

NIEVE, HIELO Y GLACIARES (I)

H. Delgado Granados*

En los países que poseen un relieve montañoso, los patrones hidrológicos están frecuentemente influenciados por glaciares. La existencia de este tipo de formaciones de hielo en nuestro país nos hace pensar en la relación que tienen con la recarga de los acuíferos de las zonas circunvecinas a los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Pico de Orizaba, así como su influencia en el ambiente y el clima.

Son pocas las personas que han estudiado o reconocido las características de los glaciares de México. Para comprender el fenómeno glacial, hay que entender primero lo que es la nieve y el hielo. Las siguientes líneas tratan acerca de cuál es el mecanismo por medio del cual se origina la nieve, cuál es su forma y estructura, cuál es su historia después de caer y cuáles son los procesos que la transforman. Además se comentan aquí la estructura del hielo de glaciario, las partes que lo conforman, así como el mecanismo de su movimiento. Todo esto como antecedente para una posterior discusión acerca de los glaciares de México y su clasificación en la segunda parte del artículo.

*Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM

Nieve precipitada. Todas las precipitaciones comienzan como vapor de agua en la atmósfera. Siempre que una porción de aire sea suficientemente enfriada, parte de este vapor se condensa para formar nubes. Las partículas de las nubes pueden ser gotas de agua (nube de agua) o pueden ser cristales de hielo (nubes de hielo). Debido a que la mayoría de las nubes se encuentran en altos niveles de la atmósfera donde el aire es frío, la mayor parte de la precipitación comienza como partículas de hielo, sin embargo, muchas de ellas se funden antes de alcanzar la superficie de la tierra.

Los cristales de nieve comienzan como diminutas partículas de hielo las cuales se forman alrededor de un núcleo de condensación en la atmósfera. Estos núcleos pueden ser partículas de polvo con estructura molecular favorable o también diminutos cristales de sales marinas. Si estas partículas de hielo existen en una atmósfera con un aporte excesivo de vapor de agua (aire supersaturado) continuarán creciendo. Cuando alcancen un tamaño crítico comenzarán a caer.

El arreglo de las moléculas de agua está sólo semiestructurado en el líquido, pero cuando el agua se congela, estas moléculas asumen un arreglo ordenado con posiciones fijas para los átomos de oxígeno. Los átomos de hidrógeno proveen los enlaces que unirán a la estructura conocida como esqueleto o armazón del cristal (lattice). El arreglo de este esqueleto en el hielo es tal que genera formas sólidas con simetría.

tría hexagonal en un plano. Este plano basal, el cual está fijo respecto al esqueleto, es llamado el plano de los ejes cristalográficos a (Fig. 1), de los cuales hay tres, separados 60° uno de otro y contenidos todos en el plano. El ángulo recto respecto a este plano de simetría hexagonal está el eje cristalográfico c , también llamado eje principal del cristal. No hay simetría hexagonal en un plano c . Las relaciones relativas de crecimiento a lo largo de los diferentes ejes del cristal determinan el tipo de cristal formado.

Los factores atmosféricos que determinan las relaciones de crecimiento son la temperatura y la cantidad de vapor de agua disponible (grado de supersaturación). La clasificación más ampliamente usada para la precipitación es la propuesta en 1951 por la Comisión Internacional de Nieve y Hielo (Fig. 2). Sin embargo, en 1966 Magono y Lee publicaron su "Clasificación Meteorológica de Cristales Naturales de Nieve" (Meteorological Classification of Natural Snow Crystals), la cual es más completa que la mencionada anteriormente (Fig. 3) permitiendo una clasificación mucho más detallada.

Nieve metamorfozada. Desde el punto de vista termodinámico, los cristales de nieve recién precipitados tienen formas muy inestables, ya que existe una gran relación del área respecto al volumen. Esto significa que

las moléculas superficiales del cristal tienen una gran cantidad de energía potencial proveniente de la atracción intermolecular (energía superficial libre). La tendencia natural de los procesos termodinámicos (en este caso la redistribución de masa y energía a través de cambios de fase) es de reducir la energía superficial libre al mínimo. Esto significa que los cristales de nieve tenderán a cambiar y por ello, que la relación de área respecto al volumen se aproximará al mínimo. La forma ideal de este mínimo es la esfera. Por ello hasta el más intrincado cristal de nieve tiende con el tiempo a convertirse en una partícula de hielo arredondada. A este proceso se le conoce como metamorfismo de equitemperatura o metamorfismo destructivo. El producto inicial de dicho proceso es un número de pequeños granos de hielo. Estos dan una apariencia de grano fino a la "nieve vieja" la cual, por definición es el producto final del metamorfismo de equitemperatura (Fig. 4). Este es completo cuando las partículas de nieve han sido reducidas a granos redondos de hielo, de esta manera se tiene que la nieve vieja normalmente posee una densidad de 500 a 600 kg por metro cúbico (vs 50% de la densidad del agua).

Los cambios que llevan a un incremento en la densidad de la nieve se llaman congestificación, el cual tiene lugar por dos procesos: 1) por recongelación del agua de fusión atrapada dentro de los granos por capilaridad y el otro, 2) es por compactación de la matriz bajo presión. Ambos procesos aparecen nor-

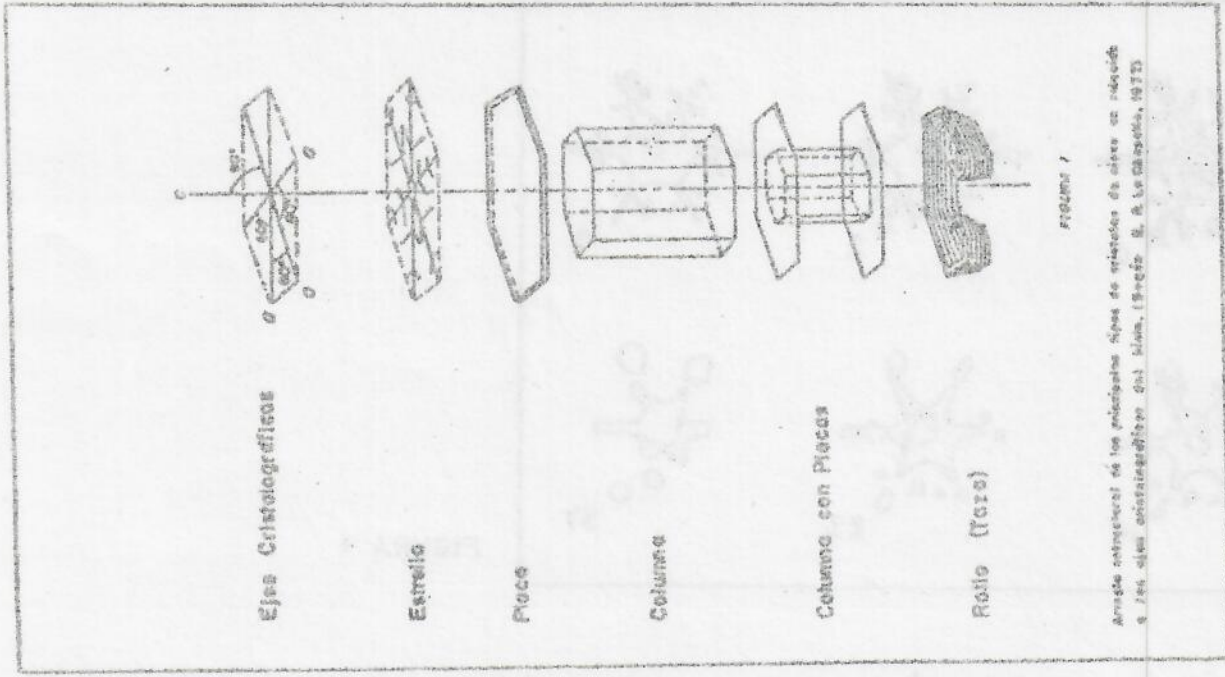


FIGURA 1

Símbolo Gráfico	Ejemplos	Símbolo	Tipo de Partícula
		F1	Placa
		F2	Cristal Estelar
		F3	Columna
		F4	Aguja
		F5	Dendrita Espacial
		F6	Columna con Placas
		F7	Cristal Irregular
		F8	Granular
		F9	Peda de Hielo
		F0	Granizo

FIG. 2

malmente en las zonas de acumulación de los glaciares templados (en glaciares polares donde nunca hay fusión, la compactación hace todo el trabajo). A la nieve que sufre estos dos procesos se le llama congesta y el producto final de la congestificación es el hielo.

El recongelamiento es el mecanismo dominante en las primeras etapas de la congestificación, cuando las capas de nieve vieja están cerca de la superficie y sujetas a congelación invernal. Posteriormente la compactación viene a ser más importante, cuando la congesta es enterrada bajo acumulaciones anuales sucesivas. Ambos procesos unen los granos individuales cada vez más cercanos unos a otros incrementando la resistencia mecánica así como la densidad de la congesta. El proceso es mucho más rápido en lugares donde las temperaturas son cercanas a 0°C (Embleton y King, 1968) en tales lugares la nieve recién caída se convierte en granular gruesa en pocos días. En climas polares muy fríos como los de Groelandia o la Antártida, el proceso puede tardarse muchos años. En latitudes intertropicales (como en México), la nieve cae frecuentemente como granizo, el cual se funde después bajo la influencia de los poderosos rayos solares durante el día y se recongela por la noche. Por este proceso, la nieve rápidamente es transformada en una forma granular gruesa. El clima, por lo tanto, juega un papel muy impor-

tante en el cambio a nieve granular. También la compactación tenderá a ser más rápida donde la temperatura es cercana a 0°C , debido a que las nevadas individuales pueden ser pesadas. Donde la presión de las capas sobreyacentes es considerable, la nieve se observa como pequeños granos pero es compacta y muy resistente.

En este caso la densidad de la nieve recién caída puede ser de 0.06 a 0.08, pero después de dos días en una pendiente puede incrementarse a 0.2 en un clima templado.

El tiempo requerido para la conversión de congesta en hielo varía, como se mencionó, con el clima y particularmente con la relación de acumulación de nieve y con la temperatura. Este tiempo se estima en un rango que va de un año (raramente) o (más usualmente) dos o tre décadas a 300 años o más (Flint, 1971).

El producto final del metamorfismo de la nieve, cuando los poros de comunicación han sido cerrados para formar burbujas de aire separadas, es el hielo de glaciar (Fig. 5).

Sin embargo, los cristales de hielo de glaciar continúan evolucionando, cambiando sus patrones y las burbujas de aire son transformadas lentamente y reducidas de tamaño. El material se convierte en hielo azul duro y los cristales aumentan de tamaño hasta que al final de un glaciar pueden alcanzar cerca de 10 cm de largo. Las burbujas de

I.- Nieve metamorfozada (nueva)	II.- Metamorfismo de E- quitemperatura (destruc- tivo)	III.- Metamorfismo Temperatura-Gradiente	IV.- Congestificación
(Ver la clasificación de Ma- gono-Lee, para detalles)			
I.A.- Poco o nada de viento, cristales grandes in- fectos.	II.A.1.- Formas cristalinas origina- les fácilmente distingui- bles.	III.A.1.- Cristales angulares no estra- tificados, (comienza en nie- ve nueva.)	IV.A.- Metamorfismo por fusión- congelamiento; granos uni- dos por congelamiento.
I.B.- Acción del viento, cristales fragmentados.			
	II.A.2.- Formas originales distin- guibles con dificultad.	III.A.2.- Cristales estratificados pe- queños y pobremente for- mados.	IV.B.- Metamorfismo por presión; granos unidos por compres- ión y recristalización; (también es posible el congelamiento.)
			
	II.B.1.- Formas originales fragmen- tadas y no muy reconoci- bles, nieve vieja de gra- no fino.	III.A.3.- Helada profunda de grano ma- duro, fino o medio; estrati- ficación prominente.	Hielo de glaciar. (Pores incomunicados)
		III.B.1., III.B.2., Secuencia similar a III.A., pero empieza con nieve vie- ja y llega a helada pro- funda de grano grueso.	
	II.B.2.- Granos de hielo redondeados.		

FIGURA 5

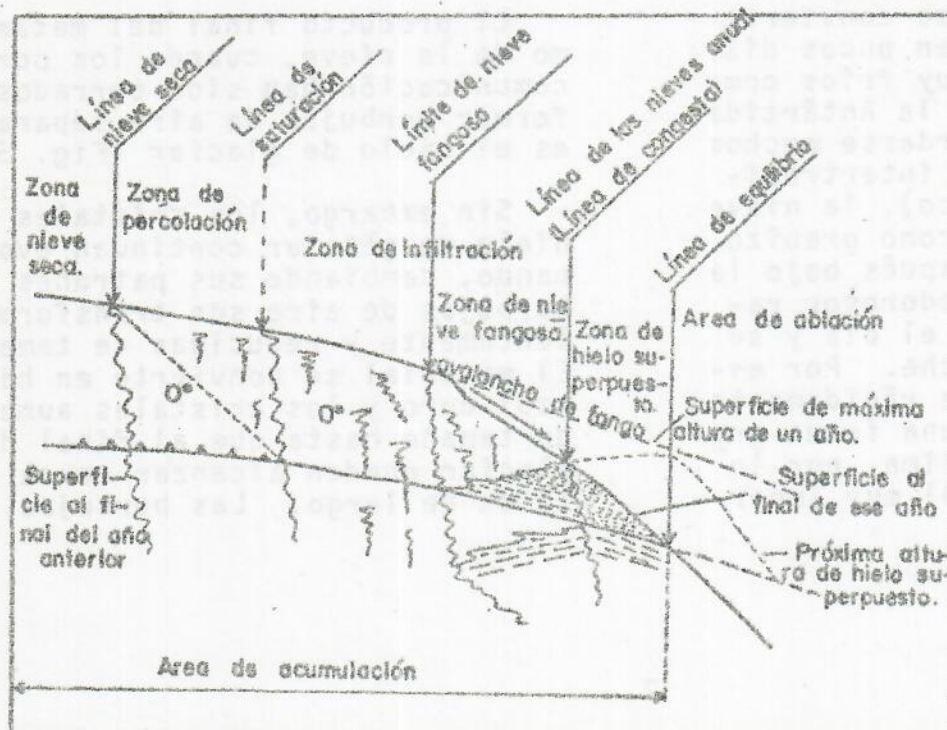


FIGURA 6

aire son expelidas del hielo solo muy lentamente, pero finalmente llegan a ser muy pequeñas y el hielo adquiere una densidad de 0.9 (Embleton y King, 1968).

Nieve no precipitada. Son dos tipos principales, a los cuales no se les puede llamar propiamente nieve y se forman sobre la superficie de la tierra. Estos son: escarcha y helada blanca (hoar frost). La escarcha es un depósito de gotas de agua congelada sobre cristales de nieve los cuales también se pueden formar sobre objetos terrestres expuestos a las nubes super enfriadas en condiciones de viento. La helada blanca se forma por sublimación de cristales de hielo sólido directamente de vapor de agua en el aire, es el hielo equivalente al rocío.

Los glaciares, independientemente de su forma, se puede decir que consisten de hielo policristalino derivado fundamentalmente de cristales de nieve. El hielo es ambas cosas, mineral y roca, que a las temperaturas existentes sobre las superficies excepcionalmente inestable. Según Shumskii (1964) se pueden clasificar como:

Rocas de hielo Magmático:

- A. Rocas que se originan de magmas continuos los cuales no están separados en gotas.
- a) Cubiertas de hielo. Las cuales se forman sobre

superficies de aguas tranquilas.

- b) Hielo de corrientes. El cual se forma dentro de aguas que fluyen más o menos rápido.

- c) Hielo de fondo. Se origina en y asociado al fondo de corrientes de agua.

- B. Rocas originadas de un magma el cual es separado en gotas (escarcha de montaña o depósitos sólidos).
- C. Rocas compuestas. Suelos congelados.

Rocas de hielo sedimentario:

Se consideran diferentes etapas de metamorfismo de la cubierta de nieve.

- a) Cubierta de nieve.
 - 1. Protegido del viento
 - 2. Expuesto al viento. Roca clástica expuesta a la erosión del viento.
 - b) Nieve-congesta
 - c) Hielo-congesta
 - d) Hielo de glaciar
- En glaciares regenerados constituye una roca clástica de grano grueso.

Una vez que se ha acumulado una cantidad suficiente de hielo y nieve, éste comienza a moverse en dirección de la pendiente bajo la influencia de la carga que soporta. La orientación de los cristales individuales y la recristalización parecen jugar un papel importante en el movimiento y la deformación del

hielo. Los cristales de hielo se funden en un punto y precipitan en otro lugar para formar nuevos cristales o cristalizar sobre el mismo cristal en una dirección paralela a la de la pendiente. Este movimiento por recristalización se conoce bien gracias al estudio de los cristales de hielo en los glaciares, ya que sus ejes tienen una orientación preferente típica de los minerales recristalizados bajo presiones dirigidas.

Algunas pruebas realizadas en el laboratorio muestran que todos los tipos de hielo se deforman plásticamente bajo tensión y compresión (Embleton y King, 1968) además, se ha encontrado que la deformación del hielo es análoga a la de los metales a altas temperaturas. Dichas pruebas indican que el hielo es una sustancia parcialmente plástica la cual se puede deformar por deslizamiento lento bajo tensión, amoldándose a las irregularidades del piso, pero que permanece rígido cuando la presión contra el piso disminuye. Se ha observado que en el hielo comprimido contra una protuberancia de roca en una zona cercana a la superficie de ella, la velocidad se incrementa y su consistencia se suaviza.

Para comprender como se lleva a efecto el movimiento de un glaciar es necesario mencionar sus partes:

Una zona de acumulación y otra de ablación. Acumulación

incluye a todos aquellos procesos por medio de los cuales hielo sólido y nieve son agregados al glaciar y la ablación se refiere a todos aquellos procesos por medio de los cuales el glaciar pierde hielo y nieve.

La acumulación en un glaciar se da principalmente por la precipitación de nieve, por lluvia si ésta se congela y por recongelación de agua líquida y condensación de hielo directamente del vapor (sublimación).

Los procesos que causan la ablación incluyen la fusión, evaporación, separación de bloques y erosión eólica y remoción de hielo o nieve por avalanchas.

La zona de acumulación está separada de la zona de ablación por la línea de equilibrio (Fig. 6), la cual no debe confundirse con la línea de congesta o línea de las nieves, que es la línea más alta sobre un glaciar a la cual las nevadas invernales se funden durante la temporada de ablación de verano. Un perfil esquemático de las facies glaciales puede ser el siguiente según el Guide Book on Nuclear Techniques in Hydrology, I.A.E.A., 1968).

- a) Facies de ablación. Se extienden desde los márgenes del glaciar hasta la línea de equilibrio.
- b) Facies de hielo superpuesto. Se extiende desde la línea de equilibrio hasta la línea de las nieves anual o línea de congesta, la cual es la

elevación más alta a la cual la cubierta de la nieve retrocede durante la temporada de fusión. Está constituida por hielo formado por recongelación de nieve fundida, agua o lluvia.

c) Facies de infiltración.

En estas facies existe una gran humedad que ocasiona que todo se moje durante la temporada de fusión y se extienda desde la línea de congesta al límite superior de humedad completa o línea de saturación. La línea de saturación es la cota más alta a la cual la isoterma 0°C penetra la superficie de fusión del verano anterior.

d) Facies de Percolación. Esta zona está sujeta a una percolación localizada del agua de fusión desde la superficie sin ocasionar que todo se moje. La percolación puede ocurrir en nieve y congesta a temperaturas subcongelantes a través de conductos que funcionan como canales de percolación. Cuando sobreviene el recongelamiento se forma una red de glándulas de hielo, lentes y capas. Estas facies se extienden desde la línea de saturación hasta la línea de nieve seca, arriba de la línea de nieve seca puede ocurrir una infiltración y percolación insignificante.

e) Facies de Nieve seca. Incluyen todo el glaciar que

se encuentra arriba de la línea de nieve seca. En ella se verifica una fusión insignificante.

En glaciares templados (temperatura de hielo 0°C) se exhiben sólo las dos facies abajo de la línea de saturación, ya que una o ambas facies arriba de dicha línea, están presentes en glaciares polares donde la temperatura del hielo es menor de 0°C , por lo que dichas facies no aparecen en México.

El régimen de un glaciar, balance de masa o hídrico (Embleton y King, 1968) se refiere a la pérdida o ganancia de nieve en un glaciar. Cuando el glaciar tiene un régimen positivo, está ganado hielo y por lo tanto, avanzará y engrosará. Lo inverso sucede cuando el régimen es negativo.

El régimen de los glaciares está íntimamente relacionado con el clima y sus cambios. Además los glaciares proveen datos hidrológicos importantes. Desde el punto de vista geomorfológico glacial, el régimen es de gran importancia ya que el comportamiento del hielo, puede relacionarse directamente con la formación de morrenas, las cuales pueden marcar etapas de equilibrio o de reactivación del avance, límites de los glaciares, algunos canales de fusión y otras características.

Para determinar un balance hídrico hay que tener en cuenta los siguientes conceptos:

1. Acumulación bruta anual. Es

el volumen total de agua equivalente, agregada al glaciar durante un año de balance.

2. Acumulación neta anual. Es la cantidad de agua equivalente que se agrega a un glaciar y que se encuentra presente todavía al final del año del balance.
3. Ablación bruta anual. Es la cantidad total de agua equivalente de nieve y hielo consumida durante un año de balance por todos los procesos de ablación.
4. Ablación neta anual. Es el volumen de agua equivalente que en un momento dado pierde un glaciar durante un año de balance. La diferencia entre la ablación anual neta y bruta está constituida por aquellos procesos tales como el recongelamiento de agua de fusión sobre o dentro del glaciar, la fusión de la acumulación temporal en el área de ablación y el almacenaje interno de agua.

El balance hídrico de un glaciar depende entonces del balance entre la acumulación y la ablación. En una localidad dada la relación neta de acumulación es la diferencia entre la acumulación (superposición de nieve, lluvia congelada, helada blanca

o ventisca, escarcha y agua de fusión recongelada) y la ablación (fuga de agua de fusión, evaporación y la recarga total) es la relación neta integrada en toda el área del glaciar. Desde las últimas décadas del siglo XIX la mayoría de los glaciares han tenido una recarga total negativa. No obstante, algunos glaciares exhiben un aumento en la recarga desde los años 40's. La recarga total en los grandes campos de hielo en Groelandia y Antártida no son muy conocidos todavía.

Para conocer el movimiento de un glaciar es necesario conocer la velocidad con la que se mueve. Esto es posible saberlo colocando una serie de marcas sobre su superficie.

Estas marcas deben ser controladas constantemente desde puntos fijos en las rocas que bordean al glaciar. En algunas áreas se hacen estudios en base a fotografías aéreas que son tomadas periódicamente para detectar cambios que revelen movimiento. Se ha observado que la mayoría de los glaciares experimentan cambios estacionales en la velocidad del flujo y que ordinariamente el promedio de velocidad anual cambia lentamente en respuesta a cambios del clima. También suele utilizarse la fotogrametría terrestre.

El movimiento que se mide en la parte más superficial es producido por el deslizamiento del glaciar sobre el lecho rocoso y por flujo

plástico dentro de la masa rocosa (Flint, 1971). En la mayoría de los glaciares el deslizamiento del fondo proporciona la mayor parte del movimiento.

Para poder medir el deslizamiento se han diseñado diferentes sistemas como los siguientes:

El criocinógrafo diseñado por Goldthwait en 1973 (en Goudie, 1980) es usado para registrar variaciones en la rapidez de deslizamiento basal (Fig. 7); consiste básicamente de un registro de nivel de agua, conectado a un cable de acero invariable, atado por medio de un tornillo de hielo al fondo del glaciar; el movimiento es transmitido por el cable y registrado en el nivel. El cavitómetro, diseñado por Vivian en 1971 (en Goudie, 1980) es un método de registro de velocidades de deslizamiento basal (Fig. 8). El instrumento consiste de una rueda, sostenida en contacto con el fondo del glaciar con un brazo voladizo. El instrumento se fija al lecho rocoso y dos cables salen de la rueda (uno hacia una fuente de poder y otro al registrador) hacia un cuarto construido debajo del glaciar donde se efectúan pruebas y se analizan los registros.

El movimiento del glaciar causado por flujo plástico depende de la inclinación de su superficie, temperatura del hielo y otras propiedades físicas. Ordinariamente la veloci-

dad de movimiento relacionado con el flujo plástico es más grande en la superficie cerca del centro y decrece hacia los lados y el fondo del glaciar (Fig. 9). En la mayoría de los glaciares el movimiento relacionado a flujo plástico no excede de unas decenas de metros al año (Fig. 10).

Agradecimientos

Se agradece a Selma Campos por su cuidadosa preparación de las figuras.

Lista de figuras

- Fig. 1 Arreglo estructural de los principales tipos de nieve en relación a los ejes cristalográficos del hielo (La Chapelle, 1977).
- Fig. 2 Resumen pictórico de la Clasificación Internacional de la Nieve por precipitación sólida. Esta clasificación se aplica a nieve que cae. (La Chapelle, 1977).
- Fig. 3 Clasificación meteorológica de cristales de nieve de acuerdo al esquema de Magono y Lee. Este esquema permite clasificar mucho más detalladamente, que la clasificación internacional. También se aplica para nieve que cae.
- Fig. 4 Metamorfismo destructivo de un cristal de nieve estelar. Los números significan la edad del cristal de nieve.

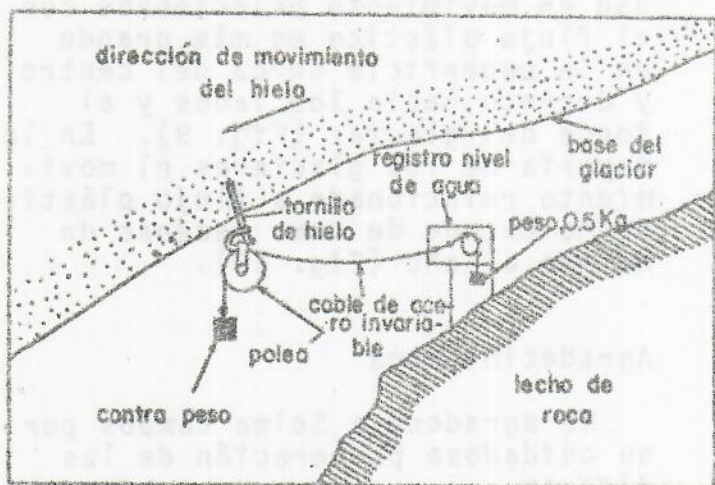


FIGURA 7

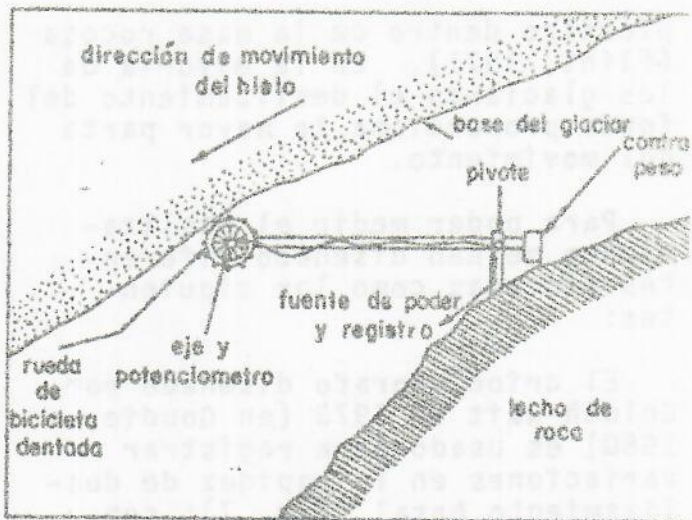


FIGURA 8

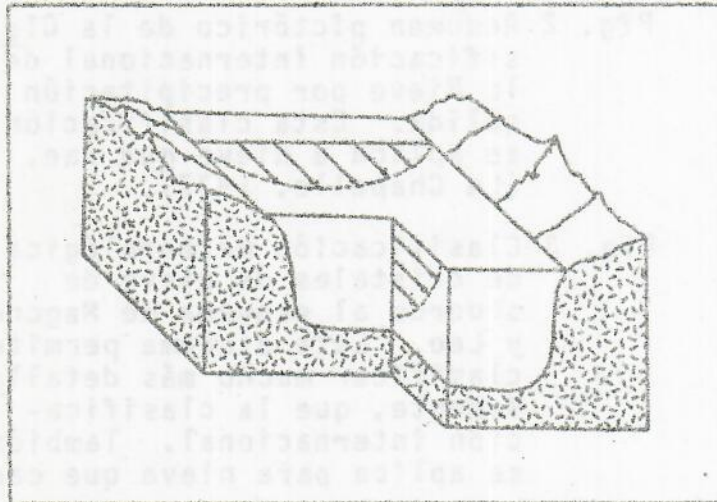


FIGURA 9

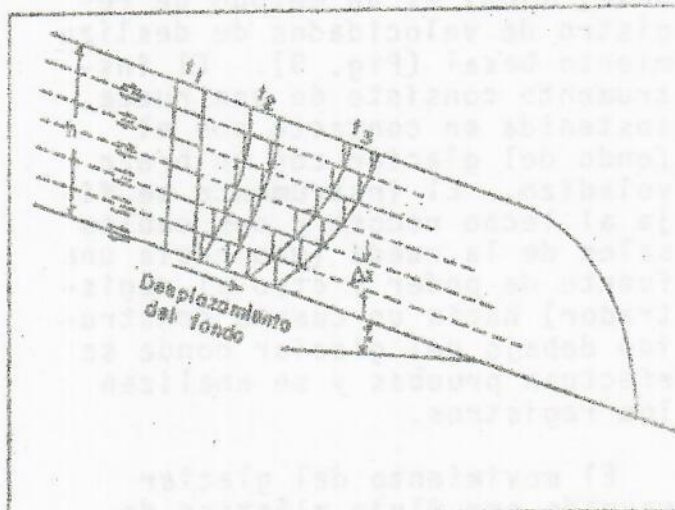


FIGURA 10

en días, (La Chapelle, 1977).

Fig. 5. Clasificación de nieve metamorfozada de acuerdo al esquema propuesto por Sommerfeld y La Chapelle en 1969. Este esquema se aplica a nieve depositada (La Chapelle, 1977).

Fig. 6. Zoneamiento esquemático del área de acumulación (modificado de Muller, 1962).

Fig. 7. Criocinógrafo

Fig. 8. Cavitómetro

Fig. 9. Flujo de un glaciar. Probado por líneas de estacas y testigos curvados.

Fig. 10. Movimiento de una capa inclinada de hielo por deslizamiento del fondo y deformación por cizallamiento plástico. Se observa la posición de una columna de hielo, vertical al tiempo t_1 , siendo desplazada y deformada a los tiempos t_2 y t_3 . El movimiento es representado por desplazamientos de laminaciones infinitamente delgadas en el hielo (según Robinson, 1982).

Bibliografía

EMBLETON, C., y King., 1968, Glacial and Periglacial Geo-

morphology, Edward Arnold (Publishers) Ltd., Great Britain, 608 p.

FLINT, R.P., 1971, Glacial and Quaternary Geology, John Wiley & Sons Inc., New York, 892 p.

GOUDIE, A., 1980, Geomorphological Techniques, Edited for the British Geomorphological Research Group, Published by George Allen & Unwin, London, p. 213-225.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, 1968., Guide book on Nuclear Techniques in Hydrology, World Group on Nuclear Techniques in Hydrology, International Hydrological Decade, Technical Report Series, No. 91, Vienna, p. 75-84.

LA CHAPPELLE, E.R., 1977., Field Guide to Snow Crystals, Published by J.J. Douglas Ltd, Vancouver, Canada, 101 p.

MULLER, F., 1962, Zonation in the accumulation areas of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada, Glaciol., 3., p. 392-397..

ROBINSON, E.S., Basic Physical Geology, John Wiley & Sons, New York, p. 521.

SHUMSKII, P.A., 1964, Principles of Structural Glaciology, Translated from the Russian by Peter Kraus, Dover Publications Inc., New York, 497 p.

(Recibido: febrero de 1985)