

El peligro de aluviones ha aumentado en la laguna Palcacocha debido al retroceso glaciar causado por la actividad humana

Stuart-Smith, R.F.^{1,2*}, Roe, G.H.², Li, S.^{1,3}, & Allen, M.R.^{1,4}

¹ Instituto de Cambio Medioambiental, Universidad de Oxford, Oxford OX1 3QY, Reino Unido

² Departamento de Ciencias de la Tierra y del Espacio, Universidad de Washington, Seattle, Washington 98195, EEUU

³ Oxford Centro de e-Research, Departamento de Ingeniería, Universidad de Oxford, Oxford OX1 3QG, Reino Unido

⁴ Departamento de Física, Universidad de Oxford, Oxford OX1 3PU, Reino Unido

*La correspondencia ha de ser enviada a Rupert Stuart-Smith (rupert.stuart-smith@ouce.ox.ac.uk)

Traducción de: Stuart-Smith, R. F., Roe, G. H., Li, S., and Allen, M. R. (2021). Increased outburst flood hazard from Lake Palcacocha due to human-induced glacier retreat. *Nat. Geosci.* 14, 85–90. doi:10.1038/s41561-021-00686-4. <https://rdcu.be/celUG>

Resumen

Un potencial desbordamiento de la Laguna glaciar Palcacocha, en la Cordillera Blanca (Perú), pone en peligro a Huaraz, una ciudad de 120.000 habitantes. En 1941, un aluvión destruyó un tercio de la ciudad causando al menos 1800 muertes. Desde la era pre-industrial, la Laguna Palcacocha ha crecido como consecuencia del retroceso del glaciar Palcaraju. En este trabajo hemos usado observaciones y modelos numéricos para evaluar la contribución antropogénica al retroceso del glaciar y el riesgo de aluvión. Descubrimos que la magnitud del calentamiento antropogénico equivale a entre el 85 y el 105% (intervalo de confianza del 5 al 95%) del aumento en 1 grado centígrado desde 1880 en esta región. Concluimos que es altamente probable (> 99% de probabilidad) que el retroceso que ha sufrido el glaciar Palcaraju hasta la actualidad no se puede explicar únicamente por la variabilidad natural y que el aluvión de 1941 representó un impacto temprano de emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero. Estimamos que el retroceso del glaciar es completamente atribuible a la tendencia observada en la temperatura, y que el cambio resultante en la forma de la laguna y del valle ha incrementado substancialmente el riesgo de aluvión.

Artículo

El retroceso global de los glaciares de montaña es una de las consecuencias del cambio climático más reconocidas públicamente^{1–3}, siendo los glaciares andinos los que más rápido retroceden^{3,4}. Los tiempos de respuesta de la longitud de los glaciares de montaña varían entre una y varias décadas^{5,6} y estas longitudes actúan como filtro de paso bajo del clima^{6,7}. Por lo tanto, representan una medida más precisa del cambio climático que la mayor parte del resto de medidas. Sin embargo, la respuesta de cualquier glaciar individual al cambio climático depende de su entorno geográfico y climático^{1,2,8}. Evaluaciones de la contribución humana al retroceso glaciar y, por lo tanto, al riesgo de aluvión por el desborde violento de lagunas glaciares (GLOF por sus siglas inglés, *Glacial Lake Outburst Flood*) debe cuantificar estos factores y poner el cambio observado en el contexto de la variabilidad natural esperada en ausencia del cambio climático.

Los GLOF suponen un riesgo en los ambientes alpinos que están deshelándose, y las inundaciones resultantes causan graves daños tanto en asentamientos humanos⁹ como en infraestructura¹⁰. Los GLOF pueden ocurrir

en lagos englaciales, subglaciales, supraglaciales y proglaciales. Los GLOF de lagos proglaciales que se forman en la parte terminal de los glaciares que están retrocediendo, como la laguna Palcacocha, son una respuesta al desequilibrio impuesto a los paisajes glaciares por el cambio climático^{11,12}. Los GLOF se forman cuando se rompe un dique de morrena inestable o cuando una ola rebasa las morrenas como consecuencia de un deslizamiento de tierra o una avalancha¹³. Sin embargo, hasta ahora no se había evaluado la influencia antropogénica sobre un GLOF en concreto⁹. A mediados del siglo XX, se formaron nuevos lagos proglaciales en toda la Cordillera Blanca cuando los extremos de los glaciares retrocedieron¹⁴ y se registraron múltiples GLOF con consecuencias fatales, incluidos los de los lagos Ayhuinyaraju, Jancururish, Tumarina y Palcacocha¹⁵. El actual riesgo de los GLOF sigue requiriendo grandes esfuerzos de mitigación e ingeniería^{16,17}. En este trabajo estudiamos la laguna Palcacocha, que actualmente pone en peligro a la ciudad de Huaraz con un GLOF^{3,11-13,16,18,19}.

La laguna Palcacocha (9 ° 23 ' 49 " S 77 ° 22 ' 47 " W) se encuentra al pie del glaciar Palcaraju. La datación liquenométrica de la morrena terminal del glaciar Palcaraju sugiere que se formó durante el siglo XVII, marcando así su extensión máxima en los últimos siglos^{15,20}. Los registros fotográficos del glaciar Palcaraju (Fig. 1) muestran que el término estaba alejado de la morrena terminal en 1939, y con la laguna Palcacocha entre la parte terminal del glaciar y la morrena terminal. En 1941, la ruptura de la morrena de la laguna Palcacocha resultó en el GLOF más letal de la Cordillera Blanca del siglo XX¹⁵. El flujo de detritos resultante destruyó un tercio de Huaraz y resultó en el fallecimiento de al menos 1.800 personas^{12,14,21}. Se observó una expansión limitada de la laguna Palcacocha entre 1948 y 1995, y el área de la laguna aumentó de 0.06 a 0.08 km². El rápido retroceso del glaciar Palcaraju desde 1995 expandió la laguna de 0,49 km² en 2018²². Se instalaron dos aliviaderos de cemento en la morrena terminal entre 1972 y 1974. Hasta 2011, la elevación de la superficie de la laguna se mantuvo constante y el volumen de la laguna creció a medida que la laguna Palcacocha se expandía en el espacio previamente ocupado por el glaciar. En 2011, se instalaron sifones para bajar la profundidad del agua entre 3 y 5 m, aunque el riesgo de GLOF sigue siendo alto¹². El estudio batimétrico más reciente sugiere que el volumen de la laguna Palcacocha fue de 17.403.353 m³ en 2016²³, un aumento de 34 veces con respecto al volumen de la laguna post-GLOF en 1941, lo que lo convierte en el cuarto más grande de los 35 lagos glaciares con medidas de seguridad en la Cordillera Blanca¹⁶.

Cualquier evaluación de la contribución de las emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero y aerosoles al cambiante riesgo de GLOF debe valorar toda la cadena causal. Nuestro estudio consta de tres partes. Evaluamos: (1) la contribución antropogénica a la tendencia de temperatura observada, (2) el papel de esta tendencia en el retroceso observado del glaciar Palcaraju (modelaje numérico del glaciar y una comparación estadística del retroceso observado con la variabilidad de la longitud natural) y (3) el papel del retroceso del glaciar en la remodelación del valle y el cambio resultante en el riesgo de GLOF.

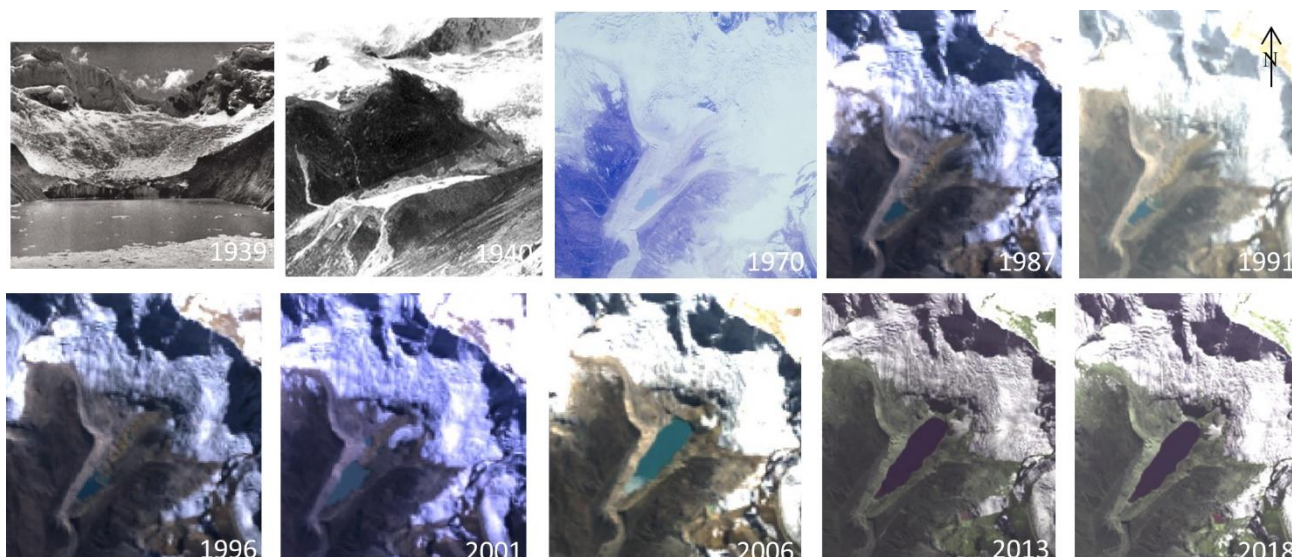


Figura 1. Imágenes in situ (1939, 1940, 1970) y satélite (de 1987 en adelante) mostrando la evolución de la laguna Palcacocha. Se muestra la laguna desbordándose antes del GLOF de 1941 y después una expansión mínima seguida de un rápido crecimiento de la laguna debido al retroceso del glaciar. Las imágenes de 1939 y 1940 son de la ref. ²⁴, reproducida con el permiso de la familia de Hans Kinzl, y la fotografía aérea de 1970 es del Archivo EROS de USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/fgdc/4660/AR6148000307153>). Las imágenes de 1987 en adelante son de Landsat 5 (1987-2006) y Landsat 8 (2013, 2018) descargadas del USGS Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov>). Todas las imágenes de 1970-2018 fueron tomadas en julio/agosto.

Atribución de la tendencia en la temperatura en Perú a las actividades humanas

Prácticamente toda la variación de temperatura a largo plazo y a nivel global desde mediados del siglo XIX se ha atribuido a presiones externas²⁵. Usando el método descrito en la referencia ²⁶ y en la referencia ²⁷ para la Fig. 1.3, obtenemos la temperatura media anual local (ver Métodos) de la celda de la cuadrícula relevante en la base de datos HadCRUT4-Cowtan / Way (HadCRUT4-CW)^{28,29} (Fig. 2a). Observaciones regionales apoyan la tendencia de HadCRUT4-CW (ver Métodos). Para cuantificar la contribución antropogénica al cambio de temperatura regional, hacemos una regresión de las temperaturas observadas en HadCRUT4-CW al Índice de Calentamiento Global (GWI, por sus siglas en inglés, *Global Warming Index*) ²⁶, una estimación de la contribución antropogénica al cambio de temperatura global con presiones externas, durante el período comprendido entre 1940 y 2018 (ver métodos). Como resultado, obtenemos factores de escala específicos de la región para GWI. El calentamiento a escala regional debido a causas antropogénicas es el producto de este factor de escala y la anomalía del GWI en relación con 1880. Para el periodo 1989-2018, estimamos que el factor de escala es del 95% (85-105%, con un rango de 5-95%, redondeamos todos los porcentajes al 5% más cercano) del cambio de temperatura observado durante el mismo período. Los límites de incertidumbre vienen dados por el rango de regresiones entre modelos de la celda de la cuadrícula relevante en los análisis de control (con condiciones preindustriales que no evolucionan) de la Fase 5 del Proyecto de

Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5) y GWI. La Fig. 2a muestra el cambio de temperatura observado para la celda de la cuadrícula HadCRUT4-CW que contiene el glaciar Palcaraju (en negro) y el cambio de temperatura en la misma celda de la cuadrícula atribuido a las emisiones humanas de GEI y aerosoles (en naranja). La correlación entre las temperaturas regionales y el calentamiento antropogénico global con la respuesta estimada a los factores climáticos externos naturales (variabilidad solar y actividad volcánica) es insignificante.

Atribución del retroceso del glaciar Palcaraju al cambio climático

El perfil vertical del balance de masa de un glaciar (es decir, acumulación menos ablación) puede servir para caracterizar el clima que ha sufrido³⁰. Nosotros usamos el perfil de balance de masa (Fig. 2b) del glaciar Palcaraju que, en el clima actual, coincide con el observado en el glaciar Shallap (9 ° 29'24 "S, 77 ° 20'24" W, un glaciar que se encuentra a aproximadamente 10 km de distancia, con características similares a las de Palcaraju)³⁰. La altitud de la línea de equilibrio (ELA, por sus siglas en inglés, *equilibrium line altitude*, que se encuentra a aproximadamente 4950m en la actualidad) denota la altitud por encima de la cual hay acumulación neta y por debajo de la cual hay ablación neta. La cuantificación del impacto del cambio climático en el balance de masa de los glaciares se puede estimar con un método simple y robusto que evalúa los cambios geométricos del perfil de balance de masa en respuesta a los cambios de temperatura y precipitación³¹⁻³⁴. Los niveles de precipitación juegan un papel importante en la forma del perfil de balance de masa, pero, en una escala de tiempo más amplia (siglos), los cambios de precipitación son pequeños y la variación en la temperatura es la que determina los cambios en el balance de masas^{33,35} (ver Métodos y materiales complementarios). Los cambios de temperatura son implementados usando un desplazamiento vertical del ELA que a su vez se basa en la tasa de variación de temperatura (5,5 K km⁻¹, lo que da una sensibilidad del ELA de aproximadamente 180 m K⁻¹)^{33,36}. Los modelos de balance de energía superficial son consistentes con este valor en los glaciares de la Cordillera Blanca^{33,37}.

La Fig. 2b muestra los perfiles de balance de masa promedio por cada década producidos en respuesta a las observaciones de HadCRUT4-CW desde 1880. Los glaciares tropicales se caracterizan por mostrar gradientes verticales pronunciados en la ablación, lo que los hace particularmente sensibles a las perturbaciones climáticas³⁶. A partir de una línea de base de 1880, el punto en el que comienza a emerger el calentamiento por causas antropogénicas (Fig.2a), un calentamiento de 0.25 K y 1.3 K (las respectivas contribuciones antropogénicas en 1941 y 2019) eleva el ELA en 45 y 235 m, respectivamente. A una altura de 4600 m, que es característica de la zona de ablación a principios del siglo XX, estos cambios de temperatura aumentan la tasa neta de ablación en un 30% y un 150%, respectivamente. Dada la relación lineal entre la temperatura y el ELA, el calentamiento inducido por humanos (como se indicó anteriormente) y el cambio en el ELA son iguales al 95% de la temperatura observada y los cambios de ELA modelados, respectivamente.

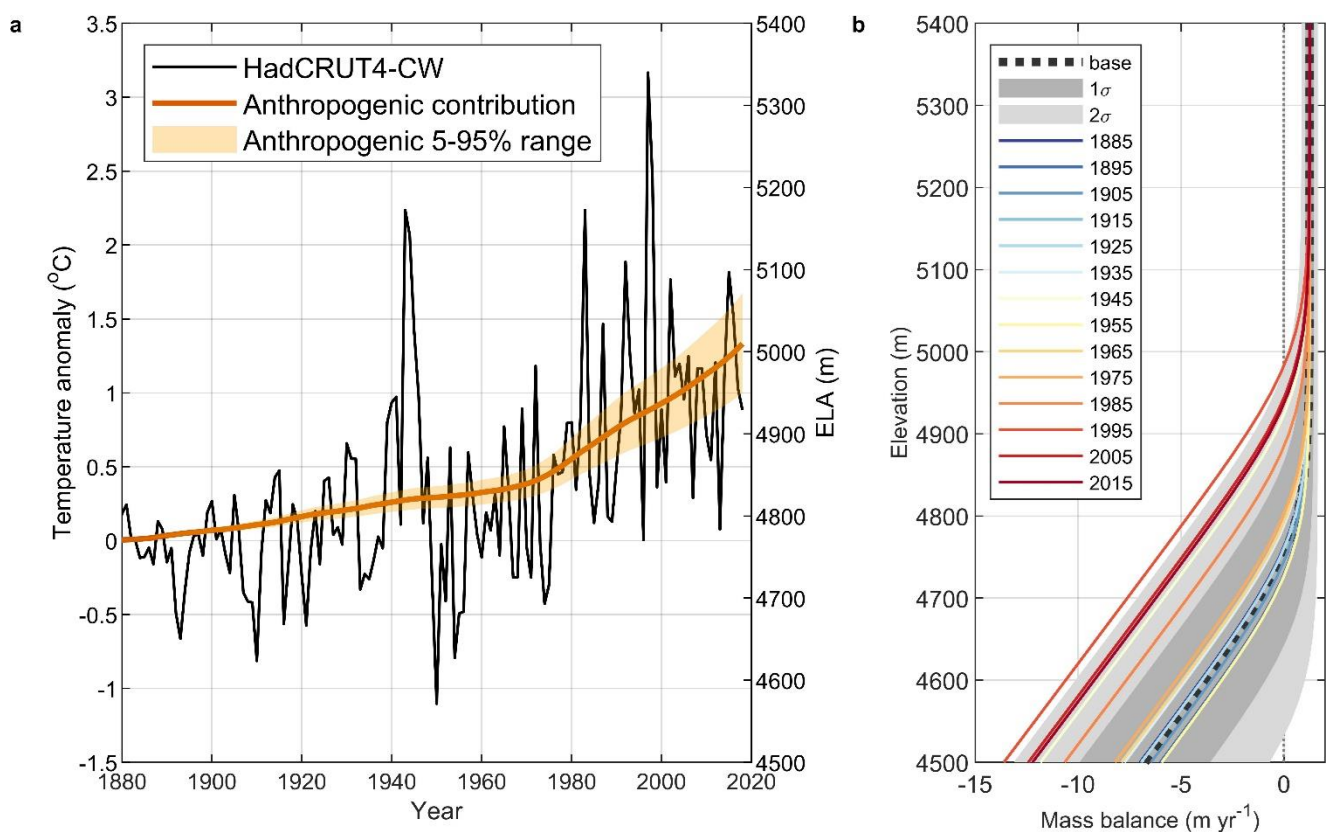


Figura 2: Anomalías en las temperaturas regionales observadas y atribuibles, e impactos en el perfil de balance de masa medio por década. (a) Temperatura media anual (HadCRUT4-CW) expresada como anomalías durante 1850-1880 y el ELA resultante, y la contribución de las presiones antropogénicas al cambio de temperatura observado, con rangos de incertidumbre del 5-95% (sombreado). (b) Los perfiles de balance de masa resultantes, se muestran en el gráfico como la media de cada década, con el rango de balance de masa 1 y 2 alrededor del perfil base mostrado en gris. El perfil del glaciar en 1880 (Fig. 3) está en balance de masa para el perfil de base.

A continuación, usamos un modelo numérico de línea de flujo de la dinámica del hielo (ver Métodos) para evaluar el perfil de espesor del glaciar durante su retroceso, la interacción del ELA ascendente y la geometría del valle, y las fluctuaciones naturales del glaciar en ausencia del cambio climático. Debido a la ausencia de observaciones directas, estimamos que el extremo del glaciar durante el siglo XIX estaba situado a 4,25 km a lo largo de la línea de flujo (ver Métodos). La incertidumbre en la posición terminal en 1880 no tiene ningún efecto sobre la posición terminal actual debido a la geometría del valle y al corto tiempo de respuesta del glaciar actual (Materiales suplementarios, Fig. S1).

Modelamos la respuesta del glaciar Palcaraju a las anomalías regionales de temperatura anual de tres fuentes: HadCRUT4-CW (Fig. 2a), observaciones terrestres / oceánicas de Berkeley Earth³⁸ y el re-análisis del siglo XX del Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos a Mediano Plazo (ERA- 20C)³⁹.

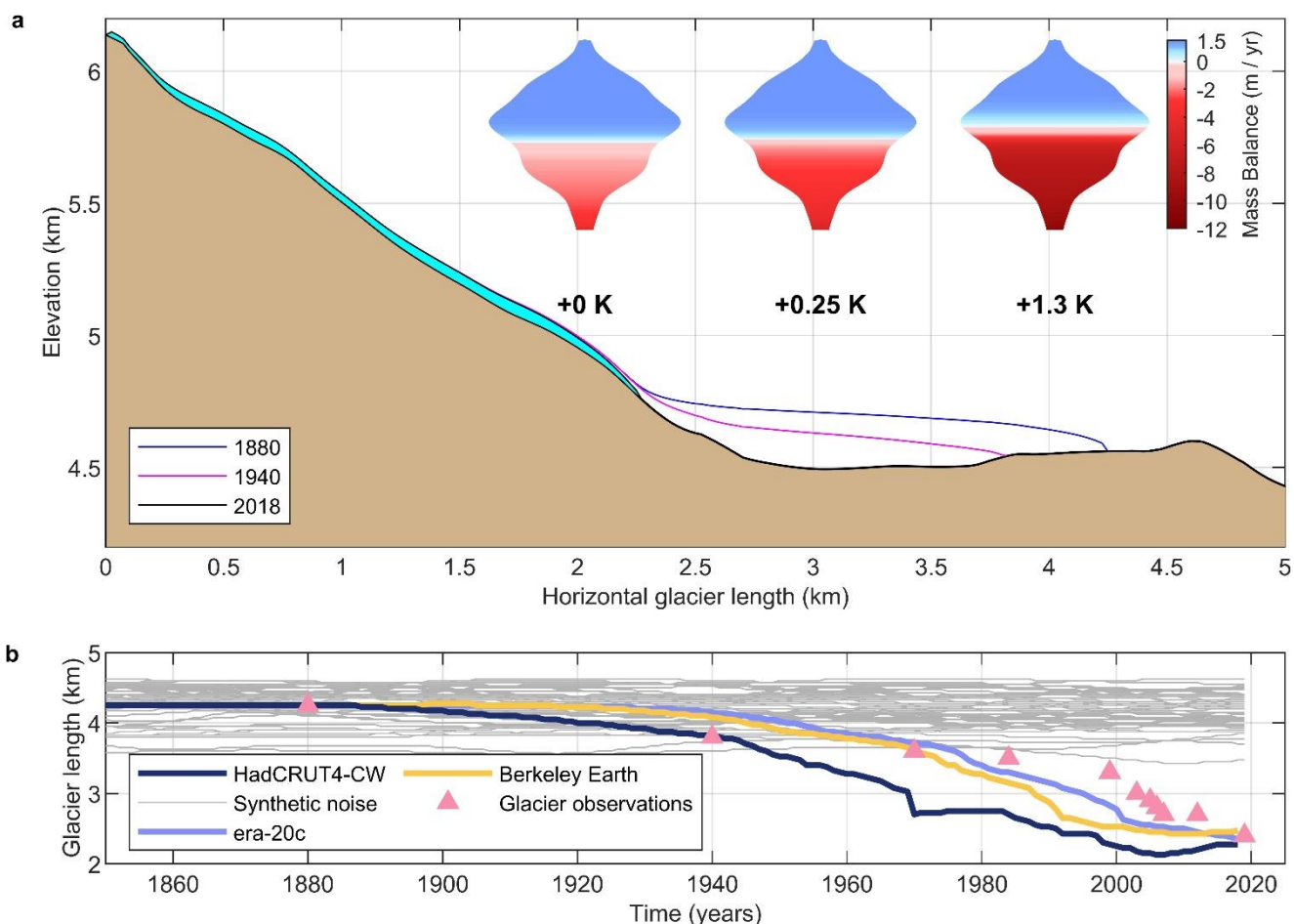


Figura 3: Respuesta del balance de masas al cambio de temperatura y al retroceso modelado y observado del glaciar Palcaraju. (a) Perfil longitudinal del glaciar Palcaraju en 1880 (en azul), 1940 (en magenta) y 2018 (en cian) en la simulación del modelo de línea de flujo HadCRUT4-CW; se muestran las ilustraciones en planta de la cuenca de captación del glaciar con el ancho del glaciar simétricamente con respecto al flujo (aproximadamente 5 km de ancho en el punto máximo). Cada figura corresponde a climas de +0,25 K y +1,3 K, correspondientes al calentamiento antropogénico en 1880, 1940 y 2019, respectivamente. Los colores rojo, blanco y azul representan el perfil de balance de masa para la línea de base. (b) Longitud del glaciar modelada para tres series temporales de temperatura (para las cuales los cambios de temperatura comienzan en 1880, 1890 y 1900 para HadCRUT4-CW, Berkeley Earth y ERA-20C, ver Métodos), en comparación con la posición final estimada del glaciar 1880 y la posición observada. Las posiciones durante el periodo 1940-2019 (interpretadas a partir de imágenes aéreas, mostradas como triángulos de color rosa) y la variabilidad sintética de la longitud de los glaciares naturales (líneas grises). La estimación del retroceso desde 1850 basado en observaciones es de 1825 m, en comparación con los valores modelados de 1950 m (HadCRUT4-CW), 1750 m (Berkeley Earth) y 1875 m (ERA-20C).

Para las tres series de tiempo de temperatura, el modelo numérico sugiere un retroceso similar al observado (Fig. 3a, b), siendo menos predecible el tiempo durante el período de retroceso más rápido. Las figuras en planta en la Fig.3a muestran las regiones del glaciar con acumulación neta en azul y ablación en rojo,

destacando que el retroceso no lineal es una consecuencia geométrica del fuerte gradiente vertical en el balance de masas y de las pendientes poco marcadas en el valle inferior. Aplicado al perfil de 1880, un calentamiento de 0,25 K hace que la ablación neta por debajo del ELA aumente en un 40%, de 1,8 m año⁻¹ a 2,5 m año⁻¹, que luego no puede equilibrarse con los 1,1 m año⁻¹ de acumulación por encima del ELA. Con un calentamiento de 1.3 K, la tasa de ablación neta promedio aumenta en un 230% a 5.9 m año⁻¹, con una disminución del 10% en la acumulación neta por encima del ELA a 1.0 m año⁻¹. El aumento de las temperaturas ha hecho que el glaciar desaparezca del valle inferior.

Tanto en las observaciones como en nuestras simulaciones, el glaciar retrocede rápidamente entre 3,0 y 2,7 km, basado en observaciones de 4 años, y 1, 6 y 6 años en nuestra respuesta modelada a las series temporales HadCRUT4-CW, Berkeley Earth y ERA-20C, respectivamente. Este período de rápida retirada está presente en todas las simulaciones, aunque su sincronización depende en gran medida de la historia del calentamiento. En nuestro modelo, cuando el hielo delgado se sitúa sobre la pendiente se rompe por completo, aislando un pedazo de hielo estancado en la pendiente inferior. En el glaciar real, el tiempo que lleva este retroceso también depende de las interacciones entre el glaciar y la laguna y otros procesos que no representados en nuestras simulaciones. Nuestro modelo no representa las dinámicas entre la laguna y el hielo (tampoco el desprendimiento de glaciares y la conducción térmica) ni la cobertura de escombros (ver Métodos), lo que probablemente explica la ausencia de consistencia entre los extremos observados y los modelados (Fig. 3b).

¿Podría haber ocurrido el retroceso observado sin el cambio climático global antropogénico? La variabilidad climática interanual provoca fluctuaciones en los glaciares incluso en ausencia de cambio climático a gran escala^{6,40}. Las desviaciones estándar (1σ) de la temperatura media anual regional y la precipitación son aproximadamente de 0.5 K y 0.2 m año⁻¹, respectivamente, con cierta persistencia interanual probablemente debido a la influencia de El Niño (ver Métodos). El uso de esta variabilidad climática en el perfil del glaciar 1880 en el modelo de línea de flujo da una variabilidad interanual del ELA y un balance de masa de 100 m por año 0,75 m año⁻¹, respectivamente (ambos 1σ) consistente con observaciones de glaciares similares⁴¹. Generamos diez mil años de variabilidad climática sintética y encontramos fluctuaciones en la longitud a escala centenaria con una desviación estándar (σ_L) de 230 m (Fig. 3b, 4a). Las figuras 4b y c muestran histogramas de las tendencias durante 60 años y 140 años del resultado del modelo, en comparación con el retroceso observado de Palcaraju entre 1880 y 1940/2018, estimado en 550 m 1850 m, respectivamente. En ambos casos, las tasas de retroceso observado son mayores que cualquiera de los resultados del modelo, lo que indica que el cambio climático a gran escala es una condición necesaria para que ocurra el cambio de longitud observado.

También cuantificamos el cambio en la longitud del glaciar que podría ocurrir exclusivamente por la variabilidad natural ($\Delta L|_{null}$), incluida la incertidumbre en el tiempo de respuesta del glaciar (τ) y la desviación estándar de la longitud del glaciar (σ_L). Este análisis tiene en cuenta la amplificación de los

glaciares de la relación señal-ruido del cambio climático² (Fig. 4d, Ecuación 4, ver Métodos) y genera funciones de densidad de probabilidad (PDFs, por sus siglas en inglés, *probability density functions*) para tendencias de duración de 60 años y 140 años en ausencia del cambio climático (Fig. 4e, f, ver Métodos). Dados nuestros supuestos, llegamos a la conclusión de que es altamente probable (> 99% de probabilidad) que el retroceso observado del glaciar Palcaraju no pueda haber ocurrido solo debido a la variabilidad natural y, por lo tanto, que el calentamiento climático observado a gran escala, que atribuimos a la influencia humana, es una "causa necesaria" ⁴² del retroceso observado tanto hasta 1940 como hasta el presente.

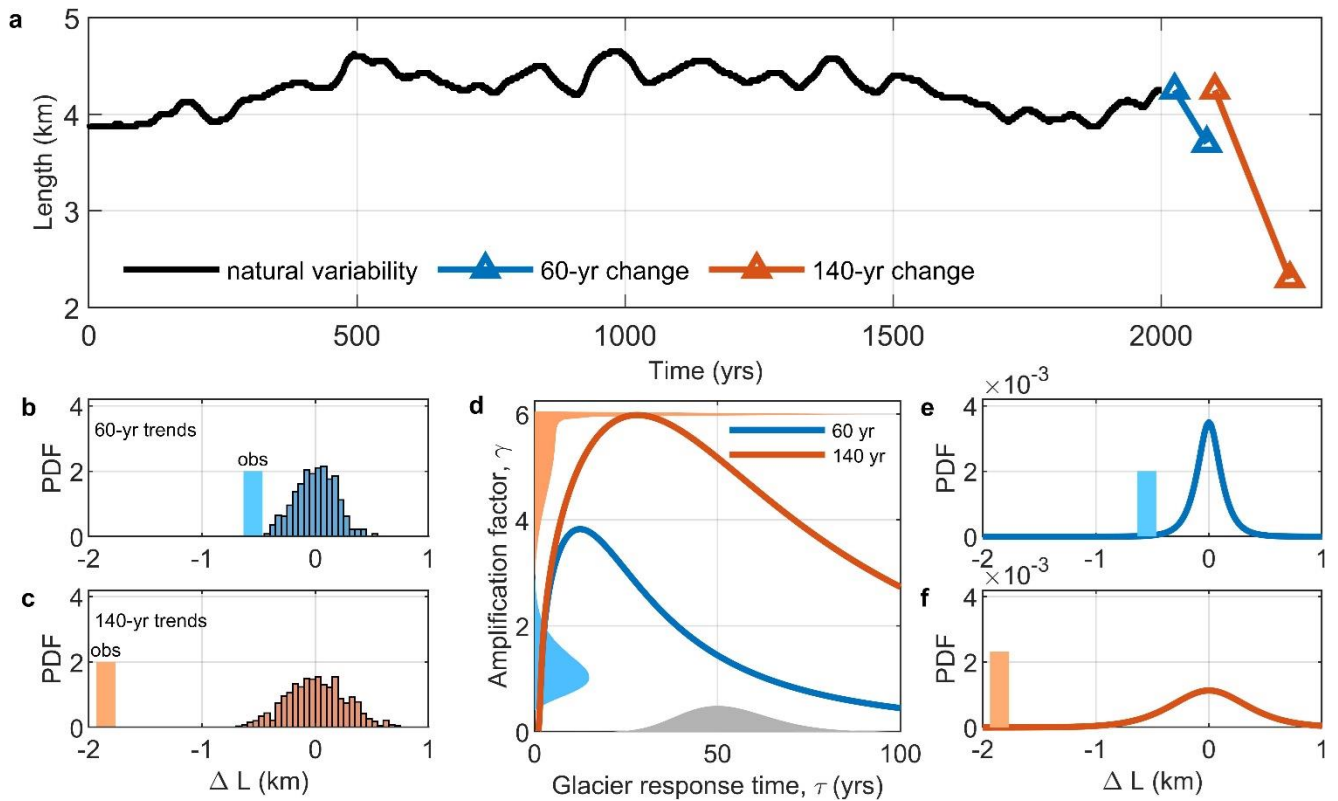


Figura 4: Análisis de la relación señal-ruido para el glaciar Palcaraju. (a) Muestra de dos mil años de fluctuaciones en la longitud del glaciar como consecuencia exclusivamente de la variabilidad natural del balance de masa (es decir, sin tendencia en la temperatura) extraída de una simulación de diez mil años (negro) y comparada con el retroceso observado del glaciar Palcaraju 1880-1940 (en azul) y 1880-2019 (en naranja). (b) Histograma de los cambios de longitud modelados durante 60 años en la simulación de variabilidad natural de diez mil años, en comparación con el retroceso observado entre 1880-1940. (c) Como (b), pero para períodos de 140 años y en comparación con el cambio de longitud observado entre 1880 y 2019. (d) Funciones de transferencia (líneas continuas) para calcular el factor de amplificación de un glaciar, (eje vertical, γ), para una tendencia de temperatura durante 60 años (azul) y 140 años (naranja), basada en el tiempo de respuesta del glaciar del siglo XIX (eje horizontal τ)². Tenemos en cuenta la incertidumbre en el valor de τ en 1880 en la PDF en el eje horizontal (sombreado gris) y esto da lugar a la PDF de valores para γ para cada uno de los períodos de tiempo (PDFs sombreadas en el eje vertical). (e) La PDF para $\Delta L|_{null}$ en cualquier período de 60 años en un clima con variabilidad de temperatura interanual pero sin tendencia de

cambio climático, en comparación con el retroceso observado entre 1880-1940 (barra vertical). (f) Como (e) pero para un período de 140 años y en comparación con 1880-2019.

La PDF de $\Delta L|_{null}$ es simétrica y centrada en 0 m. Por lo tanto, durante un período de 140 años, la probabilidad de que el glaciar se haya extendido es igual a la probabilidad de que se haya retirado, por lo que nuestra estimación central (media y mediana) es de 0 m. En consecuencia, nuestra estimación central para la fracción atribuible del retroceso observado a la tendencia de temperatura observada es del 100%. Encontramos que el calentamiento antropogénico equivale al 95% del cambio de temperatura observado en 1989-2018.

Además, para que el retroceso de 1940 no haya sido el resultado del calentamiento antropogénico temprano (y se pudiese explicar exclusivamente por la variabilidad natural) con un nivel de confianza del 90%, el término del equilibrio pre-antropogénico debería de haber estado dentro de los 200 m de la posición observada en 1940 (Fig. 4e, Fig. S2d). Estos resultados son inconsistentes con el retroceso de principios del siglo XX observado en otras partes de la Cordillera Blanca y la sensibilidad de la longitud del glaciar al cambio climático requerida para la formación de la morrena durante el siglo XVII (ver Métodos y referencias 14, 43–45). También se requeriría algún factor desconocido para contrarrestar el impacto del calentamiento antropogénico de 0.25 K en el balance de masa (Figura 3a).

Consecuencias para la amenaza de GLOF

Nuestros resultados establecen que las geometrías actuales del glaciar y la laguna son el resultado del cambio climático antropogénico. ¿Cuáles son las consecuencias para la amenaza de GLOF? El peligro de GLOF es el producto de la probabilidad de que ocurra un GLOF y la magnitud del evento⁴⁶. Trabajos anteriores han demostrado que, aunque es poco probable que se produzca una ruptura catastrófica en los diques de morrena, el peligro actual de GLOF de la laguna Palcacocha es muy alto debido a la probabilidad significativa de que una avalancha o deslizamiento de tierra induzca una ola que rebase las morrenas^{12,19}. Usamos dos metodologías de clasificación para evaluar los cambios en la amenaza de GLOF de la laguna Palcacocha entre el presente y el siglo XIX (ver Métodos y Tablas S2 y S3). El sistema de clasificación indica que los factores que juegan un papel más importante en el aumento de la amenaza de GLOF son la inclinación del frente glaciar, el área de la laguna en crecimiento y el retroceso del glaciar. El método explicado en la ref. ⁴⁷ se desarrolló para entornos en los que una ola que rebasa las morrenas es el mecanismo más probable de GLOF⁴⁷. De acuerdo con la aplicación previa de esta metodología a Palcacocha¹¹, confirmamos que el peligro actual de GLOF se clasifica como "muy alto" y encontramos que ha aumentado de "medio" en el siglo XIX. Comparamos estos resultados con una metodología de evaluación geomorfológica adaptada de la ref. ⁴⁸. En la actualidad, también clasifica a la laguna Palcacocha en la categoría de peligro de GLOF más alta, con el riesgo de GLOF durante el siglo XIX clasificado como "medio". Como resultado de este aumento en la amenaza de GLOF, la

laguna Palcacocha se considera una amenaza grave para Huaraz, lo que obliga a las autoridades locales a implementar medidas de mitigación de desastres¹⁹.

El retroceso del glaciar Palcaraju y la consecuente expansión de la laguna Palcacocha han aumentado tanto la probabilidad como la magnitud potencial de un GLOF. Además de los criterios evaluados por las dos metodologías de evaluación de peligros que empleamos, la degradación del permafrost en respuesta al aumento de las temperaturas puede disminuir la estabilidad de la pendiente, aumentando la probabilidad de desprendimientos de rocas y deslizamientos de tierra en los lagos glaciares. Además, el retroceso de los glaciares como el Palcaraju hacia las escarpadas paredes posteriores del circo glacial acerca a los lagos proglaciares a los flancos de las montañas heladas, cuya estabilidad se ha visto reducida debido al desapuntalamiento producido por los glaciares^{48,49}. El aumento en el tamaño de la laguna desde el siglo XIX también ha aumentado el volumen de GLOF, aunque ninguna metodología tiene en cuenta este cambio (los métodos en ⁴⁸ incluyen el área, pero la laguna ya se encuentra en la clase de área más alta en el siglo XIX).

El peligro de GLOF que representa la laguna Palcacocha para Huaraz ha aumentado significativamente debido a la expansión de la laguna a medida que el glaciar Palcaraju se ha ido retirando y ahora se ha convertido en una amenaza crítica para Huaraz que requiere esfuerzos de mitigación concretos. Dados nuestros supuestos, encontramos que: (1) el calentamiento antropogénico equivale al 95% (85-105%, con un intervalo de confianza del 5-95%) del calentamiento observado en 1989-2018; (2) nuestra estimación central es que el retroceso del glaciar Palcaraju es el resultado del calentamiento; (3) el retroceso no se puede explicar únicamente por la variabilidad climática natural; y (4) este retroceso ha aumentado sustancialmente el peligro de GLOF para Huaraz. Incluso teniendo en cuenta la incertidumbre sobre la posición de la parte más baja del glaciar en 1880, nuestros análisis proporcionan sólida evidencia de la influencia antropogénica en el GLOF de 1941, una catástrofe humanitaria que ocurrió a mediados del siglo XX. La posición del término glaciar durante el siglo XIX es de menor importancia, y la amenaza actual a Huaraz es una consecuencia directa del retroceso antropogénico del glaciar Palcaraju.

Nuestros análisis demuestran la utilidad de los enfoques que tienen en cuenta el riesgo para evaluar la contribución antropogénica a los peligros persistentes de aparición lenta. Los análisis presentados en este artículo podrían usarse para evaluar la influencia antropogénica sobre el peligro de GLOF en cualquier entorno alpino que se esté deshelando. La aplicación de estos métodos en otros lugares proporcionaría información regional y global sobre la influencia humana en la amenaza de GLOF actual e indicaría cómo la amenaza de GLOF puede evolucionar bajo el cambio climático futuro y dónde es posible que sea necesario implementar medidas.

Autor al que ha de dirigirse la correspondencia

La correspondencia debe dirigirse a Rupert Stuart-Smith: rupert.stuart-smith@ouce.ox.ac.uk

Agradecimientos

Agradecemos a M. Baker y F. Otto por sus valiosos comentarios y conversaciones, y a K. Haustein por proporcionar datos del Índice de Calentamiento Global. R.S.-S. agradece el apoyo de la Escuela de Geografía y el Medio Ambiente de la Universidad de Oxford, el Programa de Derecho Sostenible de Oxford y la beca del Consejo de Investigación de Medio Ambiente con código NE / S007474 / 1, R.S.-S. & G.H.R. de NSF PLR-1643299, y S.L. & M.R.A de The Nature Conservancy-Oxford Martin School Climate Partnership. Agradecemos el apoyo de The Nature Conservancy-Oxford Martin School Climate Partnership y NSF CLD2019647 y el tiempo de computación personal brindado por los voluntarios de CPDN para los datos de RCM utilizados para respaldar nuestros resultados en este artículo. Agradecemos a los familiares de Hans Kinzl, cuyas observaciones se muestran en la Figura 1, por el permiso para mostrar sus fotografías.

Contribuciones de los autores

Todos los autores planificaron los análisis que R.S.-S. y G.H.R. realizaron. Todos los autores contribuyeron a la interpretación de los resultados y a la redacción del manuscrito.

Conflicto de intereses

Los autores declaran no tener intereses económicos o no económicos en conflicto.

References

1. Zemp, M. *et al.* Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *J. Glaciol.* **61**, 745–762 (2015).
2. Roe, G. H., Baker, M. B. & Herla, F. Centennial glacier retreat as categorical evidence of regional climate change. *Nat. Geosci.* **10**, 95–99 (2017).
3. Hock, R. *et al.* High Mountain Areas. in *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (eds. Pörtner, H.-O. *et al.*) (IPCC, 2019).
4. Dussaillant, I. *et al.* Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nat. Geosci.* **12**, 802–808 (2019).
5. Jóhannesson, T., Raymond, C. & Waddington, E. Time-Scale for Adjustment of Glaciers to Changes in Mass Balance. *J. Glaciol.* **35**, 355–369 (1989).
6. Roe, G. H. & O’Neal, M. A. The response of glaciers to intrinsic climate variability: observations and models of late-Holocene variations in the Pacific Northwest. *J. Glaciol.* **55**, 839–854 (2009).
7. Oerlemans, J. Holocene glacier fluctuations: is the current rate of retreat exceptional? *Ann. Glaciol.* **31**, 39–44 (2000).
8. Sagredo, E. A. & Lowell, T. V. Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Glob. Planet. Change* **86–87**, 101–109 (2012).
9. Harrison, S. *et al.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods. *Cryosphere* **12**, 1195–1209 (2018).

10. Schwanghart, W., Worni, R., Huggel, C., Stoffel, M. & Korup, O. Uncertainty in the Himalayan energy–water nexus: estimating regional exposure to glacial lake outburst floods. *Environ. Res. Lett.* **11**, 074005 (2016).
11. Emmer, A. & Vilímek, V. Review Article: Lake and breach hazard assessment for moraine-dammed lakes: an example from the Cordillera Blanca (Peru). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **13**, 1551–1565 (2013).
12. Somos-Valenzuela, M. A., Chisolm, R. E., Rivas, D. S., Portocarrero, C. & McKinney, D. C. Modeling a glacial lake outburst flood process chain: the case of Lake Palcacocha and Huaraz, Peru. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **20**, 2519–2543 (2016).
13. Rivas, D. S., Somos-Valenzuela, M. A., Hodges, B. R. & McKinney, D. C. Predicting outflow induced by moraine failure in glacial lakes: the Lake Palcacocha case from an uncertainty perspective. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **15**, 1163–1179 (2015).
14. Lliboutry, L., Morales Arnao, B., Pautre, A. & Schneider, B. Glaciological Problems Set by the Control of Dangerous Lakes in Cordillera Blanca, Peru. I. Historical Failures of Morainic Dams, their Causes and Prevention. *J. Glaciol.* **18**, 239–254 (1977).
15. Emmer, A. Geomorphologically effective floods from moraine-dammed lakes in the Cordillera Blanca, Peru. *Quat. Sci. Rev.* **177**, 220–234 (2017).
16. Portocarrero Rodríguez, C. A. *The Glacial Lake Handbook: reducing risk from dangerous glacial lakes in the Cordillera Blanca, Peru*. https://pdf.usaid.gov/pdf_docs/PBAAA087.pdf (USAID, Washington, D.C., 2014).
17. Drenkhan, F., Huggel, C., Guardamino, L. & Haeberli, W. Managing risks and future options from new lakes in the deglaciating Andes of Peru: The example of the Vilcanota-Urubamba basin. *Sci. Total Environ.* **665**, 465–483 (2019).
18. Vilímek, V., Zapata, M. L., Klimeš, J., Patzelt, Z. & Santillán, N. Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palcacocha Lake area, Peru. *Landslides* **2**, 107–115 (2005).
19. Frey, H. *et al.* Multi-Source Glacial Lake Outburst Flood Hazard Assessment and Mapping for Huaraz, Cordillera Blanca, Peru. *Front. Earth Sci.* **6**, 1–16 (2018).
20. Rabatel, A. *et al.* Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosph.* **7**, 81–102 (2013).
21. Wegner, S. A. *Lo Que El Agua Se Llevó: Consecuencias y Lecciones del Aluvión de Huaraz de 1941*. [https://ia802205.us.archive.org/2/items/NotaTecnica7/Nota Tecnica 7 final.pdf](https://ia802205.us.archive.org/2/items/NotaTecnica7/Nota%20Tecnica%207%20final.pdf) (Perú Ministerio del Ambiente, Huaraz, 2014).
22. Huggel, C. *et al.* Anthropogenic climate change and glacier lake outburst flood risk: local and global drivers and responsibilities for the case of lake Palcacocha, Peru. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **20**, 2175–2193 (2020).
23. Cochachin Rapre, A. & Salazar Checa, C. *Batimetría de la Laguna Palcacocha*. <http://repositorio.ana.gob.pe/bitstream/handle/20.500.12543/518/ANA0000304.pdf> (Ministerio de Agricultura y Riego, Huaraz, 2016).

24. Kinzl, H. & Schneider, E. *Cordillera Blanca (Perú)*. (Universitäts-Verlag Wagner, Innsbruck, 1950).
25. Haustein, K. *et al.* A Limited Role for Unforced Internal Variability in Twentieth-Century Warming. *J. Clim.* **32**, 4893–4917 (2019).
26. Haustein, K. *et al.* A real-time Global Warming Index. *Sci. Rep.* **7**, 15417 (2017).
27. Allen, M. R. *et al.* Framing and Context. in *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change*, (eds. Masson-Delmotte, V. *et al.*) 47–92 (IPCC/WMO, 2018).
28. Morice, C. P., Kennedy, J. J., Rayner, N. A. & Jones, P. D. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. *J. Geophys. Res. Atmos.* **117**, D08101 (2012).
29. Cowtan, K. & Way, R. G. Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **140**, 1935–1944 (2014).
30. Gurgiser, W., Marzeion, B., Nicholson, L., Ortner, M. & Kaser, G. Modeling energy and mass balance of Shallap Glacier, Peru. *Cryosph.* **7**, 1787–1802 (2013).
31. Meier, M. F. & Tangborn, W. V. Net Budget and Flow of South Cascade Glacier, Washington. *J. Glaciol.* **5**, 547–566 (1965).
32. Kaser, G., Fountain, A. & Jansson, P. *A Manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers with particular attention to low latitude characteristics; Technical documents in hydrology; Vol.:59; 2003*. (UNESCO, Paris, 2003).
33. Sagredo, E. A., Rupper, S. & Lowell, T. V. Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation changes along the Andes. *Quat. Res.* **81**, 355–366 (2014).
34. Malone, A. G. O., Doughty, A. M. & Macayeal, D. R. Interannual climate variability helps define the mean state of glaciers. *J. Glaciol.* **65**, 508–517 (2019).
35. Vuille, M. *et al.* Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Rev.* **89**, 79–96 (2008).
36. Kaser, G. Glacier-climate interaction at low latitudes. *J. Glaciol.* **47**, 195–204 (2001).
37. Stuart-Smith, R. F. Melt rate of Palcaraju glacier, Cordillera Blanca, Peru: attribution of anthropogenic influence and proposed methodology for calculating adaptation cost. (University of Oxford, Oxford, 2019).
38. Rohde, R. *et al.* A new estimate of the average earth surface land temperature spanning 1753 to 2011. Geoinfor. Geostat. <http://dx.doi.org/10.4172/gigs.1000101> (2013).
39. Poli, P. *et al.* ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *J. Clim.* **29**, 4083–4097 (2016).
40. Oerlemans, J. On the Response of Valley Glaciers to Climatic Change. in *Glaciology and Quaternary Geology* 353–371 (Springer Netherlands, Dordrecht, 1989).

41. Medwedeff, W. G. & Roe, G. H. Trends and variability in the global dataset of glacier mass balance. *Clim. Dyn.* **48**, 3085–3097 (2017).
42. Hannart, A., Pearl, J., Otto, F. E. L., Naveau, P. & Ghil, M. Causal Counterfactual Theory for the Attribution of Weather and Climate-Related Events. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **97**, 99–110 (2016).
43. Jomelli, V. *et al.* Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **281**, 269–282 (2009).
44. Georges, C. 20th-Century Glacier Fluctuations in the Tropical Cordillera Blanca, Perú. *Arctic, Antarct. Alp. Res.* **36**, 100–107 (2004).
45. Kaser, G. & Georges, C. Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations. *Ann. Glaciol.* **24**, 344–349 (1997).
46. Raetzo, H., Lateltin, O., Bollinger, D. & Tripet, J. P. Hazard assessment in Switzerland - Codes of Practice for mass movements. *Bull. Eng. Geol. Environ.* **61**, 263–268 (2002).
47. Wang, W., Yao, T., Gao, Y., Yang, X. & Kattel, D. B. A First-order Method to Identify Potentially Dangerous Glacial Lakes in a Region of the Southeastern Tibetan Plateau. *Mt. Res. Dev.* **31**, 122 (2011).
48. Bolch, T. *et al.* Identification of potentially dangerous glacial lakes in the northern Tien Shan. *Nat. Hazards* **59**, 1691–1714 (2011).
49. Haeberli, W. Mountain permafrost — research frontiers and a special long-term challenge. *Cold Reg. Sci. Technol.* **96**, 71–76 (2013).

Métodos

1. Datos de temperatura y ausencia de cambio en la precipitación

Dadas las variaciones mínimas de temperatura estacional y la consecuente ablación de los glaciares tropicales durante todo el año^{30,36}, modelamos la evolución del glaciar Palcaraju en respuesta a las temperaturas medias anuales. Utilizamos principalmente los datos de UK MetOffice HadCRUT4-Cowtan / Way (HadCRUT4-CW)^{28,29} ya que proporciona observaciones continuas desde 1850 y, por lo tanto, una referencia de temperatura preindustrial más precisa para Perú que otros datos observacionales. De los datos considerados, el mencionado anteriormente tiene una variabilidad de temperatura interanual más cercana a la observada. La desviación estándar de la temperatura media anual en la estación meteorológica más cercana con un registro adecuado (el Aeropuerto Mayor General FAP Armando Revoredo Iglesias, 2.700 m) es de 0,62 K en comparación con 0,64 K para HadCRUT4-CW durante el mismo período (1963-2018).

Tomamos la temperatura de referencia como la media de 1850-1880. El calentamiento observado entre la línea de base y el período de 10 años más reciente (2009-2018) en HadCRUT4-CW es de 1.01 K. Las observaciones en estaciones en los Andes tropicales resultan en cambios de temperatura de +0.31 K / década para 1969-1998 y +0.13 K / década para 1983-2012⁵⁰. Dadas estas tendencias y la amplificación del calentamiento a mayores altitudes⁵¹ (la elevación media de la celda de la cuadrícula HadCRUT4-CW es 1333 m), es probable que nuestra estimación del calentamiento regional en los datos de HadCRUT4-CW sea conservadora. Estos factores no afectan a la proporción de la tendencia atribuible a la influencia antropogénica. Además, las simulaciones de temperatura superficial del modelo climático regional del Hadley Center versión 3P (HadRM3P) acopladas al modelo de atmósfera global HadAM3P del sistema de modelado climático weather@home⁵² dan una diferencia de temperatura de alrededor de 1,5 K entre el clima presente y el clima alternativo (excluyendo la influencia humana) (los resultados no se muestran aquí).

La reducción en la variabilidad de HadCRUT4-CW es clara antes de 1940 (Fig. 2a) y probablemente refleja una mayor dependencia de la interpolación durante este período. El número de observaciones en la celda de la cuadrícula aumenta considerablemente a partir de 1940, por lo que este es el período con el que hicimos una regresión con GWI. El calentamiento regional antropogénico por encima de la línea de base de 1850-1880 se calcula para 1989-2018 como equivalente al 95% (85-105%, con un rango de 5-95%) del cambio de temperatura observado. Este valor muestra una ligera sensibilidad a la elección del período actual. Si utiliza un período de 10 años, siguiendo la ref. ²⁷, el calentamiento regional forzado antropogénicamente equivale al 120% (105-135%, con un rango de 5-95%) del observado. La regresión a un índice global asume que las contribuciones proporcionales del forzamiento antropogénico y natural al cambio de temperatura es la misma a escala regional y global, justificada por la ausencia de factores locales independientes que podrían crear tendencias climáticas locales a escalas de cientos de años. Dichos factores pueden incluir actividad volcánica con efectos sobre el clima peruano o cambios locales significativos en el albedo debido a alteraciones de la cobertura terrestre durante los últimos 150 años. No se conocen tales factores⁵³.

Generamos estimaciones de incertidumbre para la contribución antropogénica a la tendencia de temperatura mediante la regresión de las simulaciones de control de 41 modelos CMIP5 (sin tendencia) contra el GWI para

calcular los factores de escala específicos de la región para GWI. El producto de GWI y estos factores de escala crea una PDF del grado en que la variabilidad natural puede proyectarse sobre la tendencia de temperatura observada. El rango de 5 a 95% de esta PDF es la incertidumbre en nuestra estimación de la influencia antropogénica. Observamos que la variabilidad de la temperatura puede ser mayor a escala local que la simulada en CMIP5. Sin embargo, en la Cordillera Blanca, se ha encontrado que la magnitud de la variabilidad interanual en la escala de la cuadrícula y los datos de la estación es similar durante un período de 30 años⁵⁴. Además, incluso dado el supuesto extremo de que la variabilidad de la temperatura interanual local es el doble que la de la celda de la cuadrícula CMIP5, el rango de confianza de 5 a 95% en la atribución se amplía solo ligeramente, de 85-105% a 70-120%.

Seleccionamos los valores de precipitación anual como el balance de masa de la zona de acumulación (para 2006-2008) del cercano glaciar Shallap³⁰. Estudios anteriores encontraron que la mayoría de las estaciones meteorológicas individuales no muestran una tendencia significativa en los niveles de precipitación durante el siglo XX³⁵, aunque algunas han encontrado una tendencia creciente en la precipitación de la Cordillera Blanca en las últimas décadas⁵⁰. Este glaciar también es comparativamente insensible a las variaciones en la precipitación (discutidas más adelante) y no aplicamos ninguna tendencia en la precipitación.

2. Variabilidad interanual de la temperatura y las precipitaciones

Los datos de temperatura HadCRUT4-CW dan una desviación estándar de 0,55 K en la temperatura media anual entre 1880 y 2018, y los datos de precipitación de Legates y Wilmot⁵⁵ dan una desviación estándar de 0,2 m año⁻¹ en la precipitación media anual (1900-2010, sin tendencia significativa)⁵⁵. Probamos la persistencia interanual en los datos climáticos utilizando modelos de autorregresión⁵⁶. Los datos de precipitación son consistentes con que no hay persistencia (es decir, ruido blanco) pero, para los datos de temperatura HadCRUT4-CW, el proceso autorregresivo de mejor ajuste es un proceso de primer orden (es decir, AR (1)) con un coeficiente de correlación de retardo de 0,32, lo que indica un tiempo de descorrelación de alrededor de un año. Esta persistencia probablemente está asociada con la influencia de El Niño. Nuestra serie de tiempo de variabilidad climática estocástica incluye esta persistencia, que aumenta la magnitud de la variabilidad natural de los glaciares². También aplicamos el modelo de autorregresión a un conjunto de 41

modelos de ejecuciones de control CMIP5 y encontramos menores niveles de persistencia que los observados en casi todos los modelos. Dado que la persistencia interanual mejora la variabilidad natural con la que comparamos el retroceso del glaciar Palcaraju, la persistencia modelada en CMIP5 sugiere que nuestra incorporación de la persistencia interanual es una suposición conservadora.

3. Perfil vertical del balance de masas

La influencia de la precipitación en el perfil de equilibrio de masa vertical se incorpora en nuestro modelo utilizando el perfil de equilibrio de masa observado del glaciar Shallap (con aspecto similar a Palcaraju). La referencia³⁰ muestra un gradiente de balance de masa vertical por debajo del ELA (b_z^l) de aproximadamente 3 m.w.e. (metros de agua equivalente) por 100 m. El gradiente de balance de masa vertical por encima del ELA (b_z^u) es aproximadamente cero y el balance de masa se reduce progresivamente a una constante de aproximadamente 1.25 m.w.e. año⁻¹. Unimos estos dos dominios progresivamente con una función tanh de altitud, z :

$$\frac{db}{dz} = b_z^l + \frac{(b_z^u - b_z^l)}{2} \left(1 + \tanh \left(\frac{z - z_{ela}}{\delta z} \right) \right) \quad (1)$$

Donde z_{ela} representa el ELA y δz el ancho de la zona de transición (establecido en 200 m). $b(z)$ se obtiene integrando la Ecuación 1 hacia abajo desde la parte superior del dominio. La referencia³⁰ reporta un ELA para Shallap de 4985 m para el periodo 2006-7 y 4953 m para el periodo 2007-8, consistente con el ELA moderno que usamos para Palcaraju (Fig. 2a, b).

Los glaciares tropicales típicamente experimentan precipitaciones durante la temporada de ablación, y los cambios frecuentes en la capa de nieve generan fuertes gradientes verticales en el albedo y, por lo tanto, el balance de masa⁵⁷. La larga temporada de ablación de los glaciares tropicales también contribuye al fuerte gradiente vertical de equilibrio de masa^{36,57}, que es casi constante de año en año. Con más de dos años de observaciones del glaciar Shallap, la referencia³⁰ reporta solo una diferencia del 3% en el gradiente vertical del balance de masa de la zona de ablación, a pesar de una variación del 35% en la acumulación. También se ven gradientes consistentes, por ejemplo, en Uruashraju, Perú durante 10 años³⁶, se encontraron resultados similares para el glaciar Zongo en Bolivia⁵⁸ y en otras partes de los trópicos⁵⁹. La forma casi constante de los

perfiles de balance de masas año tras año indica que los cambios verticales y horizontales del perfil de balance de masas son una aproximación útil y eficiente para representar el forzamiento climático^{31,32,34}.

4. Sensibilidad climática del balance de masas

Siguiendo las refs. ^{34,36,60}, el impacto de la anomalía de temperatura (T') se implementa desplazando verticalmente el balance de masa en una cantidad $z' = T'/\Gamma$, donde $\Gamma = 5,5 \times 10^{-3} \text{ K km}^{-1}$ es el gradiente observado^{30,57}. Cuantificamos el impacto de una anomalía de precipitación agregando una anomalía uniforme al perfil de balance de masa (un cambio horizontal en la Figura 2b). El pronunciado gradiente de balance de masas en la zona de ablación indica que la variabilidad del balance de masas se debe casi por completo a las fluctuaciones de temperatura. La desviación estándar interanual del ELA es de 102 m con la variabilidad de precipitación y temperatura incluida, y de 100 m cuando se omite la variabilidad de la precipitación. Para el perfil del glaciar de 1880 (Fig. 3a), esto se traduce en una desviación estándar interanual en el balance de masa de $0,78 \text{ m año}^{-1}$ y $0,74 \text{ m año}^{-1}$, respectivamente, cuando la precipitación se incluye y cuando no se incluye.

Nuestros cálculos, proporcionados en su totalidad en los Materiales Suplementarios, muestran que el ELA aumenta 180 m cada aumento de temperatura de 1 K, en línea con las refs. ³³ (180 m) y ³⁶ (182 m). Por el contrario, un aumento del 10% en la precipitación media anual eleva el balance de masa en aproximadamente $0,1 \text{ m año}^{-1}$, equivalente a una disminución de 13 m en ELA. La normalización de los resultados de otros glaciares tropicales en otras partes de la literatura publicada a esta misma perturbación del balance de masas da como resultado disminuciones ELA de 16 m (ref. ³³) u 8 m (ref. ³⁶). Estos cambios de ELA son mucho más bajos que los que resultan de un aumento de 1 K en la temperatura. La tendencia de temperatura es mucho más importante que la tendencia de precipitación para el ELA y el balance de masa del glaciar Palcaraju.

Además, observamos que la sensibilidad del balance de masas a la precipitación se reduce por el clima húmedo del glaciar Palcaraju, lo que significa que, a diferencia de algunos glaciares tropicales, la sublimación contribuye solo con una pequeña parte del balance de masas. Los glaciares más secos con sublimación significativa tienden a ser más sensibles a la precipitación^{61,62}. La referencia ³⁰ reporta que la sublimación y la

evaporación representan aproximadamente el 10% de la ablación en el glaciar Shallap, de acuerdo con los cálculos de balance energético específico de la ref. ⁶².

5. Geometría de la cuenca

Obtuvimos la geometría de la cuenca del glaciar Palcaraju de Google Earth⁶³. Estimamos una línea de flujo de captación central para obtener un perfil longitudinal de topografía. Reemplazamos la superficie de la laguna en Google Earth con la batimetría de la laguna observada¹³, y restauramos la topografía de la morrena GLOF anterior a 1941 al final de la laguna en base a la reconstrucción en la ref. ¹³. El perfil resultante se muestra en la Fig. 3a. El perfil no elimina el hielo existente en la cuenca superior, pero como su espesor es sólo de unas pocas decenas de metros⁶⁴, sólo tiene un pequeño efecto en el perfil. Medimos diez franjas aproximadamente uniformemente espaciadas a lo largo del perfil para determinar el ancho de captación y las simetrizamos alrededor de la línea de flujo central para producir la geometría de captación de forma plana idealizada, mostrada en la Fig. 3a.

6. Modelo numérico

El modelo numérico es el mismo que se utiliza en la ref. ⁶, basado en la ref. ⁶⁵. El modelo numérico calcula el flujo de hielo a partir de la aproximación del hielo poco profundo y la ley de flujo de Glen, y se puede expresar como un par de ecuaciones que son función del tiempo, y la distancia a lo largo de la línea de flujo, x :

$$\frac{dh}{dt} = \frac{1}{w(x)} \frac{d}{dx} (w(x)F(x)) + b(x) \quad (2)$$

$$F(x) = f_d \rho^3 g^3 h^5 \left(\frac{dz_s}{dx} \right)^3 \quad (3)$$

donde h es el espesor del hielo, w es el ancho de la línea de flujo, F es el flujo de la pendiente descendente, b es el balance de masa, f_d es la constante de deformación, ρ es la densidad del hielo, g es la gravedad y dz_s/dx es la pendiente de la superficie. Las ecuaciones 2 y 3 constituyen una ecuación de difusión no lineal, en la que el flujo de hielo es una función sensible de la forma del glaciar. Este modelo numérico es una herramienta útil para evaluar los perfiles de los glaciares que son consistentes con la geometría del paisaje y

el ELA ascendente asociado con la tendencia climática observada. También proporciona un método para estimar la escala de tiempo de la respuesta del glaciar. Este tiempo de respuesta controla tanto la magnitud de las fluctuaciones naturales de los glaciares como la respuesta del glaciar a la tendencia climática observada^{5,66}. El modelo de línea de flujo no incorpora el efecto de la cobertura de escombros, el till subglacial (pilas de sedimentos variados de origen glaciar) o las dinámicas de la parte más baja del glaciar y la laguna, incluyendo la rotura del hielo y la conducción térmica. El flujo del glaciar también pudo haber alterado la topografía subglacial que, después del retroceso, se convirtió en la batimetría de la laguna. Por esto mismo, no se pretende ni se espera que el modelo de línea de flujo produzca una simulación exacta de la evolución del glaciar.

Para estimar la respuesta de la longitud del glaciar a la variabilidad climática natural, generamos 10 mil años de variabilidad climática con las mismas características estadísticas (varianza y autocorrelación de 1 año de retraso) que las observaciones. Las fluctuaciones resultantes de la longitud de los glaciares tienen una desviación estándar de 235 m.

7. Ubicación del término glacial en 1880

En ausencia de observaciones directas, estimamos el término glacial a finales del siglo XIX, L_0 . En nuestro modelo, L_0 es también la posición mas baja en equilibrio con el clima preindustrial promedio a largo plazo. Las fluctuaciones a escala centenaria de esta posición de equilibrio son el resultado de la respuesta del glaciar a la variabilidad climática interanual (es decir, Fig. 4a) ^{6,66,67}. Nuestra estimación de la magnitud de las fluctuaciones naturales es $\sigma_L = 235m$. L_0 estaba necesariamente alejado de la morrena terminal principal, ya que trabajos anteriores han demostrado que la morrena se formó en el siglo XVII¹⁵, y desde entonces no ha sido superada por las fluctuaciones naturales de la longitud del glaciar. Las reconstrucciones de otras partes de los Andes peruanos también indican que los glaciares se habían retirado de sus máximos del siglo XVII a finales del siglo XIX⁴³. Además, es poco probable que L_0 fuera adyacente a la posición de 1940: esto requeriría una mayor variabilidad natural para que el glaciar se hubiera extendido hasta la morrena del siglo XVII, y estas fluctuaciones más grandes habrían llevado al glaciar más arriba del valle que la posición de 1940, para lo cual no hay evidencia en este caso ni en ningún otro lugar de la región^{15,43}. Los glaciares con mayor

variabilidad natural también son más sensibles al cambio climático⁶⁶, lo que implica un sistema aún más sensible que el modelado aquí. Finalmente, observamos cierto retroceso de los glaciares en la Cordillera Blanca a medida que las temperaturas comienzan a subir en las décadas anteriores a 1940^{14,43–45}. Por lo tanto, establecemos que $L_0 = 4250$ m. Esto ubica el término del glaciar Palcaraju en el siglo XIX aproximadamente a $2\sigma_L$ tanto de la morrena del siglo XVII como de la posición de 1940, lo cual es consistente con la fluctuación del glaciar dentro de esta porción del valle en los siglos XVIII y XIX, pero no fuera de ella (Fig. 3a, 4a). Situar L_0 a medio camino entre la morrena del siglo XVII y la morrena de 1940 es conservador: permite la mayor magnitud de variabilidad natural y es consistente con los límites conocidos del glaciar y nuestro modelado directo de σ_L . Si la posición de 1880 del término se coloca significativamente más cerca del frente de 1940 (digamos $L_0 < 4$ km), también se vuelve difícil conciliar esa localización de 1880 con el aumento de aproximadamente el 40% en las tasas de ablación neta que acompaña a los 0,25 K de contribución antropogénica de 1880 a 1940, como se puede ser en la Fig.3.

8. Relación señal-ruido

Es posible realizar un análisis de incertidumbre completo del cambio en la longitud de los glaciares afectada exclusivamente por la variabilidad natural ($\Delta L|_{null}$). En la referencia ² utilizaron la propiedad de la amplificación de los glaciares de la relación señal-ruido del cambio climático, y que la amplificación es mayor en tiempos de respuesta intermedios de los glaciares, para demostrar que,

$$\Delta L|_{null} = \sigma_L \cdot \gamma(t_0, \tau) \cdot s_b|_{null} \quad (4)$$

donde γ es un factor de amplificación que depende solo de la duración del cambio (t_0) y del tiempo de respuesta del glaciar (τ), y $s_b|_{null}$ es la relación señal-ruido del balance de masa (b) debido a la variabilidad interanual observada (es decir, $\Delta b / \sigma_b$). El tiempo de respuesta del glaciar es igual al espesor característico del hielo (H) en la zona de ablación dividido por el balance de masa neto (negativo) en el extremo (b_t) y afecta tanto la amplitud como la tasa de cambio de longitud posible durante un período de tiempo determinado, t_0 . Para la geometría del glaciar en 1880, estimamos el tiempo de respuesta como: $\tau = \frac{H}{-b_t} \approx$

$150\text{m}/3\text{myr}^{-1} \approx 50\text{yr}$. Recopilamos estimaciones del modelo de τ y σ_L , pero con cierta incertidumbre.

Representamos esta incertidumbre en τ con una función gamma con límites de confianza del 95% de 25 a 75 años (Fig. 4d). De manera similar, reportamos los límites de confianza del 95% de 115 a 345 m para σ_L (Fig. S2c). $s_b|_{null}$ se extrae de la variabilidad interanual observada y sigue la distribución t de Student². Con la Ecuación 4, las PDF resultan en PDFs para tendencias de duración de 60 y de 140 años en ausencia del cambio climático (Fig. 4e, f).

La ecuación 4 se deriva de la ref. ² basado en un modelo de dinámica de glaciares que consta de tres etapas, cuyos parámetros se rigen por la geometría y el entorno climático del glaciar⁶⁶. El modelo emula con precisión las fluctuaciones de los glaciares en modelos numéricos de la dinámica del flujo de hielo^{66–68}. El modelo de tres etapas es lineal, y aunque no esperamos que la linealidad se pueda aplicar a todo el perfil del valle, nuestro objetivo es caracterizar las fluctuaciones mucho más pequeñas que se deben a la variabilidad natural. La serie de tiempo de balance de masa sintético que aplicamos al modelo numérico (Fig. 4a) se distribuye normalmente, por lo que las fluctuaciones de los glaciares resultantes también se distribuyen aproximadamente normalmente, lo que respalda la aproximación de linealidad.

9. Evaluación de peligros GLOF

Usamos dos métodos para identificar lagos glaciares peligrosos. El método propuesto por la ref. ⁴⁷ se desarrolló para evaluar entornos en los que el mecanismo más probable de GLOF sería una ola que rebase la morrena inducida por una avalancha de hielo, como es el caso de la laguna Palcacocha. El peligro de GLOF se cuantifica utilizando el área del glaciar, la distancia entre la laguna y el extremo del glaciar, la pendiente entre la laguna y el glaciar, la pendiente media del dique de morrena y la pendiente del morro del glaciar. Dado que la laguna Palcacocha está en contacto directo con el glaciar Palcaraju, seguimos la ref. ⁴⁷ y usamos el gradiente del morro glaciar, definido como el área del glaciar dentro de una distancia horizontal de 500 m desde el término, en lugar de la pendiente entre la laguna y el glaciar. Extraemos el área del glaciar de la base de datos Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) ⁶⁹ (el valor es para 2015). La pendiente media de la presa de morrena antes y después del GLOF de 1941 (para los cálculos preindustriales y actuales, respectivamente) se extrajo de la ref. ¹², y la pendiente del morro glaciar a partir de nuestras reconstrucciones de modelos de

las geometrías de los glaciares en 1880 y actuales. Nuestra evaluación da el mismo valor numérico para la amenaza de GLOF actual que la ref. ¹¹, utilizando esta metodología.

Complementamos estos cálculos con una evaluación independiente adaptada de la ref. ⁴⁸. Esta metodología utiliza 11 parámetros de estabilidad ponderados, que se relacionan con las características de la laguna, los alrededores de la laguna y los glaciares adyacentes, y el impacto potencial en las áreas más bajas. Los parámetros se clasifican de acuerdo con la influencia en la ocurrencia de GLOF. Excluimos dos parámetros de nuestro análisis (la pendiente del extremo del glaciar y la velocidad del glaciar) ya que nuestro análisis se refiere al peligro actual de GLOF y estos factores se utilizan para identificar lagos glaciares donde puede ocurrir una expansión rápida en el futuro, aumentando el peligro. Recalculamos los factores de peso para los nueve parámetros restantes de acuerdo con el método proporcionado en la ref. ⁴⁸ (valores proporcionados en la Tabla S3), que también indica que el riesgo de inundaciones repentinas se establece en cero si se espera un flujo de escombros. Estimamos el área de la laguna del siglo XIX en aproximadamente 150,000 m² basándonos en nuestras estimaciones de modelos de retroceso glacial antes de 1941, y el área estimada de 303,000 m² inmediatamente antes del GLOF⁷⁰ de 1941. El área de la laguna era de 518.000 m² en 2016²³. Este método evalúa el peligro como "alto" si se aplican los cuatro factores más importantes, o una combinación de factores que, combinados, son iguales a la suma de los pesos de los cuatro factores más importantes.

Disponibilidad de datos: Todos los datos climáticos (observaciones y reanálisis) que respaldan los resultados de este estudio están disponibles públicamente en KNMI Climate Explorer (<https://climexp.knmi.nl/>) excepto los datos de la estación del Aeropuerto Mayor General FAP Armando Revoredo Iglesias que fueron descargados del Centro de Investigaciones sobre Clima y Resiliencia (Universidad de Chile) Climate Explorer (<http://explorador.cr2.cl/>). Todos los datos del modelo CMIP5 utilizados en este estudio están disponibles en repositorios públicos, por ejemplo, en <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip5/>. Los datos del modelo utilizados aquí se almacenaron en el centro de datos designado por el Consejo de Investigación del Medio Ambiente Natural (NERC) para las ciencias atmosféricas, BADC (Centro Británico de Datos Atmosféricos). Los datos del índice de calentamiento global están disponibles en: https://www.globalwarmingindex.org/AWI/AWI_AR5_new_spreadsheet.xlsx.

Disponibilidad del código: el código se hará disponible contactando al autor al que ha de dirigirse la correspondencia