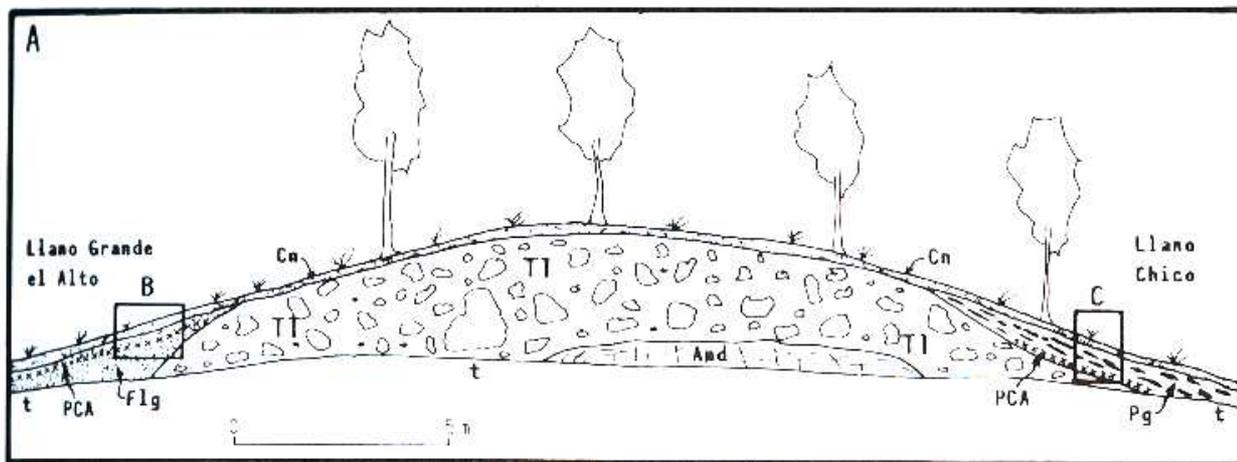


Figura 5. Morrena T1 en el extremo NE de Llano Grande el Alto (3 650 m). La ladera externa de la morrena es la izquierda (el glaciar ocupaba el área de Llano Chico).

B y C son ampliaciones de los recuadros de A

Cg ceniza gruesa gris oscura.

Cn ceniza gris oscura negra con suelo actual.

Flg arenas fluvio-glaciales T1.

And andesitas intemperizadas de la caldera de Llano Grande.

t nivel del camino de terracería.

Pg depósito periglacial de arenas, gravas y lajas, con fragmentos removidos de PCA.

PCA pómez con andesita.

T1 morrena T1.

Por otro lado, se identificó lo que parecen ser morrenas **Milpulco** (aquí **T2**) en los flancos N y NW del Iztaccíhuatl (algunas de ellas mapeadas como **MIV** por Heine, 1975). De comprobarse lo anterior, significaría que la glaciación correspondiente (**Alcalican**) no solo depositó morrenas en los grandes valles del suroeste de la montaña, como indican los mapas de White (1962a, 1962b, 1981a).

Glaciación T3

La antigüedad de las morrenas (y glaciares rocosos) **T3** no ha podido ser establecida. Se les ha correlacionado con los depósitos **Ayoloco** de White y con los **MV** de Heine en el Iztaccíhuatl, pero esto no permite resolver el problema, ya que las edades propuestas por estos autores difieren notablemente (inicio de la glaciación hace menos de 5 000 años, según el primero, y hace menos de 450, de acuerdo con el segundo). Para datar esta glaciación es necesario fechar los piroclastos de caída más recientes del Popocatepetl, conocer su distribución espacial y su relación estratigráfica con las morrenas.

Desde el punto de vista del grado de preservación morfológica la correlación anotada se justifica, ya que las morrenas **T3** tienen un aspecto notablemente joven solo comparable al de las formaciones más recientes del Iztaccíhuatl. Los glaciares rocosos **T3** son muy parecidos a los desarrollados durante la glaciación **MV** en el nevado de Toluca (Heine, 1976b) y a los reportados como "subrecientes" en la Malinche y en el Pico de Orizaba (Heine, 1983a). La ausencia de una cubierta de cenizas sobre los depósitos **T3** también apoya la equivalencia propuesta. Sin embargo, la altitud a la que se encuentran las morrenas (arcos terminales hasta 4 020 m) es inferior a la de sus supuestos correspondientes en otras partes del Iztaccíhuatl, lo que en principio es contradictorio si se considera la diferencia de altura entre esta montaña y el Táyotl.

No obstante, se ha optado por mantener preliminarmente la correlación propuesta con base en la observación de que la cuenca superior de Tlacopaso, sitio de los depósitos en cuestión, reúne una serie de condiciones particularmente favorables a los fenómenos de glaciación: morfología de anfiteatro concentradora de los flujos de nieve; laderas orientadas al norte, escarpadas y hasta de más de 200 m de altura, que favorecerían la acumulación y preservación de la nieve al de las laderas; y abundancia de material detrítico (de gelifracción) que protegería a las masas de hielo de la fusión, permitiéndoles descender más allá del límite de los glaciares limpios y convirtiéndolas en algunos casos en glaciares rocosos con núcleo de hielo.

Varios ejemplos del centro de México, relativos tanto a glaciares actuales como a los del pasado, documentan la influencia de los factores mencionados en la distribución diferencial de las masas de hielo sobre las montañas. En el Popocatepetl los glaciares actuales se localizan únicamente en la vertiente norte, lo que en general también ocurre en el Pico de Orizaba (Lorenzo, 1964). En el Ajusco, de altitud inferior a los 4 000 m, se han encontrado evidencias de varias glaciaciones pleistocénicas y holocénicas sobre las laderas septentrionales, de fuerte pendiente y contornos cóncavos, que aparentemente no dejaron huellas en la vertiente meridional más que en forma de depósitos periglaciales de ladera (White, 1978; Ortega Ramírez, 1979; White y

Valastro, 1984). Se han propuesto correlaciones entre el Ajusco y el Iztaccíhuatl (White, 1981a; White y Valastro, 1984; Lorenzo, 1986), de manera tal que los términos de las morrenas de una misma glaciación se encuentran más abajo en la primera montaña, no obstante su altitud inferior en más de 1 000 m. Así pues, las equivalencias aquí sugeridas para los depósitos T3 son factibles al menos desde la perspectiva de los autores de dichas correlaciones. Se puede concluir que, si bien la altitud ha sido fundamental para la formación de glaciares en el centro de México, la distribución y el alcance de éstos también manifiesta una marcada influencia de factores de relieve locales –probablemente también de la producción detrítica– capaces de generar ambientes favorables a la acumulación y preservación de las masas de nieve a altitudes considerablemente menores a la de la línea climática de las nieves.

El desarrollo de glaciares rocosos en el Táyotl durante la última etapa recesional T3, marca el paso de condiciones glaciales a periglaciales. El hecho de que estas formas hoy en día sean inactivas –por la fusión del hielo intersticial que les permitía moverse– obedece al menos en parte a un aumento de la temperatura. Cabría pensar entonces que las condiciones para su formación se encuentran hoy a mayor altitud, superior a la del Táyotl. Sin embargo, el retroceso y, en algunos casos, desaparición de los glaciares del Iztaccíhuatl y del Popocatépetl ocurridos en los últimos decenios (Lorenzo, 1964; White, 1981b), no han conducido a la formación de glaciares rocosos (de origen glacial) dentro de las franjas periglaciales progresivamente ampliadas. Tampoco se desarrollan hoy en día formas de este tipo al pie de los taludes detríticos (con hielo de origen no glacial). Lo anterior permite suponer que el carácter del periglaciarismo en las montañas del centro de México ha variado de manera importante desde el final de la glaciación T3. Esto hace pensar –en concordancia con lo planteado por Heine (1980) para el cuaternario tardío en el centro de México– en un cambio cualitativo de los tres tipos climáticos (probablemente atribuible a una disminución de las precipitaciones), y no en un simple desplazamiento altitudinal de los mismos causado por un aumento de la temperatura.

Referencias

- Blásquez, L., “La edad glacial en México”, *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística*, LVIII(3-6), México, 1943, págs. 263-305.
- García, E., *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana*, México, 1981.
- Heine, K., “Fechas C14 de los sedimentos del volcán La Malinche, México”, *Anuario de Geografía*, XI, México, 1971, págs. 177-183.
- Heine, K., “Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40 000 años en México. Deducciones indirectas de observaciones geomorfológicas”, *Comunicaciones Proyecto Puebla Tlaxcala*, 7, Puebla, México, 1973a, págs. 51-58.
- Heine, K., “Zur Glazialmorphologie und präkeramischen Archäologie des mexikanischen Hochlandes während des Spätglazials (Wisconsin) und Holozäns”, *Erdkunde*, 27, 1973b, págs. 161-180.

- Heine, K., "Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche-Vulkan, Mexiko", *Eiszeitalter und Gegenwart*, **23/24**, Oehringen, 1973c, págs. 46-62.
- Hiene, K., *Studien zur jünquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane. Mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung*, Franz Steiner, Weisbaden (Das Mexiko Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Band VII), 1975.
- Heine, K., "Schneegrenzdepressionen, Klimaentwicklung, Boden-erosion und Mensch im zentralmexikanischen Hochland im jüngeren Pleistozän und Holozän", *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd., **24**, 1976a, págs. 160-176.
- Heine, K., "Blockgletscher- und Blockzungen-Generationen am Nevado de Toluca, Mexiko", *Die Erde*, **107**(4), Berlín, 1976b, págs. 330-352.
- Heine, K., "Zur morphologischer Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge", *Zeitschrift für Geomorphologie*, **21**, 1977, págs. 57-78.
- Heine, K., "Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der mittelwisconsin-zeitlichen Vergletscherungen und Böden mexikanischer Vulkane", *Eiszeitalter und Gegenwart*, **28**, Oehringen, 1978, págs. 139-147.
- Heine, K., "Quartäre Pluvialzeiten und klimamorphologischer Formenwandel in den Randtropen (Mexiko, Kalahari)", *Arbeiten aus dem Geogr. Inst. Univ. Saarland (Festschrift C. Rathjens)*, **29**, Saarbrücken, 1980, págs. 135-157.
- Heine, K., "Mesoformen der Periglazialstufe der semihumiden Randtropen, dargestellt an Beispielen der Cordillera Neovolcánica, Mexiko", *Abh. Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physicalische Klasse, Series III* (35), 1983a, págs. 403-424.
- Heine, K., "Ein aussergewöhnlicher Gletschervorstoss in Mexiko vor 12 000 Jahren. Ein Beitrag zum Problem der spätglazialen Klimaschwankungen", *Catena*, **10**, 1983b, págs. 1-25.
- Heine, K., "Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in Mexiko: Befunde und paläoklimatische Deutung", en Scroeder-Lanz, H. (ed.), *Late and Post-Glacial Oscillations of Glaciers: Glacial and Periglacial Forms*, Balkema, Rotterdam, 1983c, págs. 291-304.
- Heine, K., "The classical Late Weichselian climatic fluctuations in Mexico", en Morner, N. y W. Karlen (eds.), *Climatic changes on a yearly to milenial basis; geological, historical and instrumental records (Proceedings of the Second Nordic Symposium on Climatic Changes and Related Problems, Stockholm, May 1983)*, D. Reidel, Dordrecht, 1984a, págs. 95-115.
- Heine, K., "Comment on "Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and Comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence" by Sidney E. White and Salvatore Valastro, Jr.", *Quaternary Research*, **22**, 1984b, págs. 242-246.
- Heine, K., "Neue absolute Daten zur holozänen Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte zentralmexikanischer Vulkane", *Regensburger Geographische Schriften*, **19/20**, Regensburg, 1985, págs. 79-92.

- Heine, K., "Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes", *Die Geowissenschaften*, **6**(7), 1988, págs. 197-205.
- Heine, K., "Die letzteiszeitliche Vergletscherung mexikanischer Vulkane als Zeugnis hochglazialer Aridität in Mittelamerika", *Acta Albertina Ratisbonensia*, **46**, 1989, págs. 93-106.
- Heine, K. y H. Heide-Weise, "Estratigrafía del pleistoceno reciente y del holoceno en el volcán de la Malinche y región circunvecina", *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, **5**, Puebla, México, 1972, págs. 3-8.
- Heine, K. y H. Heide-Weise, "Jungquartäre Förderfolgen des Malinche Vulkans un des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie, Paläoklimatologie und Archäologie", *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **31/32**, Münster, 1973, págs. 303-322.
- Heine, K. y D. Olingernach, "Die Pleistozän/Holozän Grenze in Mexiko", *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **38/39**, Münster, 1976, págs. 229-251.
- Jäger, F., "Forschungen über das diluviale Klima in Mexiko", *Petermanns Mitt. Erg.*, **190**, Gotha, 1962, 64 págs.
- Klaus, D., "Die eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Klimaschwankungen im zentralmexikanischen Hochland und ihre Ursachen", *Erdkunde*, **27**(3), 1973, págs. 180-192.
- Kreib, W., G. Miehlich y K. V. Zoel, "Clasificación regional de los suelos de la Sierra Nevada de México", *Comunicaciones Proyecto Puebla Tlaxcala*, **7**, Puebla, México, 1973, págs. 11-13.
- Lambert, W., "Descripción preliminar de los estratos de tefra de Tlapacoya I", en Lorenzo, J. L. y L. Mirambell (coords.), *Tlapacoya: 85 000 años de historia del Lago de Chalco*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1986, págs. 77-100.
- Lorenzo, J. L., "Notas sobre la geología glacial del Nevado de Colima", *Boletín*, Instituto de Geología, **61**, UNAM, México, 1961, págs. 77-92.
- Lorenzo, J. L., *Los glaciares de México*, Instituto de Geofísica, UNAM, México, 1964.
- Lorenzo, J. L., *Condiciones periglaciales en las altas montañas de México*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1969a.
- Lorenzo, J. L., "Minor periglacial phenomena among the highest volcanoes of Mexico", en Péwé, T. L. (ed.), *The Periglacial Environment: Past and Present*, McGill-Queen's University Press, Montreal, 1969b, págs. 161-175.
- Lorenzo, J. L., "Las glaciaciones del pleistoceno superior en México", en *Estudios dedicados al Prof. Luis Pericot*, Instituto de Arqueología y Prehistoria, Universidad de Barcelona, Barcelona, 1973, págs. 385-410.
- Lorenzo, J. L., "Conclusiones", en Lorenzo, J. L. y L. Mirambell (coords.), *Tlapacoya: 85 000 años de historia del Lago de Chalco*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1986, págs. 225-287.
- Miehlich, G., "Stratigraphie der jüngeren Piroklastika der Sierra Nevada de Mexiko durch schwermineralanalytische und pedologische Untersuchungen", *Eiszeitalter und Gegenwart*, **25**, Oehringen, 1974, págs. 107-125.

- Mooser, F. H., "Tefracronología de la cuenca de México para los últimos treinta mil años", *Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia*, **30**, 1967, págs. 12-15.
- Nixon, G. T., A. Demant, R. L. Armstrong y J. E. Harakal, "K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt", *Geofísica Internacional*, **26**(1), 1987, págs. 109-158.
- Ortega Ramírez, J. R., *Geomorfología glacial del área del Ajusco, México, D. F. y Estado de México*, Tesis de ingeniero geólogo, Instituto Politécnico Nacional, México, 1979.
- Priester, A., "Notas preliminares sobre vestigios glaciares en el estado de Hidalgo y en el valle de México", *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, **48**, 1927, págs. 1-13.
- Robles Ramos, R., "Algunas ideas sobre la glaciología y morfología del Iztaccíhuatl", *Revista Geográfica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, **4**(10-20), 1944, págs. 65-98.
- Terra, H. de, J. Romero y T. D. Stewart, *Tepeaxpan Man*, Viking Fund., Nueva York, 1949.
- Vázquez Selem, L., "Utilización de criterios geomorfológicos para determinar la edad de las coladas de lava. El caso de los volcanes Táyotl y Papayo", en *Resúmenes de la Primera Reunión Nacional de Geomorfología*, Instituto de Geografía, UNAM, México, 1986, pág. 7.
- Vázquez Selem, L., *Geomorfología glacial y periglacial del volcán Táyotl*, tesis de Maestría en geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, 1989.
- White, S. E., "Geología glacial del Iztaccíhuatl", en Mooser, F., S. E. White y J. L. Lorenzo, *La cuenca de México: consideraciones geológicas y arqueológicas*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1956a, págs. 19-27.
- White, S. E., "Probable substages of glaciation on Iztaccíhuatl, Mexico", *Journal of Glaciology*, **64**, 1956b, págs. 289-295.
- White, S. E., *El Iztaccíhuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el pleistoceno superior*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 1962a.
- White, S. E., "Late Pleistocene Glacial Sequence for the West Side of Iztaccíhuatl Volcano, Mexico", *Geological Society of America Bulletin*, **73**, 1962b, págs. 935-958.
- White, S. E., "Rock glaciers and rock fields, review and new data", *Quaternary Research*, **6**, 1976, págs. 77-97.
- White, S. E., "Acontecimientos glaciales y periglaciales en el Ajusco", *Antropología e Historia: Boletín*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, **22**, 1978, págs. 51-56.
- White, S. E., "Equilibrium line altitudes of Late Pleistocene and recent glaciers in Central Mexico", *Geografiska Annaler*, **63 A**(3-4), 1981a, págs. 241-249.

- White, S. E., "Neoglacial to recent glacial fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico", *Journal of Glaciology*, **27**(96), 1981b, págs. 356-363.
- White, S. E., "Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico", *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*, *Quaternary Science Review*, **5**(1-4), 1987, págs. 201-205.
- White, S. E. y J. L. Lorenzo, *Volcanology and Geomorphology of the Southern Corner of the Mexico Basin, West Side of Iztaccihuatl and North Side of Popocatepetl volcanoes, Mexico*, The Geological Society of America, 1968 Annual Meeting, Field Trip No. 8, México, 1968.
- White, S. E. y S. Valastro, "Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence", *Quaternary Research*, **21**(1), 1984, págs. 21-35.