

## LA ACTUAL GLACIACIÓN EN LA TIERRA Y SUS POSIBLES CAMBIOS EN EL FUTURO

POR

VLADIMIR KOTLIAKOV

### *Distribución de la cubierta de nieve y glaciares*

Anualmente caen sobre la superficie de la Tierra cerca de 25.000 Km<sup>3</sup> de agua en forma de nieve. Alrededor de 1/3 se deshace inmediatamente en el mar, y el resto constituye la cubierta de nieve sobre la tierra, glaciares o hielos marinos. Sólo en las cuencas de alimentación de los glaciares, es decir, sobre una superficie de alrededor de 15 millones de Km<sup>2</sup>, esta cubierta se mantiene todo el año. Según estimaciones efectuadas con datos obtenidos de estaciones meteorológicas, expediciones y barcos, en la época anterior a los «sputniks» (al empleo de los satélites), la cubierta temporal de nieve afecta a un área adicional de 100 millones de km<sup>2</sup>, en años con valores medios. En años de mucha nieve puede alcanzar los 110 millones de Km<sup>2</sup>, es decir, que junto con los glaciares, cubre casi 1/4 parte de la superficie del planeta [5]. En años normales la cubierta de nieve sobre tierra firme abarca más de 75 millones de Km<sup>2</sup>, casi la mitad de su superficie.

Desde 1966 la superficie afectada por la cubierta de nieve se calcula a través de la información obtenida por satélite. Y según estos datos, cerca de 100 millones de Km<sup>2</sup> quedaban anualmente bajo la nieve, incluyendo 64

Traducido del ruso por Ana Alvarez Veinguer.

Estudios Geográficos  
Tomo LII, n.º 204, julio-septiembre 1991

millones de Km<sup>2</sup> (25% de la superficie del hemisferio) en el hemisferio Norte y 30 millones de Km<sup>2</sup> (14%) en el hemisferio sur. La superficie afectada simultáneamente por la cubierta de nieve y hielo alcanza su máximo en febrero, cuando está más extendida la nieve en el hemisferio norte, y el mínimo corresponde a agosto, cuando se derrite en la mayor parte del hemisferio norte.

En el hemisferio norte, y según datos de satélites, la superficie media anual de la cubierta de nieve es de 35 millones de Km<sup>2</sup>, o se la mitad de la superficie que se ve afectada por esta cubierta de nieve. Por tanto la duración media de su permanencia equivale a 6 meses. En el hemisferio sur, donde 1/3 de la cubierta de nieve permanece todo el año, la superficie afectada es de 25 millones de Km<sup>2</sup>, es decir más de 2/3 de la superficie en la que aparece esta cubierta, y la duración de su permanencia, por lo tanto, supera los 2/3 del año, 8 meses.

Las superficies de los glaciares existentes se indican en el cuadro I. A causa del avance de hielo desde las cuencas de alimentación los glaciares forman áreas de ablación, donde en verano la superficie aparece como viejo hielo monolítico, y los ejes de los glaciares bajan hacia el mar y producen los icebergs.

El mar recibe casi 3.000 Km<sup>3</sup> de icebergs, cerca de 2.500 Km<sup>3</sup> de la Antártida y 500 Km<sup>3</sup> del Artico. En total se encuentran en el océano al

CUADRO I  
SUPERFICIE DE GLACIARES, MILLONES DE Km<sup>2</sup>, según [5]

<i>Tipos de glaciación</i>	<i>Cuenca de alimentación</i>	<i>Cuenca de ablación</i>	<i>Total</i>
Hemisferio Norte			
Cubiertas continentales	1.0	0.6	1.7
Cubiertas insulares	0.2	0.15	0.35
Glaciares de montaña	0.1	0.1	0.2
Hemisferio Sur			
Cubiertas continentales	13.8	0.1	13.9
Glaciares de montaña	0.02	0.02	0.03

mismo tiempo cerca de 8.000 Km<sup>3</sup> de icebergs, y su «vida» media es de 3 años. El grosor está en el orden de cientos de metros y su área total está en decenas de miles de km<sup>2</sup>. Los icebergs están dispersos sobre la superficie acuosa del océano por 63 millones de km<sup>2</sup> (casi en 1/5 parte de su superficie). El proceso de fusión gasta gran cantidad de calor del océano (en torno a 1x10<sup>18</sup> Kjul/año), esto es comparable al «desague térmico» de los ríos e influye sensiblemente en el sistema mundial de las corrientes marinas.

*Influencia de la cubierta de nieve y glaciares sobre el clima.*—La influencia de la cubierta de nieve sobre el clima viene determinada, fundamentalmente, por su alto albedo, su baja conductibilidad térmica, el gasto de energía calórica de su fusión y una relativamente baja rugosidad de la superficie. Esto junto con el alto poder reflectante de la nieve produce las bajas temperaturas en su superficie y la formación de inversiones térmicas sobre esta cubierta.

Sobre la nieve se reduce drásticamente, o está ausente por completo, el calentamiento convectivo de la troposfera, a causa de la limitación de temperatura de la superficie a 0 °C; a consecuencia del alto albedo se reduce por 3 la absorción de radiaciones de onda corta. Si se considera que la media anual de la superficie de cubierta de nieve y glaciares en ambos hemisferios es de 62 millones de km<sup>2</sup> [10], y la radiación por unidad de superficie equivale a la mitad de la media global, entonces y en condiciones de nubosidad invariable y otras suposiciones vastas resulta que la radiación solar que llega a la superficie disminuye a causa de la cubierta de nieve en 13x10<sup>19</sup> Kjul/año, o en más del 4% de la radiación absorbida por todo el planeta, lo que favorece la diferenciación latitudinal del clima.

Los estudios realizados en la URSS, ya en los años 50, demostraron la influencia de la cubierta de nieve euroasiática sobre la formación del anticiclón siberiano. Similar es el papel desempeñado por la cubierta de nieve en América del Norte en la formación del anticiclón canadiense. El incremento en la potencia y la duración de la cubierta de nieve en invierno-primavera en el Tíbet conduce al descenso de las temperaturas estivales en la troposfera y al retraso y debilitamiento de los monzones de verano.

Por sus especiales propiedades físicas, la nieve y el hielo actúan sustancialmente sobre el clima. Las grandes cubiertas glaciares influyen sobre la energía de la atmósfera. Los cálculos realizados para el conjunto de la superficie glaciar de Groenlandia indican que el balance de radiación

anual es negativo,  $-4,9 \times 10^{17}$  Kjul/año-; en el fusión del glaciar groenlandés se gastan anualmente  $0,7 \times 10^{17}$  Kjul de calor. Para mantener la temperatura media anual del hielo constante, los gastos caloríficos indicados deben cubrirse con calor correspondiente a  $5,6 \times 10^{17}$  Kjul/año, que llega a Groenlandia desde bajas latitudes.

La influencia enfriadora de los glaciares depende de sus dimensiones. La cubierta glaciar de Groenlandia enfría en términos generales, en  $1^{\circ}$ , una capa de aire de 1500 m de espesor. En realidad el enfriamiento puede alcanzar hasta  $5^{\circ}$ , y afecta, fundamentalmente, a 300 m de espesor sólo. La cubierta glaciar de Nueva Zembla enfría en  $3^{\circ}\text{C}$  una capa de aire de 70 m. de espesor, mientras que un importante sistema de glaciares de montaña, como, por ejemplo, el del gran Cáucaso, enfría una capa de aire sobre las montañas de 50 m en  $1^{\circ}$ . En las áreas secas los glaciares evaporan agua y humedecen la atmósfera, y en regiones más húmedas, la humedad se condensa en la superficie y la atmósfera se reseca. En realidad el balance de radiación de los glaciares depende de las condiciones de nubosidad.

De esta forma, una parte importante del calor solar que recibe el glaciar es devuelto a la atmósfera. Por su bajo calor específico el hielo no puede acumular energía calorífica, lo que es propio, por ejemplo, del agua. Por eso el agua conserva la misma cantidad de calor mucho tiempo, mientras que el hielo la pierde en unos minutos.

En la estación cálida del año, cuando comienzan a fundirse la nieve y el hielo, todo el calor recibido se gasta en este proceso y en la evaporación, ya que la cubierta de nieve y glaciar no puede calentarse a más de  $0^{\circ}\text{C}$ . Hace falta mucho calor: para fundir un gramo de hielo 333,6 jul, y para evaporar un gramo de hielo 2.834 jul.

Debido a estas características los glaciares existen bajo unas determinadas condiciones de humedad y calor, en un específico clima glaciar. Este clima se caracteriza por crear temperaturas más bajas del aire que sobre los vecinos territorios no glaciares, y una mayor cantidad de precipitaciones sólidas que la de los valles más bajos que los glaciares. Cuanto mayores sean las precipitaciones, mayores serán las temperaturas bajo las que puedan existir glaciares. Para el clima glaciar es característica una alta nubosidad y humedad del aire, así como constantes direcciones del viento.

La banda de variación de condiciones climáticas sobre los glaciares es muy amplia: el volumen de precipitaciones sólidas varía de 30-50 mm. en

la Antártida Central hasta 4.500 mm/año en los glaciares de la Patagonia; las temperaturas medias del verano pueden ir desde -40 °C en la Antártida Central hasta +15 °C en las terminaciones de los glaciares más largos del Asia Central, Escandinavia, Nueva Zelanda y Patagonia.

Así es el comportamiento general de la nieve y el hielo en la Tierra. En la época actual la cubierta de nieve y hielo es inestable, y puede tener cambios sustanciales en dependencia de las variaciones del clima. ¿Cuál puede ser la reacción de la cubierta de hielo y nieve a los cambios climáticos futuros y cómo puede influir en el medio ambiente?

### *Variaciones de temperatura y en los glaciares durante el S. XX*

La tendencia actual de las variaciones naturales de la temperatura se calcula con un alto grado de fiabilidad. Las mediciones instrumentales de los elementos meteorológicos ofrecen un panorama de variaciones en las condiciones climáticas, incluyendo la de temperatura, del hemisferio norte para los últimos 100 años. Se observa que el final del S. XIX fue relativamente frío, y que el comienzo de este siglo se caracterizó por un aumento de la temperatura que alcanzó su máximo en los años 30 y 40. Posteriormente, se reanudó la tendencia al enfriamiento, que se mantuvo hasta finales de los años 70.

Las variaciones globales de la temperatura se correspondían también con fluctuaciones en los glaciares. En todos los países montañosos y en las islas del Artico el fin del S. XIX se caracterizó por una notable activación de la glaciación. La primera mitad del S. XX fue una época de descenso de glaciares cuyo pico llegó en los 30-40. En la etapa siguiente la alimentación de los glaciares mejoró, apareció una tendencia hacia su estabilización y crecimiento, y en algunos países montañosos el incremento de su masa se convirtió en una característica de la mayoría de los glaciares. Así en los bien estudiados Alpes austríacos en 1965 avanzaban el 30% de los glaciares, y en 1975 eran el 58%, cuando en la etapa climática anterior predominaban claramente los glaciares en retroceso que en 1920 eran el 30%, y en 1952 se acercaron al 100% [13, dibujo 1]. Una situación similar en las variaciones de glaciación aparece en los Alpes suizos y franceses, Noruega, Islandia y algunas otras regiones glaciares. La glaciación del Cáucaso también tuvo una etapa de breve crecimiento a finales del siglo pasado,

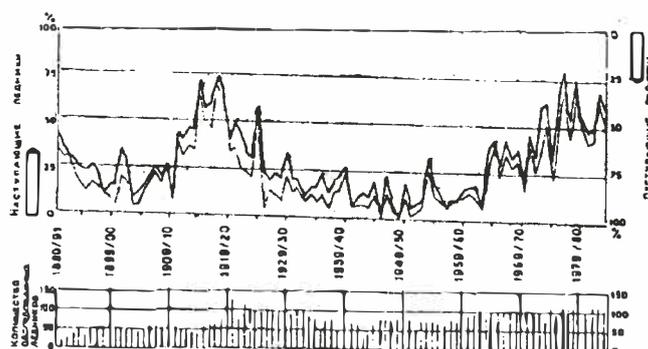


FIGURA 1.—Correlación de los glaciares en avance, en retroceso y estacionarios, en los Alpes durante los últimos 100 años

otra etapa de brusco descenso en los decenios siguientes, cuando la superficie de los glaciares descendió en 600 Km<sup>2</sup>, y una nueva etapa de avance, que ha dejado morrenas terminales al final de los años 50. La estabilización y avance a finales del S. XIX, el descenso en el S. XX, que tiene su máxima intensidad en los años 30-50 son característicos para las cubiertas glaciares de la Tierra de Francisco José, Nueva Zembla y evidentemente todos los glaciarios «insulares» del Artico.

La posible tendencia futura de las temperaturas queda reflejada en la figura 2. La curva 1 en este gráfico corresponde a los ciclos naturales de temperatura, y la curva 2 refleja el efecto de la influencia de factores

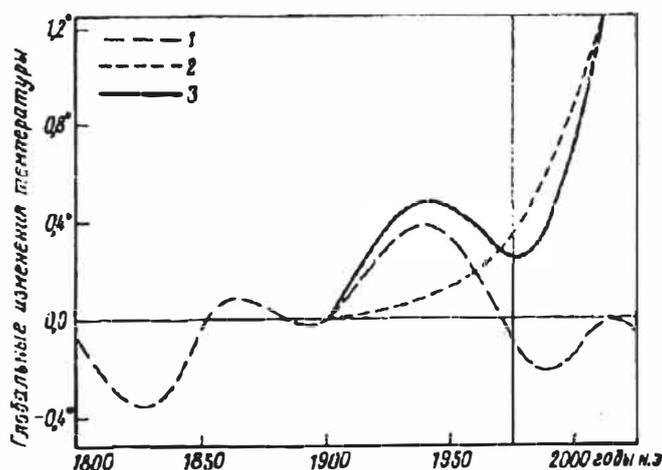


FIGURA 2.—Curvas: (1) ciclos naturales de temperatura, (2) variaciones de la temperatura global por el efecto invernadero del CO<sub>2</sub>, (3) efecto sumatorio de los dos anteriores. Según Broecker [6] con simplificaciones

antropogénicos, entre los que destaca el crecimiento de la concentración de gases que potencian el efecto invernadero y tienen una grave influencia sobre el balance térmico de la Tierra.

La curva 2 fue elaborada por Y. Brekker sobre la base de las siguientes suposiciones: 1) El 50% del dióxido de carbono originado en la quema de combustibles minerales, se queda (y en futuro cercano permanecerá en la atmósfera). 2) El incremento en la intensidad de combustión en el periodo 1960-75 era del 4,5% anual, después de 1975 se mantenía en el 3% al año. 3) A cada 10% de incremento en el contenido de CO<sub>2</sub> en la atmósfera le corresponde un incremento en la temperatura media total en 0,3 °C. Como se puede observar en la figura 2, esta curva tiene forma parabólica.

El incremento real de las temperaturas medias que cabe esperar en los próximos 50 años, aparece en la curva 3 de la figura 2, y se obtiene sumando las curvas 1 y 2. Esta curva muestra que el factor principal del aumento observado de las temperaturas en los primeros 40 años del S. XX era la tendencia natural, mientras que el incremento producido por el efecto invernadero del CO<sub>2</sub> no superaba el 20%. En el intervalo de los siguientes 40 años la curva analizada gira hacia abajo, constatando un enfriamiento global; al mismo tiempo se está produciendo un incremento de la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera, sin embargo, el consecuente incremento por 4 de las temperaturas (de 0,1 a 0,4°) fué más que anulado por la tendencia natural de las temperaturas, que tenía un signo negativo. Finalmente, en los siguientes 40 años, es decir desde los años 80 de este siglo hasta finales del primer cuarto del siguiente, cuando el actual semiciclo de enfriamiento natural sea sustituido por otra fase de calentamiento y el efecto invernadero del CO<sub>2</sub> se haya incrementado aún más, las temperaturas medias globales aumentarán aproximadamente en 2° y llegarán a un nivel que no habían alcanzado nunca durante el último milenio. Mientras no se reduzca drásticamente el consumo de combustibles minerales el incremento de las temperaturas continuará.

La humanidad vive en una época de creciente concentración en la atmósfera de gases favorecedores del efecto invernadero: CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CFC-11, CFC-12. Se ha demostrado que desde principios del S. XIX y hasta los años 80 de este siglo la concentración de CO<sub>2</sub> ha pasado de 285 ppm (partes por millón), normal para las condiciones interglaciares, hasta 335-358 ppm, que anuncia el paso a una situación «superinterglaciar». El incremento de la concentración de metano durante el mismo periodo ha sido de 0,75 a 1,6 ppm, es decir ha aumentado en más de dos veces.

Los resultados de simulaciones, basados sobre modelos de circulación global, así como trabajos experimentales que han determinado el hecho de los cambios paralelos entre las paleotemperaturas y la concentración atmosférica de dióxido de carbono durante el periodo del último ciclo glaciación-interglaciación [11], indican que el rápido incremento en la concentración de gases potenciadores del efecto invernadero lleva al igualmente rápido incremento de las temperaturas medias globales y regionales. La duplicación en el contenido de CO<sub>2</sub> en la atmósfera puede conducir al incremento de la temperatura en 2-4°; estas condiciones son muy probables que existan a finales de los años 20-30 del S. XXI.

Las consecuencias geocológicas del calentamiento pronosticado han sido extensamente discutidas por los especialistas en todos los niveles. Se están aplicando todos los métodos existentes desde simulación numérica hasta el análisis de escenarios análogos paleogeográficos. Ya se conoce gran número de predicciones que ofrecen valoraciones concretas del efecto del incremento de las temperaturas sobre el medio ambiente, incluyendo las valoraciones cuantitativas. En ellas, y por tanto en las predicciones, los autores tienen grandes divergencias.

¿Qué puede pasar con los glaciares como consecuencia de un incremento global de temperatura?

### *Alteraciones de los glaciares en el Artico y la Antártida*

En las altas latitudes, particularmente en el Artico europeo, los futuros cambios climáticos se manifestarán ostensiblemente, lo que se reflejará en una «intensificación polar» y un efecto de destrucción de los hielos marinos del Océano Artico. El volumen de precipitaciones anuales se incrementará en más de 600 mm; la temperatura media aumentará en 10-14°, y la temperatura media de julio en 12-15°. Esto significa que los glaciares «insulares» recibirán anualmente desde 1.000 (Tierra de Francisco José) hasta 1.300 mm de precipitaciones (Nueva Zembla); y la temperatura media de julio teniendo en cuenta el gradiente altitudinal y el «salto de la temperatura» (es decir, el efecto de enfriamiento producido por la cubierta helada) supondrán 8-9 y 6-8 grados respectivamente. La mayor parte de las precipitaciones con tan importante incremento de temperatura serán de forma líquida, y el incremento de la temperatura del verano e invierno

alargarán sensiblemente el período de ablación y potenciarán la intensidad de la fusión, de tal forma que la rápida degradación de la glaciación será inevitable.

Esta conclusión puede reforzarse por el cálculo de ablación según la fórmula de A.N. Krenke y V.G. Jodakov [4]

$$A = (t + 9,5)^3 \quad (1)$$

donde A es la ablación total (en mm de espesor agua) y t es la temperatura media de julio, en grados. Después del empleo de esta fórmula (1) con las temperaturas medias de julio de la Tierra de Francisco José y Nueva Zembla, que se predicen para el primer cuarto del S. XXI, obtenemos el espesor medio de la capa derretida, equivalente en el primer caso a una capa de agua de 6-6,5 m, y en el segundo de 4-5 m. La comparación de estas magnitudes de pérdida de hielo (de las que sólo el 10-15% será compensado por la acumulación) con el espesor medio de las cubiertas glaciares actuales de las islas árticas (150-250 m) permite concluir que bajo la influencia del incremento de temperatura anunciado estas cubiertas desaparecerán en varios decenios. Igual suerte correrán otros glaciares del Artico (a excepción de Groenlandia) [1].

El incremento global de las temperaturas se manifestará también en Groenlandia, aunque allí se verá suavizado por el potente efecto enfriador del escudo glaciar. Si en las condiciones actuales este efecto lleva al descenso de las temperaturas de «fondo» en 5° en verano y 15° en invierno, con el futuro calentamiento este efecto se intensificará, sobre todo en el verano, ya que el incremento de temperaturas y la intensificación, a él asociada, del intercambio convectivo en la superficie del glaciar en períodos de deshielo, provocarán el progresivo crecimiento del salto de la temperatura. Incluso un incremento moderado en 4-5° en el norte y 2-3° en el sur de la isla conllevará una elevación de la frontera del nevero en 550-650 y 250-400 m respectivamente, lo que prácticamente duplicará la superficie de la zona de ablación. Y si el actual balance de la masa del escudo glaciar de Groenlandia está cercano al equilibrio, dentro de 50 años será claramente negativo, además con fusión y desprendimiento de icebergs, que superarán a las remesas de entradas en magnitudes del orden de 1.000 Km<sup>3</sup>. Esto significa que la velocidad de descenso de la superficie del escudo será de 0,5-0,7 m al año.

El incremento de temperatura en los próximos decenios afectará también al hemisferio sur, alcanzando magnitudes de 1-10 grados en latitudes correspondientes a los límites de la Antártida. Sin embargo, en la Antártida Oriental el escudo glaciar posee una alta inercia térmica y el incremento de temperatura no provocará una intensificación esencial del deshielo. Incluso en la estrecha franja costera de este escudo las temperaturas actuales del mes más cálido se acercan a  $-4/ -8$  °C, de lo que se observa, que como resultado de futuras variaciones climáticas cuya amplitud se suavizará por el efecto del salto de temperatura, éstas únicamente se acercarán a la temperatura de fusión. Y si en las condiciones actuales el balance de la masa del escudo glaciar Antártico Oriental está en equilibrio, y el aporte de sustancias, procedentes de las precipitaciones de nieve, está prácticamente igualada con el gasto debido al desprendimiento de icebergs (cerca de 2.000 Km<sup>3</sup> al año), y además el gasto líquido supone sólo 10-15 Km<sup>3</sup> al año [3], entonces esta partida de gastos apenas superará los 100 Km<sup>3</sup> en varios decenios, cuando y al mismo tiempo el incremento global de temperatura provocará un aumento sensible de precipitaciones sobre la Antártida Central, lo que puede dar incluso como resultado un balance positivo de masa. De lo anteriormente dicho se puede deducir que durante el primer cuarto del S. XXI el balance de masa del escudo citado no experimentará variaciones apreciables. Una reducción notable de la glaciación de la Antártida Oriental necesita por un lado un elevado incremento de las temperaturas en la zona costera del continente, cercano probablemente a 12-15°, y por otro lado una acción lo suficientemente prolongada de este aumento, medido no por decenios, sino como mínimo centenares de años.

La excepción la constituyen las plataformas glaciares flotantes que se mueven más hacia el Norte y tienen una superficie baja y plana, que permiten la penetración de aire cálido del mar. Estos glaciares sólo pueden existir en condiciones de temperaturas negativas del aire y del agua del mar. Y sin embargo, precisamente sobre estos glaciares-plataforma las temperaturas del aire en verano deben adquirir signos positivos con relativa rapidez, y las temperaturas de las aguas marinas en las que flota el fondo de estos glaciares, aumenta hasta temperaturas críticas cercanas a los 0 °C. De este modo para finales de siglo y principios del siguiente estos glaciares no parecerán corresponderse con las condiciones del entorno. Y aunque en el mar es difícil decir dentro de cuantos decenios quedarán destruidos, su futura desaparición parece inevitable. En el primer cuarto

del S. XXI estos glaciares o habrán desaparecido o estarán en una fase de avanzada degradación.

Uno de los elementos más inestables de la glaciación son las cubiertas glaciares marinas, cuyo lecho está bajo el nivel del mar. Un ejemplo destacado de este tipo de glaciares es el escudo Antártico Occidental. Un indicador de su estado, y muchas veces causa de su inestabilidad, es la línea de presión-superposición sobre la que emerge el hielo, es decir, la transición del escudo glaciar apoyado sobre el fondo hacia la plataforma glaciar flotante.

De la situación de la línea de sobreposición depende la respuesta del glaciar marino al cambio de condiciones externas tales como el nivel del mar, el balance de masa y otros; en determinadas situaciones, críticas, de la línea los mínimos cambios de las condiciones externas producen variaciones catastróficas en el estado del glaciar marino. Estos cambios catastróficos llevan al rápido retroceso de la línea de superposición, la llegada al mar de las importantes masas de hielo y una subida relativamente rápida del nivel del océano.

La reducción de la cubierta glaciar marina provocada por el calentamiento climático, y debido a su inestabilidad estructural, puede no ser lineal, sino catastrófica. Por eso todos los escenarios de los cambios del nivel de océano que parten de la premisa de la linealidad de las relaciones de retroceso de la glaciación con las temperaturas, tienen un error de principio. Así este «escenario de base» utilizado por muchos autores para realizar predicciones y que supone que el nivel va a subir a la misma velocidad que en la actualidad, predice un incremento de este nivel en algunas decenas de cm (en el modelo «máximo» en 117 cm, y en el «mínimo» en 5-24 cm). En contraposición a estas predicciones, en general bastante optimistas, la inestabilidad de las partes marinas de la cubierta glaciar Antártica, como consecuencia del incremento de temperaturas, amenaza con aumentar el nivel del océano en 5-7 m para mediados del S. XXI o incluso antes de esta fecha.

*Comportamiento de la glaciación de montaña ante el incremento global de temperaturas*

Existen diferentes métodos de predicción de los cambios en la glaciación de montaña. El más habitual consiste en el cálculo de la fusión o ablación a partir de la predicción de las características meteorológicas (temperatura del aire y precipitaciones), así como por el cálculo de la dinámica de la línea de nieve. Nuestras valoraciones se basan en las observaciones realizadas en el Asia Central [2].

La cuestión que aquí se plantea no es el cálculo de todo el flujo de desagüe del glaciar, sino únicamente de aquella parte que sobrepasa el valor del flujo en condiciones de balance estacionario de masa, y por tanto de glaciación estacionaria. Esto significa que en condiciones de aumento de temperatura y degradación de la glaciación se trata de calcular el flujo de degradación  $R_d$ , que numéricamente equivale al balance de la masa. El valor de  $R_d$  influye en la variación del nivel del océano y en los cambios en la humedad del territorio. El cálculo del flujo de degradación consiste en el empleo de datos de observaciones realizadas sobre los cambios sufridos por las masas de los glaciares que presentan una tendencia a la disminución, cuando se incrementan las temperaturas.

Según las observaciones realizadas en Tian-Shan en las regiones de glaciación dispersa, la superficie de los glaciares disminuye un 0,5% al año, y en regiones de glaciación compacta un 0,1% al año. Partiendo de estos datos, la disminución de la superficie de glaciación puede considerarse como de 0,5% por año para toda el Asia Central, y 0,3%/año para el resto de los «pequeños» glaciares de la Tierra, conectados con el océano, aunque por la posición insular de los glaciares en el Artico y por su forma de domo la disminución de la altura de la superficie de los glaciares puede no ser nada lineal.

La alta velocidad de degradación de toda la glaciación del Asia Central se piensa que es debida a que con el calentamiento la velocidad de la degradación crece a medida que aumenta el grado de continentalización del clima, ya que crece más el aumento de aporte de masa estival a la variación del balance anual de masa y el flujo de la degradación. Esto está relacionado con el pequeño, pero constante crecimiento de la parte correspondiente a las precipitaciones de invierno dentro del volumen total anual ante el incremento de temperaturas y la actividad ciclónica en el período

del anticiclón invernal. Los glaciares de las regiones continentales tienen además la tendencia a disminuir su alimentación por precipitaciones atmosféricas. La disminución de la acumulación de nieve y el aumento de temperaturas son condiciones típicas de las regiones continentales del Asia Central. Esta combinación tan poco favorable de factores explica las anormalmente altas velocidades de la degradación de la glaciación y los valores de flujo  $R_d$ , como se ve en la figura 3.

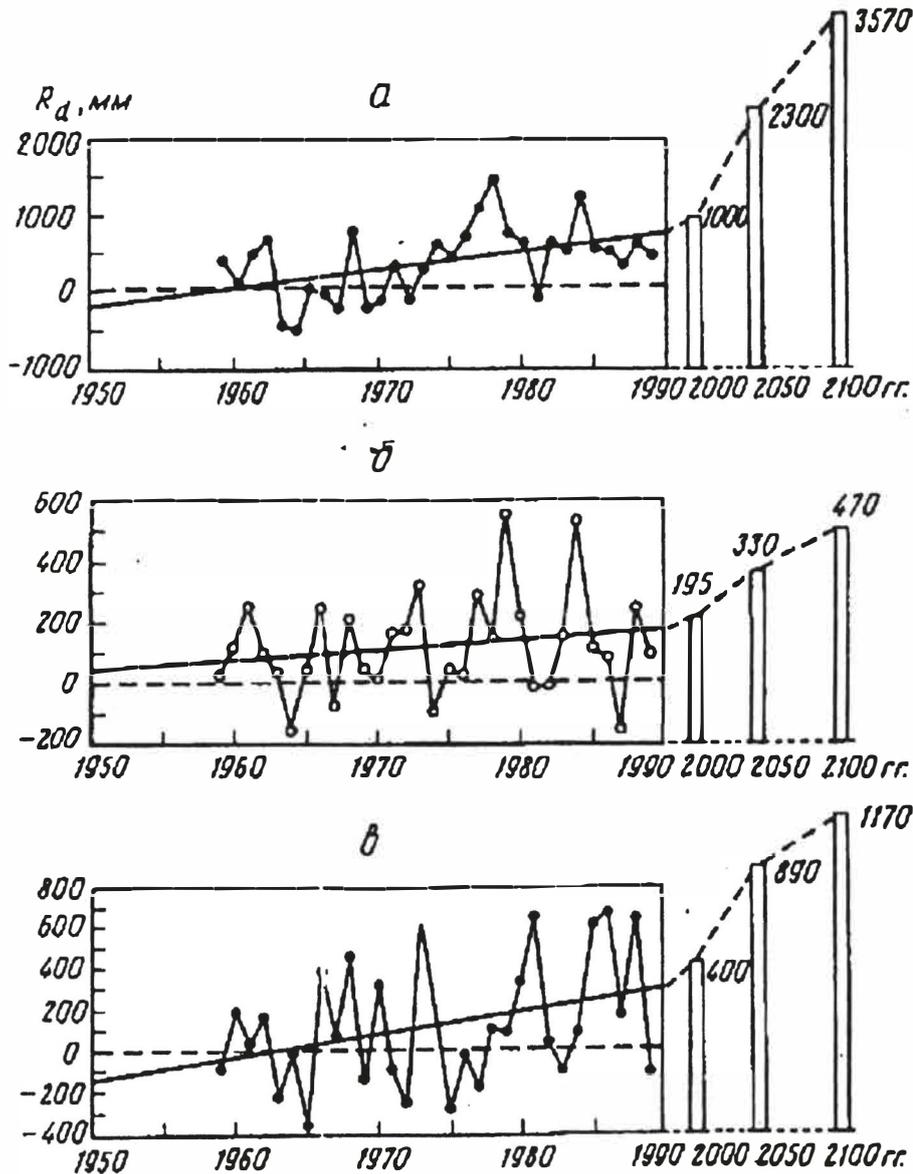


FIGURA 3.—Tendencia actual del flujo de degradación ( $R_d$ ) de la glaciación y sus valores calculados los datos de mediciones realizadas en los glaciares Tuyuksu y en Alatai (a), Sary-Tor en el Tian-Shan interior (b), y N1 en el Tian-Shan chino (c) [2]

Para el cálculo del flujo de degradación  $R_d$  y su tendencia para el resto de la «pequeña» glaciación terrestre se han utilizado los datos de balance de masas obtenidos en estudios de glaciares noruegos, ya que estas mediciones son las más exactas, tomadas durante mucho tiempo, y reflejan las condiciones medias de la posible reacción de un glaciar al calentamiento global. La glaciación de las regiones costeras de Escandinavia con un clima claramente marítimo [7] presenta similitudes con el régimen de glaciación de la cadena montañosa costera de EE.UU. y Canadá y las cadenas costeras de Alaska, Islandia, Spitsbergen, etc. Por eso la tendencia media obtenida para 6 glaciares noruegos se emplea para realizar predicciones de cambio para toda la «pequeña» glaciación, 500.000 Km<sup>2</sup> de superficie.

Partiendo de las medidas de temperatura de aire obtenidas por la estación meteorológica de Tian-Shan y suponiendo para el futuro la misma tendencia lineal (en este caso la extrapolación lineal es desgraciadamente inevitable), se puede concluir que en el Asia Central la temperatura media anual para el año 2.100 puede incrementarse en 1,5° y para el 2.350 en 4,5°.

Empleando estos datos estrictamente tentativos, los cuadros II y III indican, referidas al Asia Central y toda la «pequeña» glaciación de la Tierra, la reducción de la superficie de glaciares DS, el cambio del flujo específico de degradación  $R_d$ , el volumen de este flujo  $QR_d$ , así como la velocidad de elevación del nivel SL para Asia Central y toda la glaciación terrestre.

En el Tian-Shan y en la zona de flujo interno de Asia Central la reducción de la superficie de glaciación se produce muy rápida, y en los años más recientes con velocidad catastrófica; aumenta la intensidad del desagüe a causa de la disminución de superficie y aumenta rápidamente el volumen del flujo de degradación. El valor máximo del incremento (respecto a 1975) se alcanzará para el final del 2.100, cuando el volumen del flujo de degradación se incremente 3,3 veces. Con el subsiguiente aumento de temperatura el volumen comenzará a descender. Son impresionantes las dimensiones que alcanza la reducción de la superficie de glaciación. Sólo se conservará en las partes más elevadas del Asia Central, en las zonas de glaciación compacta.

Al seguir aumentando las temperaturas o al mantener ese clima todo el territorio, y sobre todo la parte de montaña media y baja, comenzará a transformarse en un tipo de desierto de alta montaña, en la que en

LA ACTUAL GLACIACIÓN EN LA TIERRA...

CUADRO II  
VARIACIONES DE LA GLACIACIÓN EN EL TIAN-SHAN  
Y ASIA CENTRAL ANTE EL INCREMENTO GLOBAL  
DE LAS TEMPERATURAS

Año	Tien-Shan			Asia Central	
	miles Km <sup>2</sup>	m	Km <sup>3</sup>	Km <sup>2</sup>	Km <sup>3</sup>
1975	19	0.35	5.25	40	14
2050	13.7	1.6	15.8	26.2	42
2100	11	2.4	17.5	19.8	47
2150	9.1	3	16.7	14.8	44
2200	7.5	3.6	15	11	40
2250	6.2	4.3	12.5	8.8	38
2300	5	4.9	10.9	7	34
2350	4.5	5	8.7	6.2	31

Notas: DS: reducción de la superficie de glaciación  
Rd: flujo de degradación.  
QRd: volumen del flujo de degradación.

CUADRO III:  
CONJUNTO DE «PEQUEÑAS» GLACIACIONES DE LA TIERRA EXCEPTO LA  
ZONA DE FLUJO INTERNO DEL ASIA CENTRAL

Año	Rd,m	Variaciones de la superficie DS,Km <sup>2</sup> .10 <sup>3</sup>	Superficie S Km <sup>2</sup> 10 <sup>3</sup>	Volumen QRd Km <sup>3</sup>	Variación del nivel océano SL,mm/año; SL,mm
1975	0.07		500	35	0.1 1
1990	0.13	22.5	477.5	37	0.1 1.5
2000	0.28	14.3	463	130	0.4 2.5
2050	1.0	70.0	393	392	1.1 22.5
2100	1.7	59.0	334	574	1.6 79
2150	2.4	50.0	284	693	2.0 161
2200	3.1	43.0	241	762	2.2 261
2250	3.9	36.0	205	795	2.3 370
2300	4.6	61.0	144	662	1.9 484
2350	5.0	43.0	101	505	1.4 541

Notas: S: superficie de glaciación; DS: variaciones de la superficie de glaciación; Rd: flujo de degradación (reducción en 0,5% al año de cada estado anterior); QRd: volumen del flujo de degradación; SL: velocidad del incremento del nivel de océano, partiendo del cálculo de 350 Km<sup>3</sup> en 1 mm de subida; SL: elevación global del nivel del océano.

condiciones de extrema sequedad se observarán periódicas lluvias poco intensas y precipitaciones en forma de nieve durante primavera-verano. Es posible que el ritmo de degradación se vea incrementado por el efecto del aumento de la continentalización lo que llevaría al descenso en el volumen de precipitaciones y el desplazamiento de su máximo a primavera-invierno en las condiciones del esperado aumento de temperatura.

Además hay que tener en cuenta las condiciones desfavorables que se dan para la formación del flujo de nieve fundida. Este se reducirá bruscamente y el máximo deshielo pasará a situarse al comienzo de la primavera. En estas condiciones aumenta la longitud del flujo de tránsito desde las regiones de glaciares hasta los valles. Como consecuencia y ante tal incremento del volumen de desagüe se dinamizarán los procesos fluviales y la filtración de aguas de fusión. El crecimiento real del desagüe será menor, y el incremento de desagüe de todos los ríos de montaña también puede disminuir. Únicamente por las pérdidas irreversibles de las reservas de los glaciares la situación de suministro de agua no será crítica.

La influencia de la degradación de la «pequeña» glaciación de la Tierra comenzará a repercutir en el aumento del nivel del mar ya para el 2.050, y posteriormente la velocidad de elevación del nivel del océano por esta degradación glaciaria comenzará a crecer bruscamente (ver cuadro III). Este periodo abarcará 200-300 años. La «pequeña» glaciación de la tierra comenzará a destruirse rápidamente y prácticamente de forma catastrófica, y para el año 2.350 su superficie se verá reducida de 500 a 100.000 Km<sup>2</sup>. Para ese momento los glaciares se conservarán únicamente en las montañas interiores de Alaska, en algunos archipiélagos árticos, en la parte interna del escudo glaciario de Patagonia, en el Karakorum, Himalayas, en algunas zonas del Tibet y en las cumbres más altas de las latitudes medias.

### *Variaciones en el nivel mundial del Océano*

Los océanos contienen cerca del 97,3% de toda la masa de agua de la Tierra y son la principal fuente de humedad que afecta a los continentes. De la superficie del océano se evapora el 86% de la humedad que posee la atmósfera. El océano, por otra parte, recibe el 78% de todas las precipitaciones atmosféricas, y el resto vuelve al océano en forma de flujos líquidos o masas de hielo.

El nivel de los océanos sufre cambios continuamente, que están determinados por la combinación de factores globales y regionales. Los movimientos tectónicos y glacio-isostáticos de la corteza terrestre, así como las particularidades de la circulación de aguas oceánicas conducen a cambios desiguales en diferentes lugares del espacio oceánico.

Por datos de 500 estaciones el nivel de los océanos desde comienzo de siglo está subiendo, aunque no homogéneamente, con una velocidad media de 1,4 mm/año, 16 cm en los últimos 100 años. Estos cambios de nivel en general reflejan las variaciones de temperatura con un retraso de 20 años.

Parte del aumento de nivel se debe a la expansión del agua por el incremento de temperatura. La disminución de densidad en la capa superior de 100 m de espesor de agua con el aumento en 1° provoca un aumento de nivel en 3 cm. La capa subyacente de 900 m de espesor con un incremento igual de temperatura se engrosa en 7-18 cm, y la potente capa profunda se dilata en 3-6 cm. Como consecuencia del incremento de temperatura en el S. XX en varias décimas de grado, el nivel del océano subió 4-6 m a causa del aumento de la capa oceánica, lo que explica únicamente el 40% de la elevación del nivel real. El resto se relaciona más probablemente con la actual degradación de la glaciación.

La variación en el régimen de glaciares de montaña en el S. XX se reflejó en las variaciones del flujo de fusión, que ha aumentado un 10% desde finales del S. XIX hasta los años 40, y luego hasta los 70 se redujo en 5%. En total, desde 1894 hasta 1975 la masa de toda la glaciación de montaña se redujo aproximadamente en 5%, y el desagüe anual de estos glaciares de montaña suponía 403 Km<sup>3</sup>, lo que supera en 23 Km<sup>3</sup> el volumen de precipitaciones atmosféricas caídas sobre estos territorios. El excedente de aguas de fusión llega al océano lo que provoca el aumento de su nivel.

En la curva global de gasto de masa de los glaciares de montaña, representada en la figura 4, en forma de subida equivalente en el nivel de los océanos, se destaca claramente el segmento de fuerte pendiente de los años 30-40 que corresponde con la fuerte fusión de los glaciares de montaña, y un tramo más suave en los años 60-70, cuando el balance de masa de los glaciares de montaña estaba cercano a su equilibrio. La fusión en todos los glaciares de montaña así como en los pequeños domos glaciares polares repercutía en el aumento del nivel de los océanos de un tercio o la mitad de ese aumento, observado durante estos últimos 100 años, es decir que explican en gran medida el aumento que no podía ser explicado por su dilatación térmica.

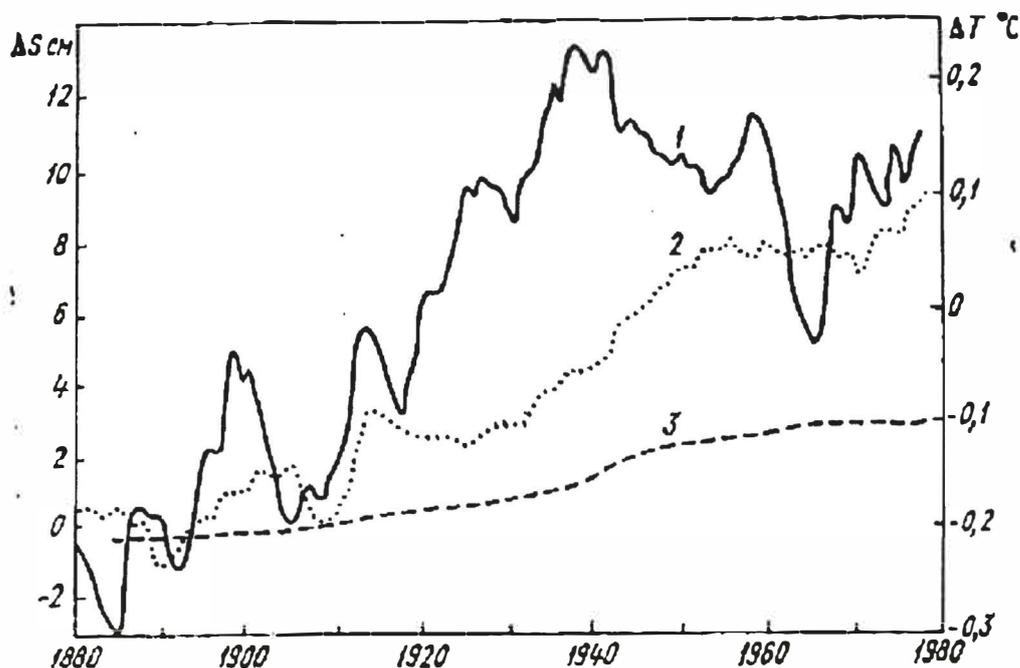


FIGURA 4.—Aporte procedente de la fusión de glaciares de montaña e insulares en la variación total del nivel del océano (2) en condiciones de variación global de temperaturas [8, 9, 12]

El balance de masa de la cubierta glaciar groenlandesa, según los cálculos realizados, sólo puede ser algo negativo en el periodo de los años 20-60, mientras que actualmente debe ser ligeramente positivo. Y aunque la superficie de la cubierta glaciar groenlandesa está disminuyendo actualmente su volumen se está incrementando un poco. El aporte de Groenlandia al aumento del nivel del océano actualmente es pequeño.

Respecto a la cubierta glaciar Antártica hay que tener en cuenta la lenta respuesta que presenta ante los cambios climáticos. Por ejemplo, con un incremento anual de la acumulación de hielo en 1 cm harán falta mucho más de 10.000 años para que las regiones centrales se espesen en 100 m, ya que en este caso la velocidad de movimiento del hielo y su flujo hacia la periferia aumentan. Es poco probable que hoy los procesos que se dan en la cubierta glaciar de la Antártida provoquen un incremento en el nivel del Océano. Más bien se produce la situación contraria, la cubierta Antártica tomaría agua del océano, disminuyendo anualmente su nivel en varias décimas de mm.

De este modo el aumento actual del nivel del Océano puede explicarse por su dilatación térmica y la entrada de masas de agua complementarias procedentes de la fusión de los glaciares de montaña, al mismo tiempo que las grandes cubiertas glaciares actuales no tiene influencias notables sobre el nivel del Océano. Pero esta situación puede variar si se producen importantes cambios climáticos.

Conclusión: los cambios que afectan a la glaciación de la Tierra, relacionados con el efecto invernadero por el aumento de temperatura, tendrán unas consecuencias geológicas muy negativas. Los cambios en las cubiertas glaciares marinas, estructuralmente inestables, pueden producir su descomposición, que puede ser catastrófica, y que tendrá como consecuencia un aumento relativamente rápido del nivel del océano (5-7 m en decenas de años). Los glaciares de montaña de latitudes medias y subtropicales, así como los glaciares insulares del Artico tendrán las condiciones de un régimen extremo con balance de masa muy negativo hasta -3 y -5 m/año y prácticamente desaparecerán. Respectivamente, el flujo de los ríos glaciares bruscamente caerá con los efectos negativos para la explotación agrícola.

#### BIBLIOGRAFIA

1. GROSVOLD, M.G., KOTLYAKOV, V.M. (1978). «Futuros cambios climáticos y el destino de los glaciares». *Izv. ANSSSR, ser. geogr.*, n. 6, pp. 21-32 (en ruso).
2. KOTLYAKOV, V.M., GROSVOLD, M.G., DIURGEROV, M.B., MAZO, B.L. (1991). «La reacción de las glaciaciones ante las futuras variaciones climáticas». *Izv. ANSSSR, ser. geogr.*, n. 5, pp. 35-45 (en ruso).
3. KOTLYAKOV, V.M., LOSEV, K.S., LOSEVA, I.A. (1977). «Balance glaciar de la Antártida». *Izv. ANSSSR, ser. geogr.*, n. 1, pp. 5-15 (en ruso).
4. KRENKE, A.N., KHODAKOV, V.G. (1966). «Relación entre la fusión superficial de los glaciares con la temperatura». *Materiales de investigaciones sobre glaciares. Chronika obsuzhdeniya*, vyp. 12, pp. 277-288 (en ruso).
5. SHUMSKII, P.A., KRENKE, A.N. (1965). «La glaciación actual de la Tierra y sus cambios». *Geophys bulletin*, n. 14, pp. 128-158.
6. BROECKER, W.S. (1975). «Climatic change: are we on the brink of a pronounced global warming?». *Science*, v. 189, pp. 460-463.
7. GARSEG, T. (1955). *Norges Klima*. Hovedfagsoppgave. Geogr. Inst. Universiteta i Oslo, pp. 57-76.
8. GORNITZ, V., LEBEDEFF, L., HANSEN, J. (1982). «Global sea level trend in the past century». *Science*, v. 215, n. 4540, pp. 1611-1614.
9. HANSEN, J., JOHNSON, D., LACIS A., et al. (1981). «Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide». *Science*, v. 213, n. 4511, pp. 957-966.

10. KUKLA, G.J., GAVIN, J. (1980). «Recent secular variations of snow and ice cover». *Proc. of the Riederalp Workshop*, Sept. 1978, IASH Publ., n. 126, pp. 249.
11. LORIUS, C., JOUZEL, J., RAINAUD, D. et al. (1990). «The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming». *Nature*, v. 347, pp. 139-145.
12. MEIER, M.F. (1984). «Contribution of small glaciers to global sea level». *Science*, v. 226, n. 4681, pp. 1418-1421.
13. PATZELT, G. (1976). «Statistik der Ländermessungen an der österreichischen Gletschern 1960 bis 1975». *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacial-geologie*, Bd. 12, n. 1, 1976, s. 91-94.

RESUMEN.—*La actual glaciación en la Tierra y sus posibles cambios en el futuro.* Los cambios que afectan a la glaciación de la Tierra, por el aumento de la temperatura, tendrán consecuencias geocológicas muy negativas. Las cubiertas glaciares marinas pueden hacer aumentar el nivel del mar rápidamente; los glaciares de montaña retrocederán y los ríos de desagüe tendrán menos caudal, con importantes consecuencias para la agricultura.

PALABRAS CLAVE.—Glaciación. Efecto invernadero. Glaciares de montaña. Plataformas glaciares. Casquetes glaciares. Nivel del mar.

ABSTRACT.—*Modern glaciation of the Earth and its possible changes in the future.* Changes affecting to the glaciation of the Earth, due to increase of the temperature, will produce sharply negative and geocological consequences. The marine glacial covers could produce an increase of the sea level; the mountain glaciation will reverse and the glacial river runoff will fall down leading to negative consequences for agriculture.

KEY WORDS.—Glaciation. Greenhouse effect. Mountain glaciation. Floating shelf glaciers. Glacier sheets. Sea level.