



¿EL FIN DE LAS CUMBRES NEVADAS? Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina

COMUNIDAD
ANDINA
SECRETARÍA GENERAL



IRD
Institut de recherche
pour le développement



Publicado por la Secretaría General de la Comunidad Andina, el Instituto de Investigación para el Desarrollo, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, Oficina Regional para América Latina y el Caribe y la Agencia Española de Cooperación Internacional.

Derechos de propiedad intelectual © 2007, Secretaría General de la Comunidad Andina, Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y Agencia Española de Cooperación Internacional.

Está autorizada la reproducción total o parcial y de cualquier otra forma de esta publicación para fines educativos o sin fines de lucro, sin ningún otro permiso especial del titular de los derechos, bajo la condición de que se indique la fuente de la que proviene.

La Secretaría General de la Comunidad Andina, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y la Agencia Española de Cooperación Internacional agradecerán que se les remita un ejemplar de cualquier texto cuya fuente haya sido la presente publicación.

No está autorizado el empleo de esta publicación para su venta o para otros usos comerciales.

DESCARGO DE RESPONSABILIDAD

Producido por el equipo Great Ice del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) en coordinación con la Secretaría General de la Comunidad Andina y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (Oficina Regional para América Latina y el Caribe).

Para más información y detalles de cómo obtener copias de esta publicación por favor contáctenos:

Comunidad Andina
Secretaría General
Paseo de la República 3895, Lima 27, Perú
Teléfono: (51 1) 411-1400 / Fax: (51 1) 221-3329
www.comunidadandina.org
Casilla Postal: 18-1177
Lima 18 - Perú

Impreso por Typographics E.I.R.L.

Línea gráfica, edición técnica, corrección de estilo, traducción y cuidado de edición por:
Libélula Comunicación, Ambiente y Desarrollo S.A.C.

Fotografías:

© IRD-Bernard Francou (páginas 15, 18 y 30), © Paolo López (página 90) y © Heinz Plenge (páginas 42, 56, 64, 74 y 85)

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2007-09922

ISBN 978-9972-787-28-7

- Prólogo -

Los países de la Comunidad Andina concentran el 95% de los glaciares tropicales del mundo, los cuales cubren hoy una superficie estimada en 2,500 km². El 71% de los mismos están ubicados en Perú, el 22% en Bolivia, el 4% en Ecuador y el 3% en Colombia. En todos ellos se observa un franco retroceso atribuible al calentamiento global.

Dado que muchos de los ríos de la subregión provienen de los glaciares, esta deglaciación acelerada impacta en la provisión de agua para agricultura, en el consumo humano de varias de las principales ciudades de estos países, en el uso en la industria y en cuestiones de generación de energía. También incrementa el riesgo y la exposición de la población a peligros climáticos, como los aludes y el desborde de las lagunas glaciales, además de afectar la belleza escénica natural y por tanto, el turismo.

Los glaciares tropicales andinos tienen una importancia económica, social y ambiental considerable. Sus aguas de deshielo aportan con agua potable e industrial a las principales capitales (La Paz, Quito, Lima) y algunas otras grandes ciudades andinas. Proporcionan una gran parte de la electricidad consumida por los países andinos, ya que aproximadamente el 60% de la capacidad instalada energética y el 70% de la generación eléctrica de la Comunidad Andina es de origen hidroeléctrico y por tanto, renovable. El agua de riego, indispensable sobre todo para cuenca del Pacífico -particularmente árida-, es generalmente de origen glaciar. Los glaciares juegan además un papel de gigantescos reservorios, configurando la variabilidad climática intra e interanual.

Conscientes del cambio que está ocurriendo y de las necesarias medidas de adaptación que deberán ser emprendidas antes que sea demasiado tarde, la Secretaría General de la Comunidad Andina (SGCAN) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) decidieron en coordinación con el programa Great Ice del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) y sus contrapartes andinas elaborar un documento accesible a un público no especializado que resumiera las líneas de fuerza de lo que se conoce de los glaciares de los Andes Tropicales en base a los datos recogidos sobre ellos, de su evolución actual y pasada, y de su relación con el cambio climático ocurrido a alta altitud de estas zonas.

Esta publicación no pretende desarrollar el tema en su totalidad o presentar todos los estudios efectuados, sino que se limita a una presentación de los resultados de la red de monitoreo de glaciares del equipo Great Ice y de sus contrapartes andinas, quienes han proporcionado un importante conocimiento sobre el funcionamiento de los glaciares tropicales, los procesos físicos responsables de la ablación en su superficie, el impacto de la variabilidad climática regional sobre su evolución, y el efecto sobre el recurso agua relacionado con la evolución en los altos Andes.

Al final, la publicación tiene la finalidad de plantear una reflexión en torno a las siguientes preguntas ¿qué glaciares tendremos en las próximas décadas en los Andes tropicales?, y ¿qué sucederá con las aguas provenientes de las cuencas de alta montaña cuando se haya reducido el tamaño de los glaciares, o cuando estos hayan desaparecido?

El presente volumen “El fin de las cumbres nevadas – *Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina*” fue posible gracias al equipo del Programa de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible de la Secretaría General de la Comunidad Andina; al Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Francia, a través de su Programa Great Ice (Glaciers et Ressources en Eau d’Altitude: Indicateurs Climatiques et Environnementaux), y a todas las contrapartes institucionales de este programa en los distintos países andinos, IHH, SENAMHI (Bolivia), INRENA, SENAMHI (Perú), INAMHI, EMAAP-Q (Ecuador); a la Agencia Española de Cooperación Internacional (AECI); al Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente / Oficina Regional Para América Latina y el Caribe (PNUMA) y a las Oficinas Nacionales de Cambio Climático de las Autoridades Ambientales de los Países Miembros de la Comunidad Andina.

- Contenido -

Prólogo	5
<hr/>	
Resumen Ejecutivo	10
1. Retroceso glaciar y cambio climático en los Andes Centrales	19
1.1 Glaciación actual en el trópico: importancia de los Andes Centrales	19
1.2 Tendencias recientes en los Andes Centrales	23
1.2.1 Retroceso acelerado de los glaciares	23
1.2.2 Calentamiento de la atmósfera	23
1.3 Previsiones para el siglo XXI	29
2. Glaciares: ¿cómo y donde estudiarlos?	31
2.1 Los glaciares y su estudio	31
2.2 Variaciones geométricas	32
2.3 El balance de masa	33
2.4 La ablación como producto del balance de energía	37
2.5 Balance hidrológico en cuencas glaciares	37
2.6 El sistema de observación de glaciares en los Andes Centrales	39
3. El retroceso glaciar en un contexto de cambio climático regional	43
3.1 Una clara aceleración del retroceso glaciar desde los 1970s	43
3.2 Variabilidad del balance de masa desde principios de los 1990s	47
3.2.1 Glaciares "pequeños" y "grandes"	47
3.2.2 Paralelismo en las tasas de ablación y estacionalidad comparada en Bolivia y Ecuador	47
3.2.3 Balance de masa y temperatura superficial del Pacífico Ecuatorial: influencia del ENSO	52
3.3 ¿Es excepcional el retroceso de los glaciares andinos?	54
3.4 Conclusiones sobre el retroceso glaciar en relación al cambio climático regional	55

4. Fluctuaciones generales en los Andes Centrales durante el último milenio	57
4.1 ¿Cuál es la importancia de estudiar la Pequeña Edad de Hielo?	57
4.2. La historia regional de las fluctuaciones glaciales	58
4.2.1 Extensión máxima de la PEH en los Andes centrales	58
4.2.2 La desglaciación ocurrida entre los siglos XVII y XX	59
4.2.3 Evolución comparada de glaciares durante la PEH	61
4.3 Condiciones climáticas que explicarían la evolución de los glaciares tropicales durante la PEH	62
5. Relación entre balance de masa y clima	65
5.1 Variabilidad de la acumulación neta	65
5.2 Procesos físicos responsables de la ablación	67
5.3 El BES en los glaciares Zongo y Antisana 15	69
5.4 Variabilidad del balance de masa en Bolivia y Ecuador en términos de flujos de energía	49
5.5 Glaciares tropicales, temperatura del mar y eventos ENSO	73
6. Impactos del retroceso glaciar sobre los recursos hídricos	75
6.1 Variabilidad de los escurrimientos glaciares	75
6.1.1 Escurrimientos, precipitaciones y variabilidad	75
6.1.2 Variabilidad interanual de los escurrimientos y eventos ENSO	78
6.2 Impacto de los glaciares en las cuencas de alta montaña	80
6.2.1 Recurso hídrico y tasas de cobertura glaciar	80
6.2.2 Pronóstico del recurso hídrico glaciar: el caso de la Cordillera Blanca	80
7. Retroceso glaciar e incremento del riesgo de catástrofes	85
Cordillera Blanca (Perú)	86
Altar (Ecuador)	87
Safuna Alta (Perú)	89
8. Conclusiones y perspectivas	85
<hr/>	
Glosario	93
Bibliografía	96

RESUMEN EJECUTIVO

Resumen Ejecutivo

El presente volumen **¿El fin de las cumbres nevadas? Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina**, presenta los resultados de una serie de investigaciones que vienen realizándose en los glaciares tropicales andinos de Bolivia, Ecuador y Perú, en las últimas décadas, proporcionando de este modo una visión general del estado del conocimiento sobre los glaciares y cambio climático en la región.

Los temas que abarcan estas investigaciones son de diversa índole, desde la descripción general de un glaciar, pasando por las metodologías para estimar su retroceso, la correlación entre variables climáticas y otros fenómenos climáticos, hasta la descripción de las catástrofes ocurridas en la región por la presencia de lagunas glaciares.

Sección 1

Retroceso glaciar y cambio climático en los Andes Centrales, se presentan algunas de las características particulares de los glaciares tropicales, las tendencias observadas en los Andes Centrales en las tres últimas décadas (retroceso acelerado de los glaciares y el recalentamiento de la atmósfera), y algunas proyecciones sobre la evolución futura de la temperatura en la atmósfera andina. Las principales ideas esbozadas en la sección se presentan a continuación:

- Los niveles actuales de glaciación en el trópico son poco extensos (2,500 km²), el 99% se encuentra en la región andina. Su estudio es interesante por diversas razones: los glaciares andinos juegan un rol importante en el manejo del recurso hídrico; son proveedores de agua en regiones de lluvias escasas; actúan también como reguladores del régimen hidrológico en casi todas las regiones andinas; y pueden ser, directamente o indirectamente, causa de catástrofes.
- Diversas mediciones muestran evidencia de un aumento de la temperatura en los Andes Tropicales, fenómeno

que se habría acelerado a partir de la segunda mitad de los 1970s.

- La temperatura al nivel del suelo muestra un incremento promedio de 0.15°C por década desde 1950, mientras que entre 1974 y 1998 este incremento fue de 0.32-0.34°C. En cuanto a las precipitaciones, éstas parecen haberse incrementado en el norte del Perú, mientras que en el sur de este país y en el norte de Bolivia, el nivel de las precipitaciones habría disminuido. Por otro lado, las lluvias se habrían incrementado en el altiplano peruano y el norte de Bolivia durante la temporada seca.
- Diversas estimaciones prevén un aumento de la temperatura en los Andes Centrales, el cual sería mayor por encima de los 4,000 msnm. En estas condiciones, sólo las cumbres más elevadas (ubicadas a más de 5,500 msnm) de los Andes Centrales estarían cubiertas por glaciares a finales del siglo XXI.

Sección 2

Glaciares: ¿cómo y dónde estudiarlos?, proporciona algunas definiciones básicas sobre los glaciares, las metodologías para estudiarlos, y la descripción de la red de monitoreo de glaciares existente para la Región Andina. Asimismo, describe cómo los glaciares son monitoreados desde diversos ángulos, y que como objetos sensibles a la variabilidad climática, pueden ser utilizados como indicadores del cambio climático.

Se define al glaciar como una masa de hielo que acumula y transforma nieve en hielo y la restituye en forma de vapor o en forma líquida, conociéndose a esta relación entre ganancias y pérdidas de masa como balance de masa. El balance de masa constituye la información básica más importante para el estudio de los glaciares

Dos son las principales variables que se miden en un balance de masa: la acumulación neta (acumulación neta es la cantidad de nieve y hielo acumulada a lo largo de un año hidrológico) y la ablación (la suma de la fusión y sublimación del glaciar).

En la parte baja de los glaciares, la "zona de ablación", el hielo es sometido a una intensa fusión. La fusión hace que el hielo desaparezca por el frente del glaciar. Este proceso de transferencia está controlado por el balance de masa y las características topográficas del glaciar.

La respuesta de un glaciar a un cambio de balance de masa es variable. Esta depende de su tamaño, espesor, geometría del lecho rocoso, pendiente promedio, de la cantidad de agua entre el hielo y el lecho, y de la temperatura del hielo a nivel de lecho. El movimiento del frente de un glaciar durante un año determinado depende tanto del balance de masa durante ese mismo año en la zona de ablación, como del déficit acumulado en toda la superficie del glaciar durante los diez años anteriores.

En el caso de glaciares de pequeño tamaño (inferiores a 1 km²), la extensión de las zonas de acumulación y de ablación varían cada año, por lo que es posible que durante ciertos años la superficie entera del glaciar se convierta en una zona de ablación o en una de acumulación. Por otro lado, los glaciares más grandes pueden tardar entre cinco y diez años en responder a cambios del entorno.

La red integrada de monitoreo del área andina se empezó a desarrollar en los noventa, en varias etapas. Se inició en 1991 en Bolivia (glaciares Zongo y Chacaltaya), continuó en 1994 en Ecuador (Antizana 15α y Carihuairazo), extendiéndose al Perú en los años 1998 – 2000 (Artezonraju, Yanamarey y Sullcón). En la actualidad cuenta con 11 estaciones.

Sección 3

Retroceso glaciar en un contexto de cambio climático regional, se inicia con una revisión de los principales resultados de las mediciones sobre la evolución de los glaciares; para luego analizar los datos de balance de masa en los glaciares en estudio de Bolivia y Ecuador desde inicios

de los noventa. Por último, se analiza la relación entre los eventos ENSO y las fluctuaciones de balance de masa.

Durante los últimos 25 años, todos los glaciares observados en los Andes Centrales han acelerado su retroceso. Evidencias obtenidas en la Cordillera Blanca señalarían un retroceso moderado de entre 50 y 150 m de longitud por década entre 1948 y 1970, el cual se mantuvo estable durante la década de los setenta. Después de 1980, el retroceso fue rápido y generalizado, volviendo a acelerarse a mediados de los 1990s. Después de un detenimiento entre 1999 y 2001, el retroceso se aceleró nuevamente hasta nuestros días.

Existe una fuerte relación entre el balance de masa y el tamaño de un glaciar. Glaciares como el Zongo y el Antisana, los cuales mantienen zonas de acumulación considerables a grandes alturas, podrían recuperar masa ciertos años aún si los déficit son mayores que los ingresos. En cambio, el balance de masa de los glaciares Chacaltaya y el Charquini Sur, ambos de menos de 0.5 km², ha sido constantemente negativo. De estas observaciones se puede concluir que los pequeños glaciares que no cuentan con una zona permanente de acumulación se encuentran fuertemente desbalanceados.

Las dos fases opuestas de los eventos ENSO explican las situaciones más contrastantes observadas sobre los glaciares de los Andes Centrales, tanto en Bolivia como en el Ecuador. En el Antisana 15, el balance de masa está estrechamente correlacionado (negativamente) con la temperatura superficial del mar en el sector Niño-4 del Pacífico ecuatorial. En Bolivia, se observa una correlación entre el balance de masa del glaciar Chacaltaya y la temperatura superficial del mar, pero en el sector Niño 1+2 durante los meses de verano.

En un estudio reciente, Francou y Vincent (2007) compilaron información sobre 75 glaciares de montaña ubicados en distintos macizos del mundo. El estudio concluye que la tasa de recesión en los Andes Centrales no es excepcional si se la compara a los promedios calculados en los macizos de las montañas rocosas (América del Norte) o Tien-Shan (Asia Central). Los "pequeños" glaciares ubicados en las regiones tropicales, como en Kenya y Bolivia sufren pérdidas similares.

Sección 4

Fluctuaciones glaciares en los Andes Centrales, analiza la variabilidad climática a partir de su relación con la "Pequeña Edad de Hielo" (PEH).

El término PEH se refiere a un periodo de frío que ocurrió entre los siglos XIV y XIX. Diferentes estimados calculan que la temperatura media en este periodo fue entre 1 y 2°C más baja que el promedio 1961-1990. Este periodo es importante para analizar tendencias climáticas futuras, ya que algunos estimados pronostican para finales del siglo XXI cambios de temperatura similares a los ocurridos durante la PEH.

En el Ecuador, la extensión máxima de la PEH ocurrió en dos periodos. En glaciares ubicados por encima de los 5,700 msnm, ésta ocurrió alrededor de 1730. En glaciares ubicados en picos de altura inferior a los 5,400 msnm, ocurrió alrededor de 1830. En la Cordillera Blanca, los glaciares alcanzaron su extensión máxima alrededor de 1630; mientras que en Bolivia, este periodo ocurrió entre 1657 y 1686.

Desde la extensión máxima de la PEH, los glaciares han evolucionado de una manera notablemente homogénea. El retroceso ocurrió lentamente entre los siglos XVIII y XIX, y se aceleró rápidamente a partir de 1840. Durante a segunda mitad del siglo XX, el proceso se aceleró fuertemente, tanto así que el retroceso ocurrido desde entonces sería de la misma magnitud que aquel ocurrido entre la extensión máxima de la PEH y mediados del siglo pasado.

Sección 5

Relación entre balance de masa y clima: acumulación y ablación, describe el tipo de información climática que se puede obtener del estudio del balance de masa.

Los datos anuales se encuentran directamente relacionados con (i), la acumulación de nieve, la cual depende tanto de precipitaciones como de deslizamientos y vientos; y (ii), la ablación, la cual representa directamente el balance de energía en la superficie (BES). El BES representa la relación entre las variables meteorológicas locales y el derretimiento de la superficie del glaciar.

La cantidad de nieve acumulada se mide anual o bianualmente en la parte alta de los glaciares. A pesar de las dificultades existentes para identificar la capa de acumulación correspondiente a cada año hidrológico, fue posible obtener datos anuales de balance de masa en los Andes Centrales. Los resultados muestran que la acumulación neta medida por encima de los 5,500 msnm está comprendida entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹, con una marcada variabilidad interanual. En el glaciar Zongo (Bolivia), los valores de acumulación neta varían desde menos de 500 hasta 1,200 mm w.e. a⁻¹, mientras que en las morrenas circundantes se observan valores de entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹ (Berger et al., 2005).

Entre 1983 y 2006 se extrajeron testigos de hielo en diversas zonas de los Andes. Los resultados muestran una drástica reducción en la acumulación neta durante los años del fenómeno del Niño, los cuales son coincidentes con las reconstrucciones realizadas en glaciares como Chimborazo (Ecuador), Huascarán y Quelccaya (Perú).

Por su lado, los estudios de variabilidad del balance de masa en Bolivia y Ecuador, en términos de flujos de energía, muestran que:

- En Bolivia, cuando las nevadas son demasiado escasas como para cubrir la zona de ablación, el deshielo se incrementa y la ablación puede alcanzar tasas muy altas. Lo mismo ocurre cuando llueve o cuando el granizo o la nieve caen a temperatura de deshielo. En ambos casos, la absorción de la energía radiativa es favorecida por un albedo de bajo valor.
- En el Ecuador, la estacionalidad del balance de masa del glaciar Antisana 15α es menos pronunciada, aunque una importante variabilidad interanual se produce durante todo el año. Las mayores tasas de ablación coinciden con los equinoccios, es decir, con los periodos de mayor radiación solar en el Ecuador.
- El albedo juega en el Ecuador el mismo rol determinante que en Bolivia, pero la aparición de un manto de nieve en la superficie de los glaciares parece depender más de la fase de precipitación (lluvia o nieve) que de su cantidad.

En cuanto a la relación entre los eventos ENSO y el retroceso glaciar, se observa lo siguiente:

- En el Ecuador, las dos fases opuestas de los eventos ENSO (El Niño y La Niña) explican las situaciones más contrastantes observadas en el glaciar Antisana. Cuando en el Pacífico Central ocurre una anomalía de temperatura en la superficie del mar, su respuesta atmosférica se produce en los Andes ecuatorianos tres meses después. Durante las fases cálidas del ENSO, el incremento de la temperatura favorece la ocurrencia de lluvias en altitudes de entre 5,100 y 5,300 msnm, lo cual, junto con una ligera disminución de la nubosidad, mantiene constantemente bajos los valores del albedo. En consecuencia, el deshielo es alto (Favier et al., 2004a,b).
- En Bolivia, la evolución del balance de masa también está muy relacionado con las anomalías de temperatura que ocurren en la superficie del Pacífico Central. Esta relación se observa a través de las precipitaciones. En efecto, durante las fases cálidas del ENSO, las precipitaciones se reducen entre 10 y 30% y se producen con mayor frecuencia periodos secos en los veranos (Vuille et al., 2000b).

Como conclusión, se puede decir que los cambios en la evolución espacio-temporal del fenómeno El Niño desde los setenta y el calentamiento de la tropósfera son factores que explican el retroceso de los glaciares ubicados en los Andes Tropicales.

Sección 6

Impactos del retroceso glaciar sobre los recursos hídricos, se describe la variabilidad de los escurrimientos provenientes de glaciares en los países andinos y se presentan las proyecciones de futuros escurrimientos según diferentes escenarios de elevación de temperaturas en cuencas con cobertura glaciar distinta.

En la Cordillera Blanca peruana, la comparación de la distribución de las precipitaciones y de las láminas escurridas en varias subcuencas del río Santa, pone

en evidencia el papel regulador de los glaciares. Los escurrimientos mensuales de las cuencas pequeñas con bajo componente glaciar o en aquellas de gran tamaño están estrechamente correlacionados con la distribución mensual de las precipitaciones. Por el contrario, los escurrimientos de las cuencas con mayor proporción de glaciares son más sostenidos en la estación seca y fría. Los escurrimientos de las cuencas pequeñas con un componente glaciar muy importante son aún más sostenidos en la estación seca y fría.

Se observa que la variabilidad interanual de dichos escurrimientos depende fuertemente de la ocurrencia de eventos ENSO, los cuales aceleran el retroceso de los glaciares a través de un aumento de las temperaturas (en Bolivia, Perú y Ecuador) y de una disminución de las precipitaciones (en Bolivia y sur del Perú).

Las proyecciones en los escenarios de cambio climático prevén un incremento temporal de los caudales, seguido por una disminución drástica del volumen y regularidad de los recursos hídricos en las cuencas abastecidas por glaciares. En la Cordillera Blanca, esta disminución podría alcanzar hasta 60% dentro de 100 ó 200 años.

Sección 7

Retroceso glaciar e incremento del riesgo de catástrofes, describe cómo el retroceso de los glaciares ha ocasionado la formación de grandes lagos formados por materiales fácilmente erosionables. En regiones sísmicas como los Andes peruanos o los Himalayas, la probabilidad de que estos diques se quiebren es lo suficientemente alta como para que las lagunas constituyan una amenaza latente.

Por lo general, este tipo de catástrofes se produce como consecuencia del desprendimiento de una sección de un glaciar o de la cara de una ladera rocosa en una laguna. Estos impactos producen grandes olas que se propagan aguas abajo y causan el desbordamiento de otras lagunas, produciendo devastación a su paso. Las mayores catástrofes ocurren durante la época de lluvias, cuando los lagos contienen más agua. Dos de las ocurridas en los Andes se describen a continuación:

- En diciembre de 1941 el desprendimiento de un glaciar y su caída en dos lagos que dominan la ciudad de Huaraz, produjo que la mitad de la ciudad fuera arrasada y que alrededor de 4,000 personas perdieran la vida.
- En diciembre del 2000 en el macizo volcánico El Altar, en el Ecuador, entre 50,000 y 70,000 metros cúbicos de rocas se desprendieron de una pared volcánica circundante y cayeron a la laguna que ocupa el cráter, provocando una ola de 50 m de alto. El flujo se extendió hacia una pequeña cuenca situada aguas abajo y se introdujo luego en el valle del río Collanes, provocando una crecida a lo largo de 100 km que dejó sin vida a una decena de personas y provocó cuantiosos daños materiales.

Conclusiones y recomendaciones

Las principales conclusiones a las que se arriba, bajo la consideración de que las mismas parten de la comparación de estudios realizados en algunos lugares puntuales y en una escala temporal determinada, son las siguientes:

- Los Andes Centrales albergan el 99% de los glaciares tropicales del mundo.
- A pesar de su modesta extensión (2.500 km²), los glaciares andinos son de interés dado que: (1) son importantes indicadores del cambio climático, (2) juegan un importante rol en el manejo del recurso hídrico, (3) actúan como reguladores del régimen hidrológico en casi todas las regiones andinas, y (4) pueden ser directa o indirectamente, causa de catástrofes
- Los estudios desarrollados sobre los Andes Centrales, muestran dos tendencias importantes en los últimos años: un retroceso acelerado de los glaciares y el calentamiento

de la atmósfera (0.15° C por década desde 1950).

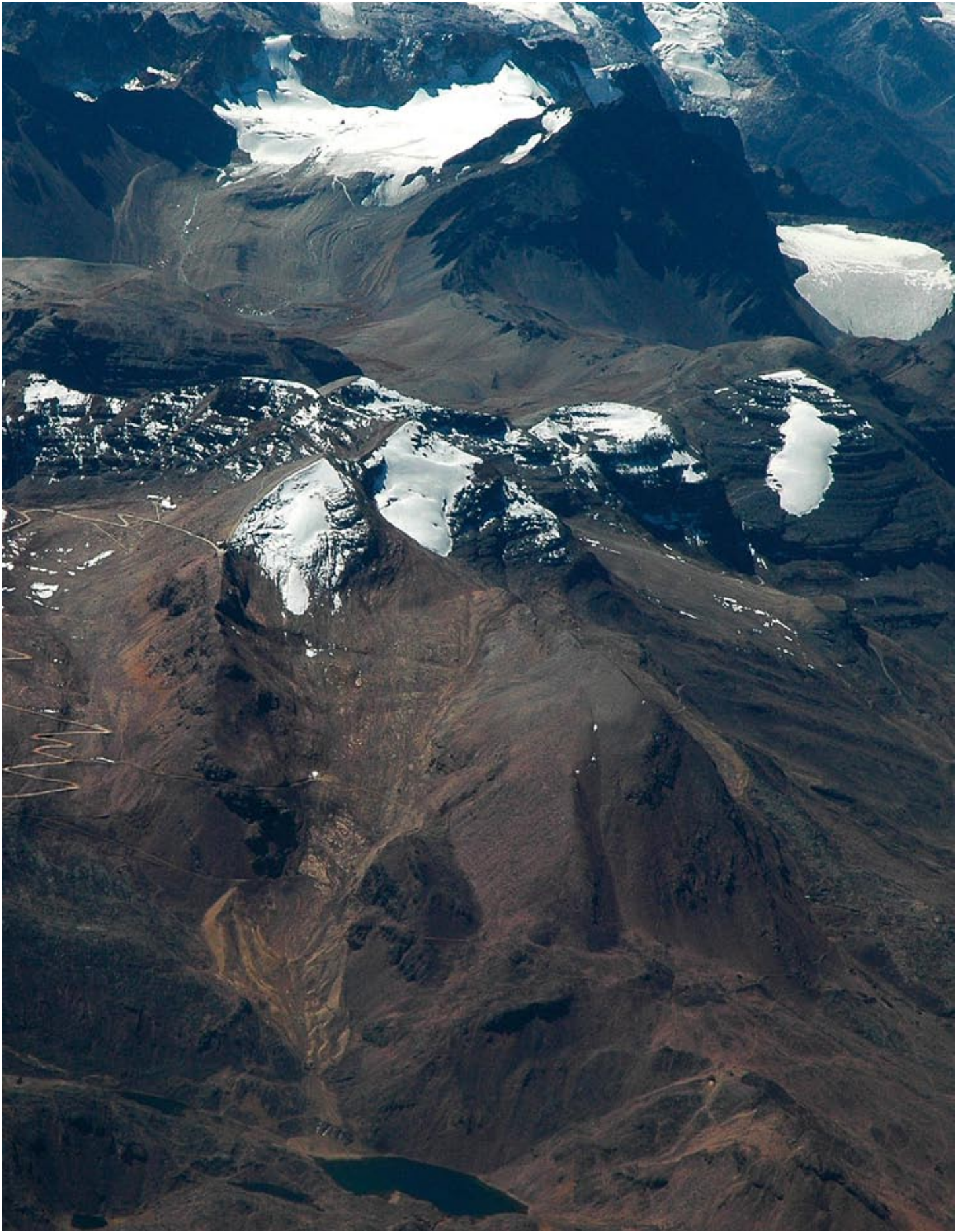
- El clima en los Andes tiene particularidades regionales, marcadas entre otras cosas, por su relación con los eventos ENSO (El Niño Southern Oscillation).
- Los eventos ENSO cálidos y fríos (los más intensos conocidos como el Niño y La Niña) son asociados a un aumento de entre 1 y 3°C en la temperatura atmosférica en los Andes.
- La contribución de los eventos ENSO tibios a la recesión de los glaciares tropicales en los Andes ha sido determinante.
- La ocurrencia de eventos ENSO acelera el retroceso de los glaciares a través de un aumento de las temperaturas (en Bolivia, Perú y Ecuador) y de una disminución de las precipitaciones (en Bolivia y Perú).
- Se prevé un aumento generalizado de la temperatura en los Andes Centrales, lo que produciría un incremento temporal de los caudales seguido de una disminución drástica del volumen y regularidad de los recursos hídricos.

Finalmente, se recomienda la elaboración de una Agenda de Investigación Científica de Cambio Climático para la Región Andina, que destaque sus prioridades de investigación como base para el desarrollo de políticas, herramientas de planificación y lineamientos para la inversión, que tomen en cuenta los posibles impactos del cambio climático. Esta Agenda se constituiría en una guía para la comunidad científica y podría servir de instrumento marco para focalizar y concentrar esfuerzos y recursos.

Asimismo, se recalca la necesidad de fortalecer la red de observación hidro-meteorológica de la región andina (con especial énfasis en las cuencas glaciares) que cuente con algunas estaciones de monitoreo por encima de los 4,000 msnm.



**GLACIARES Y CAMBIO CLIMÁTICO
EN LA COMUNIDAD ANDINA**



Sección 1

Retroceso glaciar y cambio climático en los Andes Centrales

El retroceso de los glaciares ubicados en los Andes Centrales está estrechamente vinculado al cambio climático global. Más que un hecho limitado a los Andes o a las zonas tropicales, se trata de una tendencia que afecta a todos los glaciares de montaña del mundo (IPCC, 2001; Francou y Vincent, 2007) en magnitudes diferentes.

Sin embargo, el cambio climático en los Andes tiene particularidades regionales marcadas. Una de ellas es la relación entre la variabilidad del clima y el Fenómeno "El Niño", o lo que los científicos llaman "eventos ENSO" (*El Niño Southern Oscillation*). En efecto, no se puede discutir las variaciones

del clima andino y su efecto sobre los glaciares sin tomar en cuenta que la tendencia hacia el recalentamiento que vienen experimentando las zonas andinas de montaña se combina con una oscilación climática que afecta al Pacífico ecuatorial.

En la presente sección¹ se desarrollan algunas de las características particulares de los glaciares tropicales, con énfasis en dos tendencias observadas en los Andes Centrales en los últimos 30 años: el retroceso acelerado de los glaciares y el recalentamiento de la atmósfera. Finalmente, para ilustrar esta tendencia, se presentan algunas proyecciones sobre la evolución futura de la temperatura en la atmósfera andina.

1.1 Glaciación actual en el trópico: importancia de los Andes Centrales

Los niveles actuales de glaciación en el trópico, es decir, el área cubierta por glaciares, es en realidad poco extensa. Si se sumaran las áreas de todos los glaciares tropicales ubicados en América del Sur, África e Indonesia, la superficie total sería menor a los 2,500 km²; un área comparable a la que cubren los glaciares alpinos. Los glaciares de los Himalayas, por ejemplo, sumarían una superficie glaciar cercana a los 33,000 km², es decir una cifra más de trece veces mayor (Dyurgerov y Meier, 1997).

Considerando que los glaciares tropicales son en su mayoría de pequeño tamaño (son poco frecuentes los glaciares con espesor superior a 200 m) es lógico que sus volúmenes de hielo sean también reducidos. En efecto, se estima que el derretimiento de todos los glaciares tropicales ocasionaría un aumento del nivel de los océanos inferior a 0,1 mm. A

manera de ilustración, se puede comparar esta cifra con el aumento de 24 cm que produciría el derretimiento de todos los glaciares de montaña del mundo, o con los 72 metros que produciría el derretimiento de los casquetes polares de Groenlandia y la Antártica.

En la Tabla 1.1 (página siguiente) se presenta una estimación reciente de la extensión de los glaciares tropicales, en la cual se observa que su distribución en el mundo es muy desequilibrada, aunque con una evidente preponderancia de los Andes Centrales.

Se puede observar que más del 99% de los glaciares tropicales se ubican en los Andes Centrales, y que una gran mayoría se encuentran en el Perú. Este país concentra más del 70% de la superficie total y, en consecuencia, probablemente un mayor porcentaje del volumen.

¹ Los autores de esta sección son Bernard Francou y Bernard Pouyaud

A pesar de su modesta dimensión, los glaciares tropicales despiertan un gran interés, en particular aquellos ubicados en los Andes. Varias son las razones que sustentan este interés. En primer lugar, los glaciares son importantes indicadores del cambio climático; en especial aquellos ubicados por encima de los 4,000 msnm, en donde existen muy pocos sistemas instrumentales de medición.

En segundo lugar, los glaciares andinos desempeñan un rol importante en el manejo del recurso hídrico. Son proveedores de agua en regiones de lluvias escasas, tal como sucede en el desierto costeño del Perú. Actúan también como reguladores del régimen hidrológico en casi todas las regiones andinas, particularmente aquellas que están sometidas a largas estaciones secas.

En los años en los que las lluvias son escasas (en promedio, dos de cada cinco en zonas como el Altiplano peruano y el norte de Bolivia), la fusión del hielo permite mantener un caudal mínimo de agua y así abastecer los sistemas de riego, las plantas de generación hidroeléctricas, las necesidades de los centros urbanos, las aguas subterráneas, poblaciones y los ecosistemas que dependan de estas fuentes. Lo mismo ocurre en regiones relativamente húmedas, en donde el aporte de los glaciares es crucial para mantener el abastecimiento de agua potable en ciudades como Quito, La Paz, y probablemente Lima.

Por último, los glaciares pueden ser, directa o indirectamente, causa de catástrofes. En efecto, el desprendimiento de glaciares y su caída sobre lagunas cercanas ha provocado en el pasado inundaciones mortales en la Cordillera Blanca

Tabla 1.1

- Glaciares tropicales -

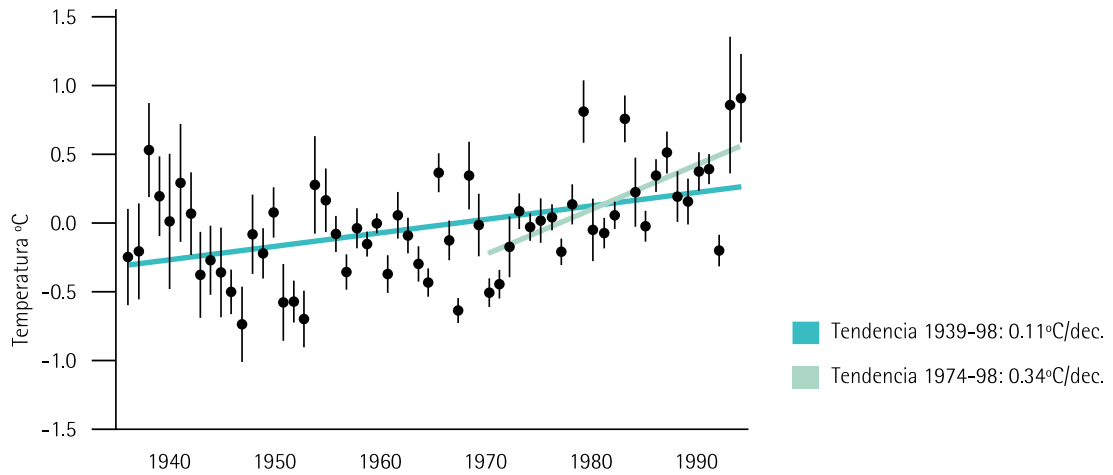
Región	Área en km ²	% de los glaciares tropicales	Año de estimación
Perú	1,958 (1,370)	71.1	1970 (2006)
Bolivia	562 (393)	20.4	1975 (2006)
Ecuador	112.8 (79)	4.1	1976 (2006)
Colombia	108.5 (76)	3.9	1950 (2006)
Venezuela	2.7 (1.8)	0.09	1950 (2006)
Total América del Sur	2,744 (1,920)	99.68	2006
Kilimanjaro	2.2		2000
Ruwenzori	0.96		2003
Mt. Kenya	0.3		2004
Total Africa	3.46	0.18	~2000
Papuasía-Nueva Guinea	2.3	0.12	2000
Total probable para los glaciares del trópico	~1,926	100	

Las cifras entre paréntesis representan estimaciones hechas por Bernard Francou y G. Kaser, más conservadoras que las originales, basadas en extrapolaciones de mediciones efectuadas sobre algunos glaciares de las zonas indicadas.

Fuentes: Kaser (1999), Jordan (1991), Hastenrath (1981), Kaser & Osmaston (2002), Thompson et al. (2002), Hastenrath (2005), Taylor et al. (2006) y Klein & Kincaid (2006) Francou y Vincent (2007).

Figura 1.1

- Temperatura en los Andes Tropicales entre 1939 y 1998 -



Fuente: Vuille y Bradley (2000)

(Perú), donde se estima un promedio de 30,000 muertos como consecuencia de al menos 30 desastres asociados a los glaciares desde 1941². En otros casos, masas de hielo derretidas por erupciones volcánicas han provocado grandes flujos de lodo, tal como ocurrió en el Cotopaxi (Ecuador) en 1877 o en el Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985.

La ocurrencia de dichas catástrofes despertó el interés por el estudio de los glaciares tropicales. Sin embargo, los

programas de monitoreo desarrollados en los últimos años se han enfocado mayormente en aspectos climáticos y sus efectos sobre el manejo del recurso hídrico.

Las culturas andinas tradicionales conocen de los beneficios generados por los glaciares, y los cultos ancestrales son manifestaciones de este afecto. Así lo demuestran las ceremonias anuales organizadas al pie de glaciares, como la del Señor del Quyllur R'iti en la Cordillera de Vilcanota.

Recuadro 1.1

- ¿Cuál es la particularidad de los glaciares tropicales? -

Tal como ocurre en las otras regiones climáticas, los glaciares tropicales son muy diversos. Algunos están constituidos por casquetes extendidos que cubren cumbres de montañas, como el Nevado Huascarán (norte del Perú) o el complejo volcánico del Coropuna en Arequipa (sur del Perú). Otros son glaciares cónicos que carecen de lenguas claramente individualizadas, como los glaciares del volcán Cotopaxi en Ecuador. Por otro lado, existen glaciares circulares y de tamaño reducido, así como otros que se extienden en forma de lenguas. En general, las lenguas glaciares en la zona intertropical no superan los 2-3 km de longitud, en contraste con glaciares del Himalaya o aquellos que se ubican en latitudes medias y altas, donde es frecuente encontrar extensiones de más de 5 km.

La mayoría de los glaciares terminan en un mismo rango altitudinal: entre 4,900 y 5,000 msnm en el norte de Bolivia, 4,800 y 4,900 msnm en la Cordillera Blanca, ó entre 4,800 y 4,900 msnm en el Ecuador. Esta altura corresponde más o menos a la posición anual de la isoterma 0°C, es decir, la línea que marca el área en donde la temperatura oscila alrededor del punto de congelación del agua.

En el trópico, la variación estacional de la línea isoterma no supera los 500 m durante el año. Este hecho hace que la ablación sea fuerte durante todo el año en las zonas bajas de los glaciares, limitando la extensión de las lenguas a baja altura. En efecto, en las zonas de ablación de los glaciares (a poca distancia del frente), la fusión aumenta de arriba hacia abajo a una tasa de 1,500-2,000 mm equivalentes. en agua (w.e). por cada 100 m, lo que es dos veces más elevada que en glaciares extratropicales. Solo algunos glaciares están relativamente protegidos de la intensidad de la ablación y pueden alcanzar alturas inferiores a los 4,500 msnm, como es el caso de los llamados "glaciares negros", cubiertos en la parte inferior de una capa de piedras que constituye una capa aislante).

² Living and dying with glaciers: people's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru, Mark Carey, Department of History, University of California, 2004

1.2 Tendencias recientes en los Andes Centrales

En los últimos años se han observado dos tendencias importantes en los Andes Centrales: el retroceso acelerado de los glaciares y el recalentamiento de la atmósfera.

1.2.1 Retroceso acelerado de los glaciares

Ilustraremos esta tendencia con el caso del glaciar Chacaltaya, el cual domina la ciudad de La Paz, en Bolivia. Tal como se muestra en el Recuadro 1.2 (página siguiente), dicho glaciar ha retrocedido dramáticamente desde 1963 (época en la que incluso se utilizaba como campo de esquí), y se encuentra condenado a desaparecer completamente antes del año 2010.

La evolución del Chacaltaya ilustra también la tendencia del clima durante los últimos 65 años. En general, esta tendencia fue moderadamente adversa para los glaciares tropicales hasta mediados de los 1970s (ver Kaser y Osmaston, 2002; Francou y Vincent, 2007).

Sin embargo, el caso del Chacaltaya fue más marcado, ya que perdió no menos de 30% de su superficie entre 1940 y 1975. Luego, desde principios de los ochenta, su retroceso prosiguió de manera fuerte y constante, sin registrarse ningún período prolongado en que esta tendencia se aminorara o revirtiera. Como resultado, para el 2005 el Chacaltaya tenía sólo el 5% de la superficie y el 0.6% del volumen de los valores registrados en 1940.

Estos hechos solamente pueden atribuirse a una alteración regional de las condiciones climáticas que permiten que procesos de acumulación y ablación (fusión) de nieve se mantengan en un equilibrio en el largo plazo. Este fenómeno afecta especialmente a los glaciares de baja altitud³, los cuales no cuentan con una zona de acumulación permanente, y por lo tanto, solo están sometidos a procesos de ablación.

Es importante señalar que esta tendencia, a pesar de no afectar de la misma manera a los glaciares de altura más extensos (aquellos con zona de acumulación por encima de

los 5,400 msnm) es suficientemente marcada en la región andina como para limitar la existencia de los glaciares "pequeños" a unos pocos decenios o a tan sólo unos pocos años, como en el caso del Chacaltaya.

1.2.2 Calentamiento de la atmósfera

Un segundo proceso importante que ha venido ocurriendo durante los últimos 30 años en el trópico andino es el calentamiento de la atmósfera. A continuación se presentan algunas evidencias de este proceso.

a) Tendencias de largo plazo

Temperatura

La temperatura de la atmósfera a nivel del suelo fue estudiada entre 1950 y 1994-1998 usando los datos de 277 estaciones ubicadas entre los paralelos 1°N y 23°S, y entre 0 y 5,000 msnm (Vuille y Bradley 2000; Vuille et al., 2003).

A pesar de una fuerte variabilidad interanual, es perceptible un incremento de la temperatura promedio de 0.11°C por década desde 1950. Enfocado sobre el período más reciente, 1974 y 1998, el incremento sube a 0.34°C, una cifra tres veces mayor. Esto se puede apreciar en la Figura 1.1 (página 26)

Si bien el aumento de temperatura ha sido significativo a cualquier altitud, éste sería menos importante en la parte oriental de los Andes Centrales y a más de 3,500 msnm. Sin embargo, hay que tomar en cuenta que las estaciones que miden la temperatura son escasas en altitudes superiores y que cubren el territorio de una manera poco homogénea.

Nubosidad convectiva

La nubosidad convectiva es aquella que se forma con los movimientos ascendentes del aire sobre una superficie cálida en presencia de humedad. Estos movimientos son generadores de nubes (cúmulos-nimbos) que tienen un alto poder reflejante.

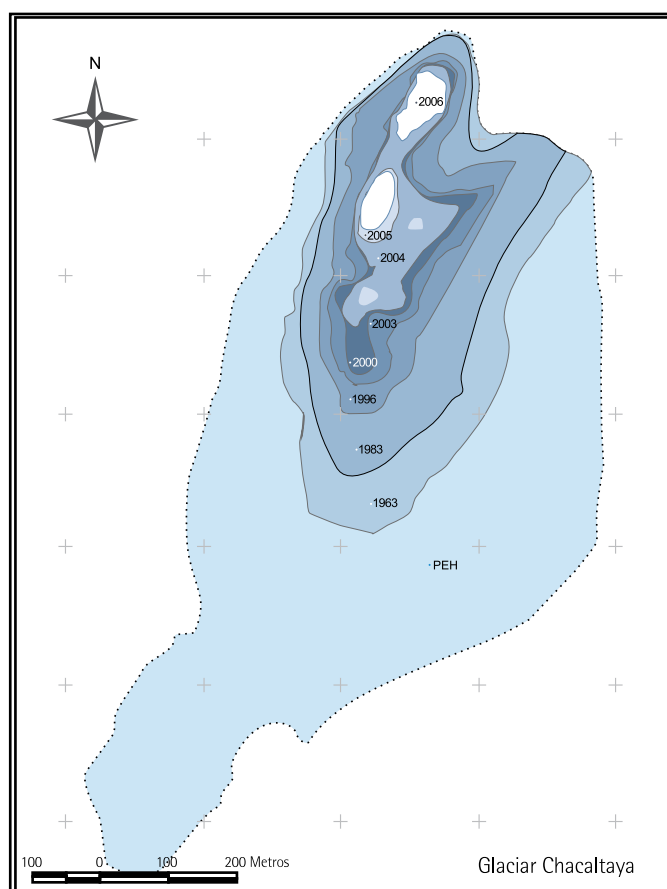
³ Se considera baja altitud a menos de 5,400 msnm en el norte de Bolivia, o por debajo de 5,200 msnm en la Cordillera Blanca y los nevados del Ecuador.

Recuadro 1.2

- El dramático retroceso del glaciar Chacaltaya en Bolivia -

En 1940, el Glaciar Chacaltaya era bastante extenso (0.223 km²) a pesar de su altitud modesta (5,395 m, y desde entonces, su extensión se redujo paulatinamente. En 1963, ésta era de 0.195 km², y en 1983, de 0.141 km². A partir de ese año, su retroceso ha sido aún más dramático.

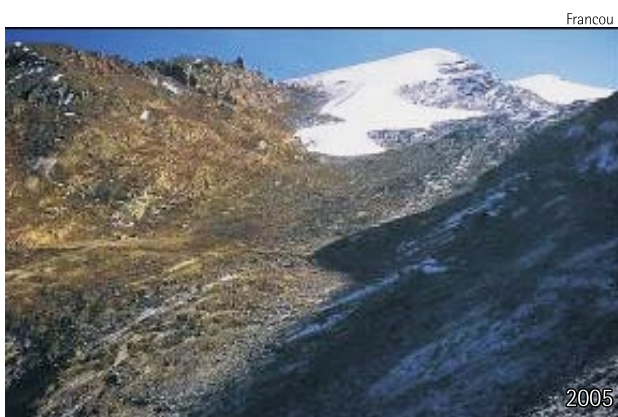
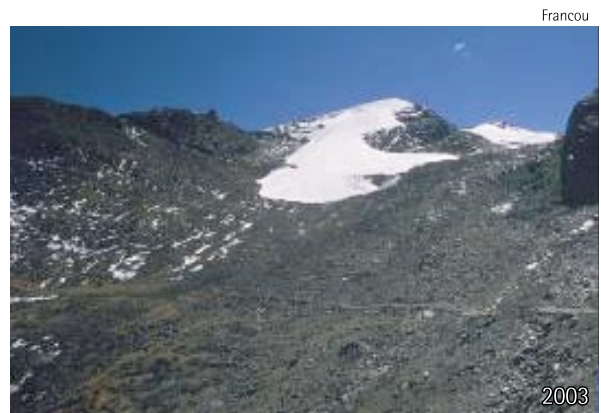
En 1998, la extensión del Chacaltaya era de 0.060 km², con un espesor máximo (medido por radar) de 15 m de hielo (Ramírez, et al., 2001). En el 2000, ésta se redujo a 0.052 km²; en el 2003 a 0.04 km² y en el 2005 a tan sólo 0.01 km². En la actualidad, partido en 3 pedazos y con un volumen de menos de 30,000 m³ de hielo, el glaciar ha perdido toda posibilidad de recuperación y va a desaparecer completamente antes del año 2010 (Ramírez et al., 2001; Berger et al., 2005).



Los contornos del glaciar, del más externo al más interno, corresponden a los siguientes períodos: Máximo de la Pequeña de Hielo (segunda mitad del siglo XVII), 1963, 1983, 1996, 2000, 2003, 2004, 2005 y 2006. Límites determinados por las morrenas, la fotogrametría, y las topografías al suelo.

Recuadro 1.3

- Glaciar Chacaltaya en los años 1940, 1982, 1996, 2000, 2003 y 2005



La radiación de onda larga reflejada por las nubes (OLR, por Outgoing Long-wave Radiation) es un buen indicador de la nubosidad convectiva, ya que mientras más alta se produce la reflexión, más baja es la temperatura emitida. Vuille et al. (2003) analizaron la evolución de esta variable entre 1979 y 1998 entre los paralelos 1°N y 23°S, y entre 0 y 5,000 msnm.

Los resultados muestran que la OLR se redujo ligeramente al norte del paralelo 10°S, lo que indicaría un ligero aumento de la nubosidad convectiva. Este aumento se produjo especialmente durante la temporada húmeda (diciembre-febrero). Al sur de este paralelo 10°S, por el contrario, se observó que la nubosidad convectiva decreció.

Precipitación

Vuille et al. (2003) también analizaron las precipitaciones ocurridas entre 1950 y 1994, usando la información de 42 estaciones de monitoreo. Los autores concluyeron que no hubo una tendencia regional clara. En el norte del Perú, las precipitaciones parecen

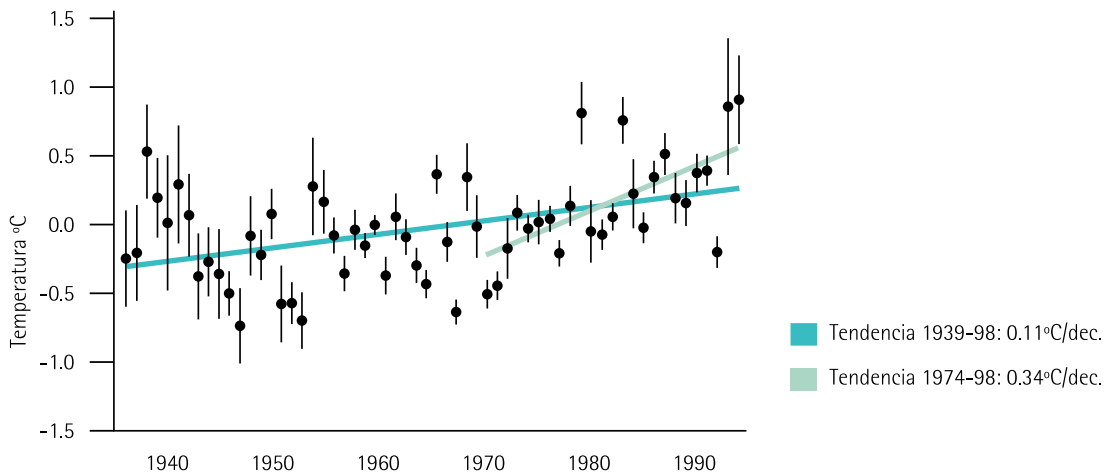
haberse incrementado; mientras que en al sur de este país y en el norte de Bolivia, el nivel de las precipitaciones habría disminuido (tanto durante la temporada húmeda como los totales anuales). Por otro lado, las lluvias se habrían incrementado ligeramente en el altiplano peruano y el norte de Bolivia durante la temporada seca (entre junio y agosto).

Humedad atmosférica

Los cambios en la humedad atmosférica parecen haber sido significativos durante los últimos 45 años, con un aumento de entre 0% y 2.5% por decenio. El aumento fue más marcado en el Ecuador y el sur de Colombia, y más moderado en el sur del Perú, oeste de Bolivia y norte de Chile (0.5-1% por decenio). Este incremento no parece haber sido mayor en ningún periodo del año, lo que se trataría de una tendencia general. Los resultados sugieren que el incremento de la humedad atmosférica no se produjo solamente por el efecto físico del aumento de temperatura, sino que la presión de vapor creció tanto en términos absolutos como relativos (Vuille et al. 2003).

Figura 1.1

- Temperatura en los Andes Tropicales entre 1939 y 1998 -



Fuente: Vuille y Bradley (2000)

b) Variabilidad de corto plazo

Temperatura

Los datos de temperatura muestran que la variabilidad en el Pacífico es controlada mayormente por los eventos ENSO. En efecto, las anomalías de temperatura registradas a nivel de suelo son precedidas por anomalías en la temperatura superficial del Pacífico central.

En la Figura 1.2a (debajo) se presentan las anomalías de temperaturas a diferentes niveles de la tropósfera. Se observa que los eventos ENSO cálidos y fríos del Pacífico (los más intensos son aquellos conocidos como "El Niño" y "La Niña", descritos en la Figura 1.4a en rojo y azul, respectivamente) son asociados a un aumento de entre 1 y 3°C en la temperatura atmosférica en los Andes (Vuille et al., 2000). En la Figura 1.2b (página siguiente), se presentan las anomalías del Pacífico ecuatorial, definidas por el Multivariate ENSO Index (MEI).

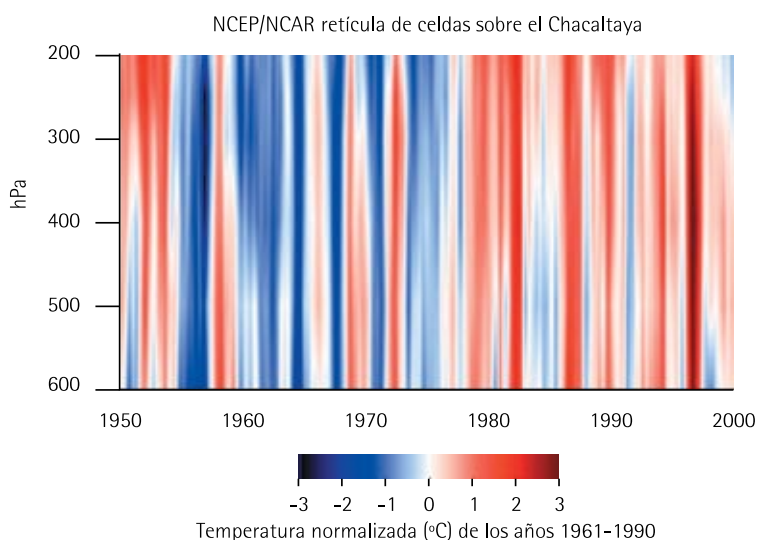
Este índice sintetiza varios parámetros de la superficie del océano y de la baja atmósfera en el Pacífico central ecuatorial. Se muestran en rojo y en azul las fases cálidas y frías, respectivamente. Las más marcadas (>1 y <-1 del eje Y) corresponden a Fenómenos El Niño y La Niña. Se puede notar el cambio de fase del Pacífico ocurrido en 1976, con Fenómenos La Niña más frecuentes antes, y Fenómenos El Niño más frecuentes después. Los valores de este índice son normalizados y calculados en promedios móviles sobre dos meses⁴.

Precipitación

La variabilidad de las precipitaciones está estrechamente relacionada con la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial. Durante los eventos cálidos, un déficit de lluvia tiende a producirse en la temporada húmeda en todas las zonas con coberturas glaciares en el altiplano, la cordillera del norte de Bolivia y la cordillera del sur del Perú, con una

Figura 1.2a

- Variaciones de la temperatura (reanálisis NCEP/NCAR) en las partes media y alta de la tropósfera en la latitud/longitud del glaciar de Chacaltaya entre 1960 y 2001⁵ -



Fuente: NCEP-NCAR 2001

⁴ Para informaciones con respecto a este índice y a su modo de cálculo, consultar <http://www.cdc.noaa.gov/people/klaus.wolter/MEI/>

⁵ Los periodos en rojo y en azul corresponden a episodios ENSO tibios y fríos en el Océano Pacífico, respectivamente.

atenuación paulatina en dirección del norte (Franco y Pizarro, 1985; Aceituno, 1988; Vuille et al., 2000).

En el norte, durante los mismos eventos cálidos, solamente se observa una disminución sistemática de los totales precipitados en el noreste del Ecuador y en Colombia, particularmente en la cuenca del río Cauca y alrededores. En el sur del Perú y en Bolivia, los eventos ENSO cálidos causan menores precipitaciones en los meses previos a la temporada húmeda, así como una irregularidad en la caída de lluvias que retrasa la instalación del manto de nieve. Este retraso intensifica el proceso de ablación en los glaciares ubicados a baja altitud. Sin embargo, cabe señalar que existen en esta región sur de la zona central de los Andes pocos estudios sistemáticos sobre la irregularidad de las precipitaciones entre los meses de octubre y enero, los cuales son cruciales para el balance de masa de glaciares a nivel anual.

A escala pluridecenal, la variabilidad de precipitaciones ha seguido una oscilación parecida a la que se ha observado en la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial central, particularmente en el altiplano. El denominado "Pacific shift" de 1976, una oscilación de baja frecuencia que afectó el océano y la atmósfera, fue acompañado por un aumento de la frecuencia e intensidad de los eventos "El Niño" hasta por lo menos 1998. De esta manera, podemos

decir que desde 1976 los eventos cálidos sobre los Andes Centrales han sido más frecuentes, y al mismo tiempo los años con un mayor déficit de lluvias (ver Figura 1.4b).

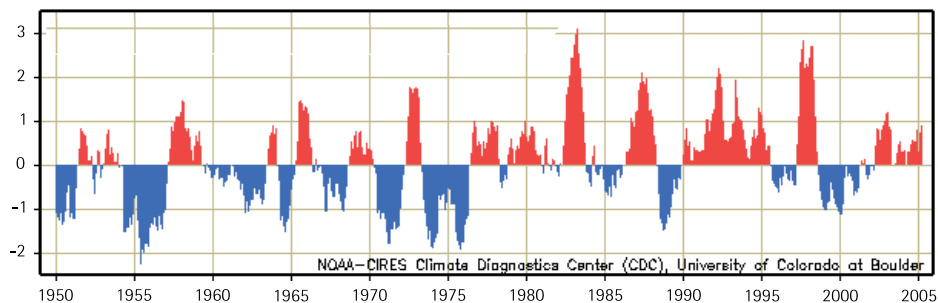
En el nivel de los glaciares, los años secos y cálidos que corresponden a "El Niño" provocan una elevación de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA, Equilibrium Line Altitude por sus siglas en inglés), mientras que los años húmedos y fríos ("La Niña") facilitan la permanencia de esta línea a un nivel más bajo, a veces muy cerca del límite inferior de los glaciares.

En conclusión, las mediciones descritas muestran evidencia de un aumento de la temperatura en las áreas analizadas, fenómeno que se habría acelerado a partir de la segunda mitad de los 1970s. Estos resultados son consistentes con los de investigaciones realizadas en los Andes de Colombia y Chile.

Algunos estudios basados en mediciones satelitales discrepan en cuanto a las tasas de calentamiento a nivel del suelo y la alta troposfera. Según Gaffen et al. (2000), entre 1979 y 1997 la temperatura habría aumentado a un ritmo menor en la parte alta de la troposfera. En cambio, un estudio reciente de Fu y Johanson (2006) sostiene que el calentamiento de la troposfera es mayor a mayores alturas. Según ellos, la temperatura se habría incrementado entre 1987 y 2003 en unos 0.20-0.24° C por decenio.

Figura 1.2b

- Índice Multivariado del ENSO entre 1950 y 2005



Fuente: Klaus Wolter; NOAA-CIRES

1.3 Previsiones para el siglo XXI

Los modelos de circulación general⁶ prevén un aumento de la temperatura en los Andes Centrales, la cual se elevaría a más de 4,000 msnm. La Figura 1.3 (debajo) presenta un modelo de la evolución de la temperatura a lo largo de los Andes Centrales. El escenario se basa en una duplicación de los gases de efecto invernadero en la atmósfera. Los puntos negros de la Figura 1.5 representan las estaciones meteorológicas, que son más escasas en las zonas elevadas de los Andes Centrales.

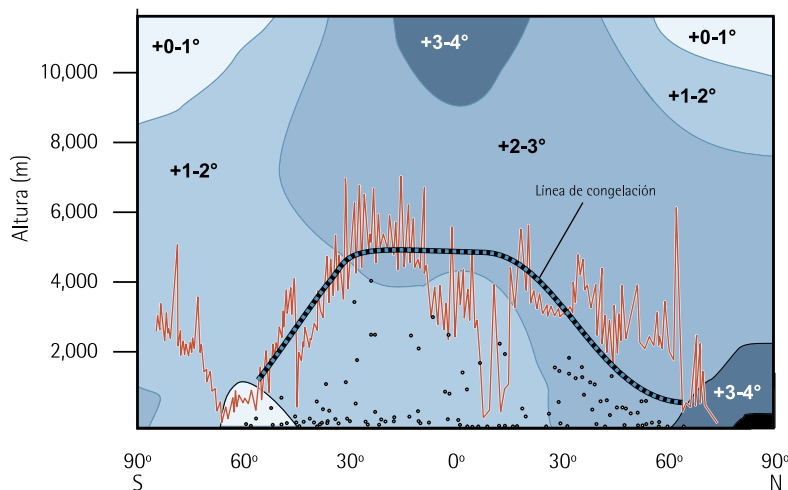
Se observa que el incremento de temperatura sería mayor al norte del paralelo 30°N, con un máximo al norte del paralelo 60°N. En el trópico (entre 30°N y 30°S), el incremento sería mayor por encima de los 4,000 msnm. Se deduce que los Andes Centrales, por su ubicación y altitud, serían fuertemente afectados por el recalentamiento, en especial los glaciares.

Si consideramos un aumento de la temperatura de 2°C y ninguna modificación de las precipitaciones, la altitud de la línea de equilibrio en el glaciar del Zongo (Bolivia) se incrementaría 290 m, hasta alcanzar más de 5,550 m. En estas condiciones, sólo algunas cumbres de los Andes Centrales estarían cubiertas por glaciares. Es importante refinar este tipo de simulación, para lo cual se necesita disponer de modelos climáticos confiables a nivel regional y modelos glaciológicos capaces de tomar en cuenta la evolución en altura de la línea de equilibrio del glaciar y la respuesta dinámica del flujo de hielo.

El nivel de precipitaciones futuras es una variable difícil de predecir, ya que los factores regionales dependientes de la circulación atmosférica, tales como los eventos ENSO o la actividad del frente polar sur son difíciles de modelar.

Figura 1.3

- Estimación del incremento de la temperatura en el caso que la cantidad de dióxido de carbono en la atmósfera se duplique -



Fuente: Mountain Research Initiative (2004)

⁶ Son modelos matemáticos basados en las ecuaciones que rigen la dinámica de la atmósfera y que predicen el estado de la misma ante la ocurrencia de perturbaciones (ver por ejemplo los informes del GIEC o IPCC, en 2001, luego en 2007).



Sección 2

Glaciares: ¿cómo y dónde estudiarlos?

Esta sección⁷ proporciona algunas definiciones básicas sobre los glaciares y la manera en que se estudian. Veremos que para estudiarlos, los glaciares son monitoreados desde diversos ángulos; y que como objetos sensibles a

la variabilidad climática, pueden servir de indicadores del cambio climático. Por último, describiremos la red de monitoreo de glaciares en los Andes.

2.1 Los glaciares y su estudio

Un glaciar es una masa de hielo que transforma agua sólida (nieve, granizo o escarcha) en hielo y la restituye en forma de vapor (por evaporación o sublimación) o en forma líquida (agua escurrida por el torrente emisario). La relación entre estas ganancias y pérdidas de masa se conoce como el balance de masa de un glaciar.

Debido a que la acumulación neta es generalmente positiva en las partes altas de un glaciar (zona de acumulación), un exceso de carga produce flujos de hielo hacia la parte baja (zona de ablación). Este fenómeno se produce debido a que el hielo, desde un punto de vista mecánico, se comporta como un cuerpo visco-plástico que se deforma bajo el efecto de su propio peso.

El hielo acumulado en las partes bajas es sometido a una intensa ablación debido a la fusión producida en la superficie. La fusión hace que el hielo desaparezca por el frente del glaciar.

Este proceso de transferencia del hielo de la zona de acumulación hacia la zona de ablación del glaciar, está controlado por (i), el balance de masa, que representa el componente climático de la evolución de un glaciar; y (ii), por las características topográficas del glaciar (pendiente,

morfología del lecho rocoso, presencia de agua a este nivel, etc.), que representan el componente dinámico del glaciar. De este segundo componente depende el tiempo de respuesta del glaciar a un cambio climático, el cual puede variar entre algunos años y más de un decenio.

El enfoque de los estudios glaciológicos practicados actualmente en los Andes Centrales por el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) y sus contrapartes considera el glaciar como un objeto hidrológico cuya masa cambia a corto plazo en función de las características del clima. Estos estudios se enfocan en los siguientes aspectos:

- a. El balance de masa, que representa el equivalente en agua de lo que gana y de lo que pierde un glaciar en un tiempo determinado. Este indicador se obtiene a partir de mediciones repetidas, ya sea de manera directa (balance glaciológico) u indirecta (balance hidrológico).
- b. Los cambios de longitud, superficie y volumen ocurridos en el pasado: el desempeño de estos indicadores proporciona información sobre la respuesta de un glaciar a los cambios de masa acumulados. Para medir

⁷ Los autores de esta sección son Bernard Francou y Bernard Pouyaud.

dichos cambios, se utilizan métodos geodésicos de terreno, análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales, y reconstrucciones hechas en base a análisis geomorfológicos o de investigaciones históricas.

- c. La sensibilidad del glaciar al clima, que consiste en identificar las correlaciones entre la evolución de un

glaciar y el clima. Estos análisis se basan en el estudio directo de los procesos ocurridos en la superficie del glaciar a partir de un balance energético. La sensibilidad también puede ser analizada a través de relaciones estadísticas entre el balance de masa y diversas variables climatológicas medidas en estaciones meteorológicas o estimadas a través de modelos de circulación general.

2.2 Variaciones geométricas

La dinámica de un glaciar puede ser analizada estudiando el desplazamiento de las balizas que sirven para estimar el balance y su cambio de altura a partir de un punto fijo. Un balance neto positivo, por ejemplo, se refleja por un aumento de la velocidad y del espesor del glaciar.

La respuesta de un glaciar a un cambio de balance es variable. Esta depende de su tamaño, espesor, geometría del lecho rocoso, pendiente promedio, de la cantidad de agua entre el hielo y el lecho, y de la temperatura del hielo a nivel de lecho. Los glaciares que presentan una fuerte pendiente, amplias zonas de acumulación, hielo a temperatura de fusión y una geometría regular del lecho rocoso (cercana a un cilindro perfecto) son los que usualmente responden rápidamente a series sucesivas de balances positivos o negativos.

El movimiento del frente del glaciar en un año determinado (avance, retroceso o estabilidad) es el resultado del efecto combinado de la ablación producida en el frente y de la dinámica del glaciar. Esta última depende, a su vez, del efecto acumulado de los balances de los años precedentes

y del espesor máximo del glaciar.

En el caso de glaciares de pequeño tamaño (inferiores a 1km²), la extensión de las zonas de acumulación y de ablación varían cada año, por lo que es posible que durante ciertos años la superficie entera del glaciar se convierta en una zona de ablación o en una de acumulación. Dichos glaciares tienen una dinámica poco activa con una velocidad muy reducida.

Por otro lado, los glaciares más grandes pueden tardar entre cinco y diez años en responder a cambios del entorno. Esto quiere decir que el movimiento del frente de un glaciar durante un año determinado depende tanto del balance de masa en la zona de ablación durante ese mismo año, como del exceso o déficit acumulado en toda la superficie del glaciar durante los diez años anteriores. Esto explica porqué el análisis decenal de las variaciones en el frente de un glaciar (análisis de datos registrados durante periodos de diez años) ofrece valiosa información sobre la tendencia de la variación del clima.

2.3 El balance de masa

El balance de masa constituye la información básica más importante para el estudio de los glaciares: Es el cambio de masa (medido como un volumen de agua equivalente), ocurrido durante un periodo de tiempo, normalmente la duración del año hidrológico. El balance de masa anual se denota bajo su forma específica en mm w.e. a⁻¹ (milímetros de agua equivalente por año)

Son dos las principales variables a medir: la acumulación neta y la ablación.

- a. La **acumulación neta** es la cantidad de nieve y hielo acumulada a lo largo de un año hidrológico. Proporciona información acerca de la cantidad de precipitaciones sólidas recogidas por el glaciar durante un año hidrológico.

Esta variable se estima abriendo un pozo o realizando una perforación en el glaciar y midiendo el espesor y la densidad del hielo. El resultado es un "perfil de densidad" que puede tomar la forma indicada en la Figura 2.1 (ver página siguiente).

Recuadro 2.1

- Cálculo del balance de masa -

La ecuación básica del balance en un punto del glaciar entre dos periodos de medición db/dt se escribe de la siguiente manera:

$$db/dt = \rho dh/dt + \int dp/dt dz$$

donde ρ es la densidad del hielo de espesor h , que varía según el tiempo t .

El primer término de la ecuación representa el cambio de la masa de hielo (con densidad constante) durante un periodo de tiempo. El segundo término es el cambio de densidad de la columna de espesor z sobre el periodo de tiempo t .

Para extender el balance a todo el glaciar, se utilizan diversos puntos de medición (balizas, pozos, sondeos) distribuidos de acuerdo a una red bien definida. El principio básico consiste en ponderar el balance medido por el área del rango relativo del glaciar, según la siguiente expresión:

$$B_n = (1/S) [\sum (b_{n1}S_1 + b_{n2}S_2 + \dots + b_{nj}S_j)]$$

donde B_n corresponde al balance neto específico del glaciar; S a su superficie total; b_{n1} , b_{n2} , b_{nj} al balance ponderado por el área S_j dentro de los rangos de altura (j) generalmente de 20, 50 o 100 m, según la amplitud altimétrica del glaciar.

En este caso, la primera capa basal (formada antes de la temporada de acumulación 2002-2003) está a 130 cm de profundidad, lo que indica una acumulación neta posterior de unos 530 mm de agua durante este ciclo. La segunda, formada antes de la temporada de acumulación 2001-2002, está a 320 cm, lo que corresponde a una acumulación neta posterior de unos 870 mm de agua. Sin embargo, hay que considerar que una parte de la acumulación original ha podido perderse por sublimación o fusión. El viento también ha podido remover la nieve, produciendo una redistribución en otras partes del glaciar.

b. La **ablación** es el resultado directo del balance energético a la superficie del glaciar (la suma de fusión

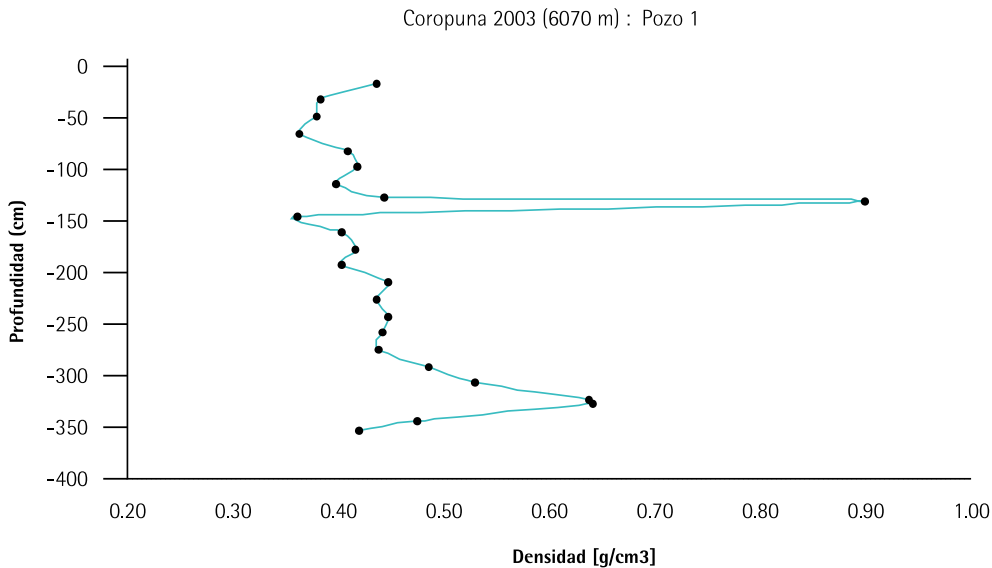
y sublimación). Se mide entre meses o años a partir de balizas repartidas sobre la zona de medición.

En el Recuadro 2.2 (página siguiente) se muestran los diversos métodos empleados para medir el balance de masa en un punto, tomando en cuenta las diferentes densidades de nieve y hielo.

Racoviteanu et al (2007) estudiaron el área de glaciación del nevado Coropuna (6,420 msnm) utilizando sensores espaciales. Este nevado está ubicado en la Cordillera Ampato, en el sur del Perú. Los resultados fueron que el área de glaciación, que se estimaba en 82.6 km² en 1962, se había reducido a 60.8 km² en octubre de 2000.

Figura 2.1

- Densidades medidas por perforación en el cuello norte del Coropuna (Perú) -



Fuente: IRD-Great Ice, de acuerdo a una medición realizada en 2003 (Francou et al. 2004).

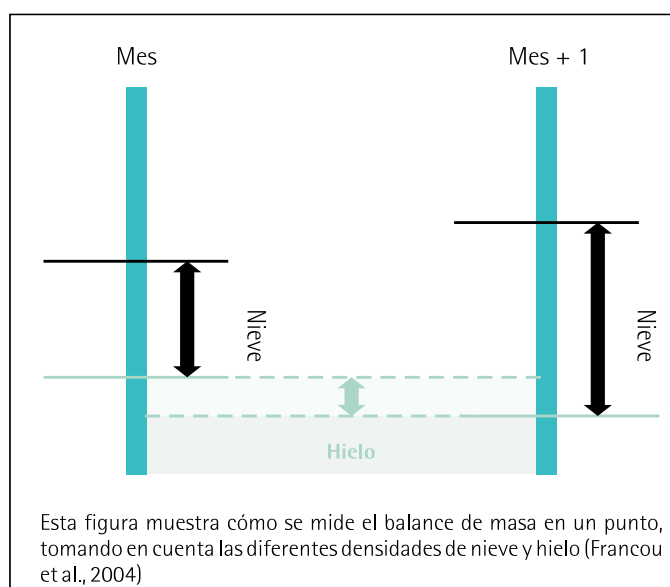
Recuadro 2.2

- ¿Cómo se mide el balance de masa? -

Varios métodos permiten estimar el balance de masa de un glaciar. Los más precisos requieren de un monitoreo en el terreno.

1. Método directo mediante pozos y balizas en diversos puntos del glaciar

El método más comúnmente utilizado mide directamente en el terreno el cambio de masa del glaciar. Esta medición se lleva a cabo a partir de la instalación de una red de estacas (llamadas "balizas") en la mayor parte del glaciar. En la sección alta, donde generalmente la acumulación supera la ablación, se excavan pozos o se hacen perforaciones en donde se mide directamente la cantidad de nieve o de hielo acumulada entre el inicio y el fin del año hidrológico. Posteriormente esta cantidad es convertida en su equivalente en agua.



El procesamiento de datos se lleva cabo a través de tres etapas. La primera corresponde a la división del glaciar en rangos de altura que fluctúan generalmente entre 50 y 100 m (aunque en glaciares pequeños, los rangos pueden ser de 25 m). En la segunda etapa, se calculan los valores medidos para cada rango. En el caso de que ninguna baliza haya sido instalada en un rango, los valores del balance son obtenidos por interpolación. Finalmente, el balance neto específico B_n es el valor de balance ponderado por su superficie relativa utilizando la siguiente ecuación:

$$B_n = \sum B_i (s_i/S)$$

donde B_i corresponde al balance de un rango de altura i , s_i a la superficie del rango de altura y S a la superficie total del glaciar

Recuadro 2.2 (continuación)**- ¿Cómo se mide el balance de masa? -****2. Métodos topográficos de terreno**

Este método consiste en realizar anualmente un levantamiento topográfico detallado del glaciar, con el objetivo de medir su superficie y contorno. Con los resultados de dichas mediciones se construye un "Modelo Digital de Terreno" que permite comparar las últimas mediciones con aquellas de años anteriores y así como calcular las pérdidas de área y volumen. Las pérdidas distribuidas sobre todo el glaciar y convertidas en equivalente agua proporcionan el balance de masa por rango de altura. Finalmente, se confecciona un mapa calculando las líneas de igual balance de masa.

Es importante destacar que este método se adapta mejor a glaciares de tamaños pequeños o a aquellos en los cuales se efectúan medidas una vez cada varios años.

3. Método de restitución aerofotogramétrica

La restitución aerofotogramétrica permite estimar los cambios de superficie y de volumen de hielo a través del análisis de pares estereoscópicos compuestos por fotografías aéreas de fechas diferentes (generalmente varios años).

Algunas imágenes satelitales permiten llevar a cabo este tipo de análisis (ASTER, SPOT, ALOS, por ejemplo). Sin embargo, el uso de este método para el estudio de los glaciares de montaña ubicados en los Andes Centrales está limitado en muchos casos por ser todavía, en vertical, de más baja resolución que las fotografías aéreas.

4. Método indirecto del balance hidrológico

Este método establece una comparación anual entre la cantidad de hielo acumulado por las precipitaciones sólidas medidas o estimadas (P) y la ablación (evaporación y sublimación) medida o estimada (E). También se considera la fusión (R) medida directamente a través de una estación limnigráfica ubicada sobre el torrente emisario a poca distancia del glaciar. Luego, una primera aproximación del balance hidrológico (Bh) se obtiene aplicando la siguiente ecuación:

$$Bh = P - R - E$$

Sin tomar en cuenta la sublimación, pero considerando el promedio de las precipitaciones colectadas por los pluviómetros (P), la superficie del glaciar (SG), el caudal de derretimiento (D), la superficie total de la cuenca donde se localiza (S) y el coeficiente de escurrimiento (c_e), el balance hidrológico bh se puede obtener de la siguiente manera:

$$bh = P - 1/SG [D - (S-SG) c_e P]$$

Cabe mencionar que estos diversos métodos para obtener el balance de masa deben ser llevados a cabo paralelamente para poder validar y comparar los resultados.

2.4 La ablación como producto del balance de energía

Las mediciones meteorológicas en la superficie de los glaciares permiten calcular el balance de energía entre el glaciar y la atmósfera, y así comprender cómo el glaciar responde físicamente a las variables meteorológicas. El cálculo del balance de energía se realiza mediante una estimación de los

flujos energéticos (radiativos, conductivos y turbulentos) entre el glaciar y la atmósfera. Para este fin, el IRD ha desarrollado un tipo de estación meteorológica llamada SAMA (Station Automatique Météorologique d'Altitude), la cual se aprecia en el Recuadro 2.3 (debajo):

2.5 Balance hidrológico en cuencas glaciares

Una cuenca vertiente es el espacio geográfico sobre el cual se analiza el balance hidrológico. Dos elementos diferencian las cuencas que poseen una superficie glaciar significativa de aquellas que no las poseen:

- a. Como las superficies glaciares y no glaciares tienen comportamientos hidrológicos extremadamente distintos, los procesos y regímenes hidrológicos en ambos

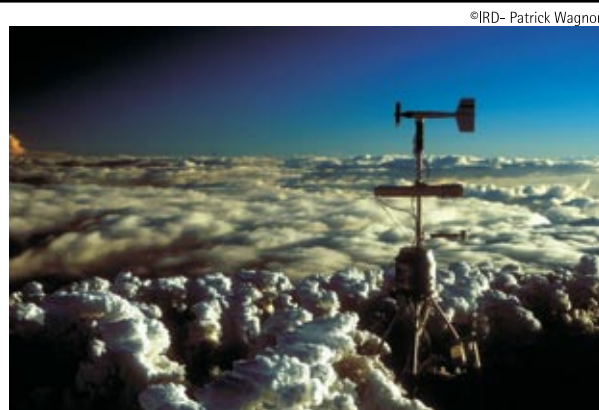
tipos de cuencas son también muy diferentes.

- b. Las dinámicas hidrológicas y glaciológicas ocurren simultáneamente, pero en diferentes periodos de tiempo.

Cabe señalar que el balance hidrológico de una cuenca con un fuerte componente glaciar se analiza en periodos de tiempo relativamente largos, que van desde mensual a interanual.

Recuadro 2.3

- Estación SAMA -



Recuadro 2.4

- Balance hidrológico -

La ecuación del balance hidrológico para una cuenca vertiente en un periodo de tiempo determinado resulta ser la traducción de la ecuación de conservación:

$$P + V = D + E + (V + \Delta V)$$

Donde P son las precipitaciones líquidas y sólidas; V el almacenamiento de agua (agua de superficie, subterránea, humedad del suelo, nieve, hielo, etc.); D el escurrimiento que sale de la cuenca (superficial y subterráneo); E la evaporación (incluye la sublimación de la nieve y hielo y la evapotranspiración de la cobertura vegetal); y $V + \Delta V$ los estados de almacenamiento al final del paso de tiempo del balance. Cabe mencionar que los componentes del balance hídrico se expresan usualmente en volúmenes (m^3) o en altura de agua (mm), si los relacionamos con la superficie S de la cuenca.

Esta ecuación nos dice que la diferencia entre la cantidad de agua entrante y saliente de una cuenca durante un periodo determinado es igual a la variación del volumen (ΔV) de agua almacenada por el sistema durante dicho periodo:

$$\Delta V = P - E - D$$

La diferencia (P-D) es también llamada déficit de escurrimiento. En el caso de una cuenca hidrológica sencilla, relativamente impermeable, sin glaciares ni aguas subterráneas, podemos considerar que ΔV es cero. En este caso, la ecuación se convertiría en $E = P - D$, lo que quiere decir que para este tipo de cuencas el déficit es más o menos equivalente a la evaporación de la cuenca (incluyendo sublimación y evapotranspiración) y que las variaciones del almacenamiento son mínimas.

Para que esta formulación pueda aplicarse a las cuencas con superficie glaciar considerable, la acumulación debería ser igual, en promedio, que la ablación ocurrida por deshielo y sublimación. Sin embargo, en un contexto de cambio climático, la cantidad de agua almacenada en los glaciares que es restituida a la cuenca es mucho mayor que la que se acumula por precipitación. En este caso, ΔV ya no sería despreciable y corresponde al volumen de derretimiento F correspondiente al volumen de hielo perdido o ganado por el glaciar:

$$F = P - E - D$$

Lamentablemente, no es posible medir con exactitud ni el nivel de precipitaciones (P) ni el de evaporación (E). Estas variables son estimadas para un periodo determinado como la cantidad de nieve y de hielo acumulada (P-E) en la zona de acumulación o desaparecida en la zona de ablación (P-E-F).

La comparación de P - E, con de D es muy instructiva:

Si $P - E > D$, eso quiere decir que los glaciares aumentan en volumen y avanzan.

Si $P - E < D$, eso traduce en lo contrario la desglaciación y el retroceso de los glaciares

2.6 El sistema de observación de glaciares en los Andes Centrales

A pesar de que varios tipos de observaciones de glaciares en los Andes Centrales se llevaron a cabo con anterioridad, recién a principios de la década de los noventa se empezó a desarrollar una red integrada de monitoreo en el área andina.

Este sistema se desarrolló en varias etapas. Empezó en 1991 en Bolivia, con la observación de los glaciares Zongo y Chacaltaya; y continuó en 1994 en el Ecuador, con la observación de los

glaciares Antizana 15α y Carihuairazo. Se extendió finalmente al Perú en los años 1998-2000, que ya tenía informaciones sobre varios glaciares, en particular en la Cordillera Blanca.

En el Mapa 2. (abajo) se presenta la ubicación de los glaciares más monitoreados de los Andes Centrales en la actualidad. Otros glaciares que también son monitoreados permanentemente son los de los nevados Santa Isabel (Parque Los Nevados, Colombia) y Cajap (Cordillera Blanca, Perú).

Mapa 2.1

- Glaciares monitoreados en los Andes Centrales con el apoyo del IRD -



Los glaciares monitoreados aparecen como triángulos rojos y letras azules. Los triángulos negros con letras negras en *italico* corresponden a nevados donde el IRD participó en la extracción de testigos de hielo por perforaciones profundas

En la Tabla 2.1 (abajo) se precisan los glaciares sobre los cuales se realizan mediciones periódica y permanentemente. Nótese que las series de datos completos más largas provienen de Bolivia (Zongo y Chacaltaya, desde 1991); seguidos por las del Antizana 15α, desde 1994. El monitoreo de los demás glaciares se inició después del año 2000, aunque ya se habían hecho mediciones parciales de algunos glaciares de la Cordillera Blanca.

Cabe mencionar que la red de monitoreo de estos glaciares forma parte de una red de observación más extensa. En la Tabla 2.2 (página siguiente) se puede observar la lista de los glaciares monitoreados actualmente en los Andes y México por diversas instituciones que en el año 2004 decidieron formar un grupo de interés científico y técnico, con apoyo del programa hidrológico de la UNESCO y otras instituciones.

Tabla 2.1

- Glaciares del área andina monitoreados permanentemente y métodos utilizados -

Glaciares	Bm	Bh	Topo in situ	Rest foto	Be	Meteo (T, P)
Zongo 16°S (*)	+	+	+	+	+	+
Chacaltaya 16°S (*)	+	+	+	+		+
Charquini S 16°S (*)	+	+	+	+		+
Charquini N 16°S (*)	+			+		
Sullcón 12°S (**)	+	+				+
Yanaramey 10°S (**)	+	+	+	+		+
Uruasraju 10°S (***)	+	+	+	+		+
Artezonraju 9°S (**)	+	+	+		+	+
Carihuairazo 1°S (4*)	+		+			
Antizana 15 0°28S (5*)	+	+	+	+	+	+
Antizana 12 Los Crespos 0°28S (5*)	+	+	+		+	+

Leyenda:	Bm	Balance de masa con pozos y balizas	(*)	IRD-IHH-COBEE-SENAMHI
	Bh	Balance hidrológico con pluviómetros y limnigrafos	(**)	IRD-INRENA
	Topo in situ	Topografía de terreno	(***)	INRENA
	Rest Foto	Restitución fotogramétrica (un modelo para un periodo de varios años)	(4*)	IRD-INAMHI
	Be	Balance de energía a partir de estaciones completas (sobre el glaciar o al lado)	(5*)	IRD-INAMHI-EMAAP-Q
	Meteo (T,P)	Mediciones meteorológicas básicas (temperatura y pluviometría)		

Tabla 2.2

- Glaciares monitoreados en los Andes y México -

País	Glaciar	Región	Método	Inicio	Institución
Mexico	Orizaba	Faja Volcanica	GL	-	UNAM
	Iztaccihuatl	Sierra Nevada	GL	-	UNAM
Colombia	Santa Isabel	Cord Central	GL	2005	INGEOMINAS, IDEAM
Ecuador	Antizana 15	Cord Oriental	GL + H	1994	INAMHI, IRD, EMAAP-Q
	Los Crespos		GL + H	2002	INAMHI, IRD, EMAAP-Q
	Carihuayrazo	Cord. Occidental	GL	2000	INAMHI, IRD
	Cotopaxi	Cord. Central	GE	2004	UD, INAMHI, IRD
Perú	Yanamarey	Cord. Blanca	GL + H	1980	UGRH-INRENA, IRD
	Artesonraju		GL + H	2000	UGRH-INRENA, IRD
	Uruashraju		GL	1980	UGRH-INRENA, IRD
	Shallap		GL	2002	UGRH-INRENA, IRD
	Shullcon	Cord. Central	GL + H	2002	UGRH-INRENA, IRD
Bolivia	Zongo	Cord. Real	GL + H + GE	1991	IRD, IHH
	Charquini Sur		GL + H + GE	2002	IRD, IHH
	Chacaltaya		GL + H + GE	1991	IRD, IHH
	Charquini N.		GL	2004	IRD, IHH
Argentina	Piloto Este	Andes Centrales	GL	1978	IANIGLA
	Horcones Sup.		GL	2000	IANIGLA
	Perito Moreno	Campo de H.P.S	Perfil	1990	IAA
	Vinciguerra	Tierra del Fuego	GL + H	2003	CADIC, DRH, IAA
	Martial Este	Tierra del Fuego	GL	2000	CADIC, DRH, IAA
	Bahia Del Diablo	Península Antartica	GL	1998	IAA
Chile	Tapado	Norte Chico	GL	1998	CEAZA, CAZALAC
	Echaurren	Chile Central	GL	1975	DGA
	Mocho	Reg. de Los Lagos	GL + GE	2003	CECS
	Nef	Campo de Hielo N	H	2005	IRD, DGA, CECS
	Chico	Campo de Hielo S	GL + GE	1994	CECS, Uch
	Tyndall		GL	1985	UMAG/ CEQUA
	Lengua	Gran Campo Nevado	GL	1999	PGCN
	Patriot Hills	Antártica	GL + GE	1995	CECS

Leyenda: GL Balance de masa glaciológico.
H Mediciones hidrológicas.
GE Prospección geofísica para la determinación de los espesores de hielo.

Fuente: Grupo de Trabajo en Nieves y Hielos (GTNH).



Sección 3

El retroceso glaciar en un contexto de cambio climático regional

Esta sección⁸ se inicia con una revisión de los principales resultados de las mediciones sobre la evolución de los glaciares tropicales. Luego, se analizan los datos de balance de masa en Bolivia y Ecuador desde principios de los noventa, para lo cual se ha utilizado información medida en toda la superficie del glaciar para resaltar el hecho de

que los glaciares ubicados en los Andes Centrales responden simultáneamente a las fluctuaciones del clima.

También se analiza la relación entre los eventos ENSO y las fluctuaciones de balance de masa, y finalmente se presentan las conclusiones de la sección.

3.1 Una clara aceleración del retroceso glaciar desde los años setenta.

En todos los glaciares en los que el balance de masa ha sido estimado, se ha observado que el tiempo de respuesta del frente ante variaciones climáticas es relativamente corto (por lo general un año). Este fenómeno se debe a que en glaciares de pequeño tamaño (como los tropicales) las tasas de ablación se incrementan conforme se avanza hacia la parte baja, a tasas generalmente mayores que en glaciares de mediana altitud (Kaser y Osmaston, 2002).

Es importante resaltar que todos los glaciares observados en los Andes Centrales han acelerado su retroceso durante los últimos 25 años. La Figura 3.1 (en la siguiente página) presenta la evolución de diez de ellos.

A pesar que la serie de datos no es continua antes de los 1980s, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

a. Aunque la información entre 1948 y 1970 es escasa, evidencias de la Cordillera Blanca peruana (glaciares Broggi,

Uruashraju, Yanamarey) señalarían un retroceso moderado de entre 50 y 150 m por década durante este periodo.

b. Los glaciares permanecieron relativamente estables durante la década de los setentas (inclusive desde algunos años anteriores). El retroceso se limitó a alrededor de 100 m por década sobre los glaciares medidos.

c. Después de 1980 el retroceso fue rápido y generalizado, aunque ocurrió por etapas. Una primera etapa de aceleración ocurrió a principios de los ochentas, seguida de una desaceleración hasta principios de los noventas. El proceso volvió a acelerarse a mediados de esta década.

d. Después de un detenimiento entre 1999 y 2001, el retroceso se aceleró nuevamente.

En el glaciar Charquini Sur, una reconstrucción fotogramétrica de fotografías aéreas de 1940, 1956, 1963, 1974, 1983 y

⁸ Los autores de esta sección son: Bernard Francou, Bolívar Cáceres, Eric Cadier, Alejo Cochachin, Vincent Favier, Robert Gallaire, Jesus Gomez, Luis Maisincho, Javier Mendoza, Bernard Pouyaud, Antoine Rabatel, Edson Ramirez, Jean-Emanuel Sicart, Alvaro Soruco, Thomas Berger, Marcos Villacis, Patrick Wagnon y Marco Zapata.

1997, completadas por mediciones topográficas llevadas a cabo en 2004, muestra que entre 1940 y 1974 se produjo un déficit de balance de masa moderado de 300 mm w.e. a⁻¹. Sin embargo, éste se incrementó a 750 mm w.e. a⁻¹ en la últimas décadas (Rabatel et al. 2005), tal como se muestra en la Figura 3.2. Esta nueva observación confirma una estimación previa llevada a cabo por Ramírez et al. (2001) en el glaciar Chacaltaya, la cual muestra un aumento del déficit desde 1983, el cual se acelera después de 1991.

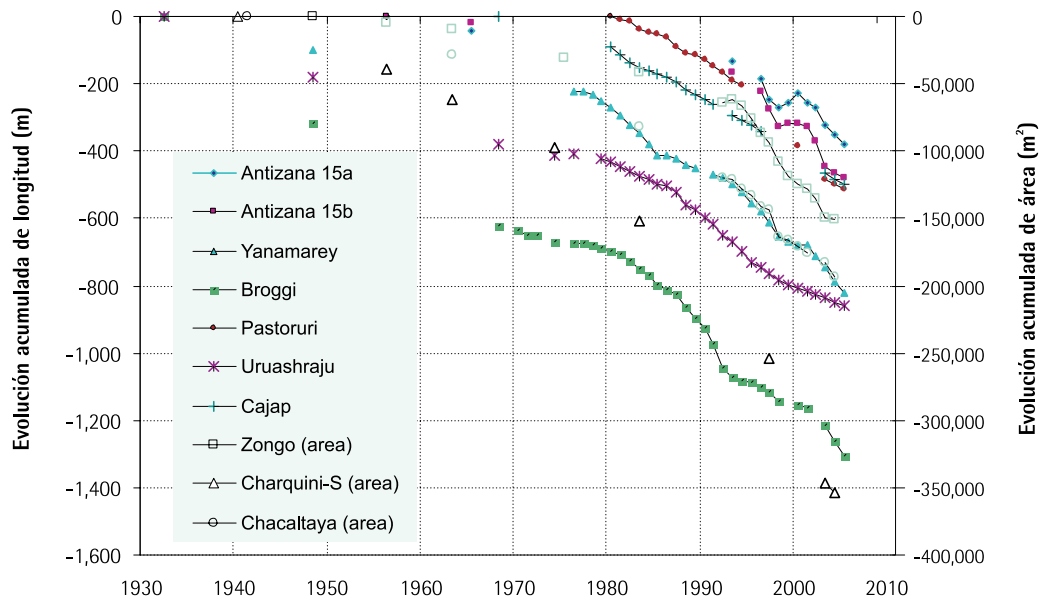
Uno podría tener la impresión de que el retroceso afecta en menor medida a las grandes masas de hielo ubicadas en nevados de gran altura. Sin embargo, un reciente análisis aerofotogramétrico llevado a cabo por Jordan et al. (2005)

en el volcán Cotopaxi (Ecuador) de 5,897 msnm y de 15 km² de superficie glaciar en 1997, muestra que su masa de hielo se redujo 30% entre 1956-1976 y 1976-1997 (Figura 3.3). Según una estimación más reciente utilizando una foto de 2006, y aplicando el mismo método, se encuentra una reducción sobre los treinta últimos años (1976-2006) de 38,5% (Cadier y 12 otros, 2007).

Un retroceso de la misma magnitud ha sido estimado por Brecher y Thompson (1993) en un glaciar saliente del nevado Quelccaya en el Perú. En el Ecuador, así como en otras zonas de los Andes Centrales, la aceleración observada desde 1975-1980 evidencia un cambio climático ocurrido a escala regional.

Figura 3.1

- Evolución de la longitud (izquierda) y área (derecha) de diez glaciares en los Andes Centrales⁹ -

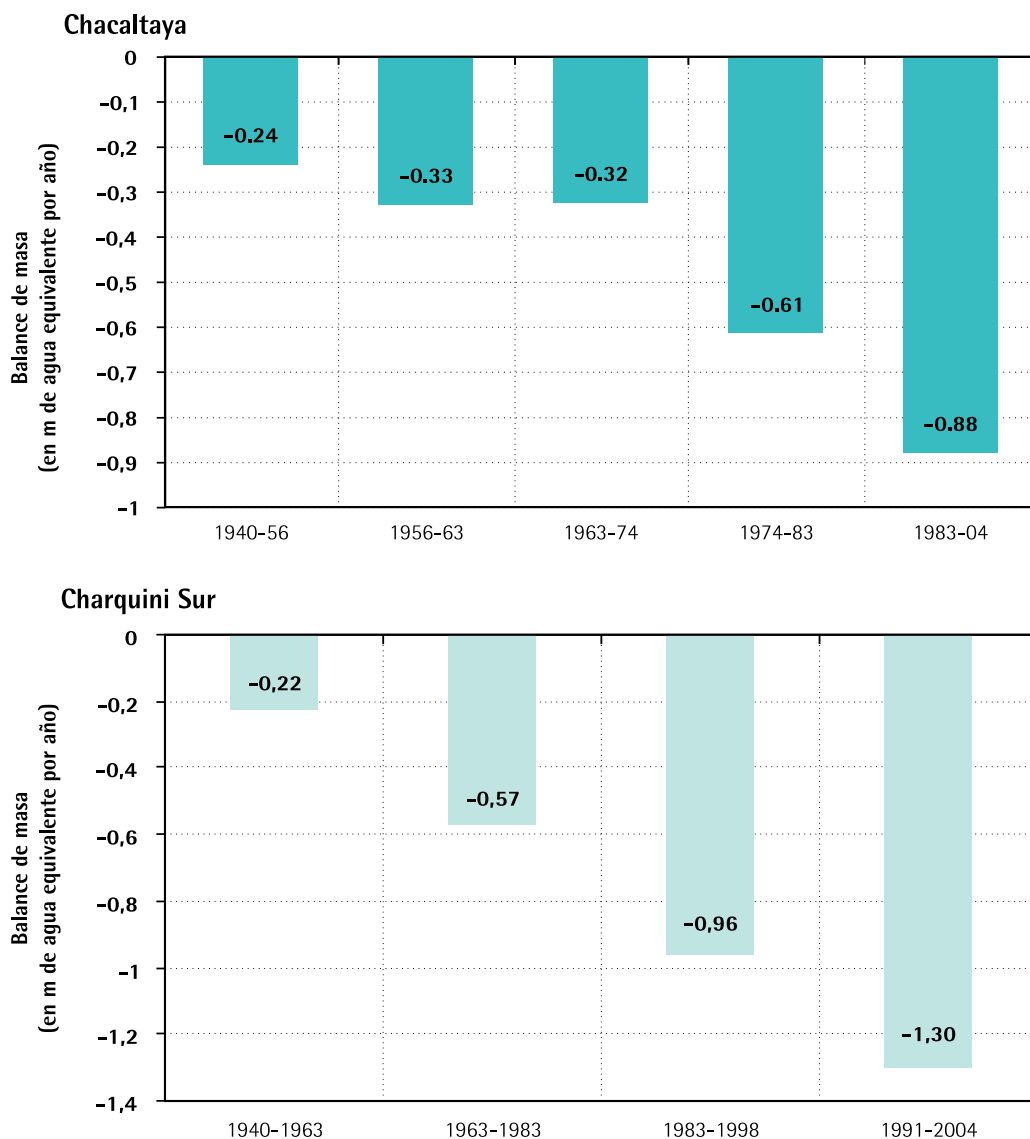


Fuente: IRD, IHH, SENAMHI-Bolivia, INRENA, INAMHI, EMAAP-Q

⁹ Información de mediciones directas y reconstrucciones aerofotogramétricas. Solo la evolución del área de los glaciares bolivianos (Zongo, Chacaltaya y Charquini Sur) se presenta en términos de cambios de área.

Figura 3.2

- Estimación del balance de masa promedio de los glaciares Charquini Sur (gráfico superior) y Chacaltaya (gráfico inferior)¹⁰ -

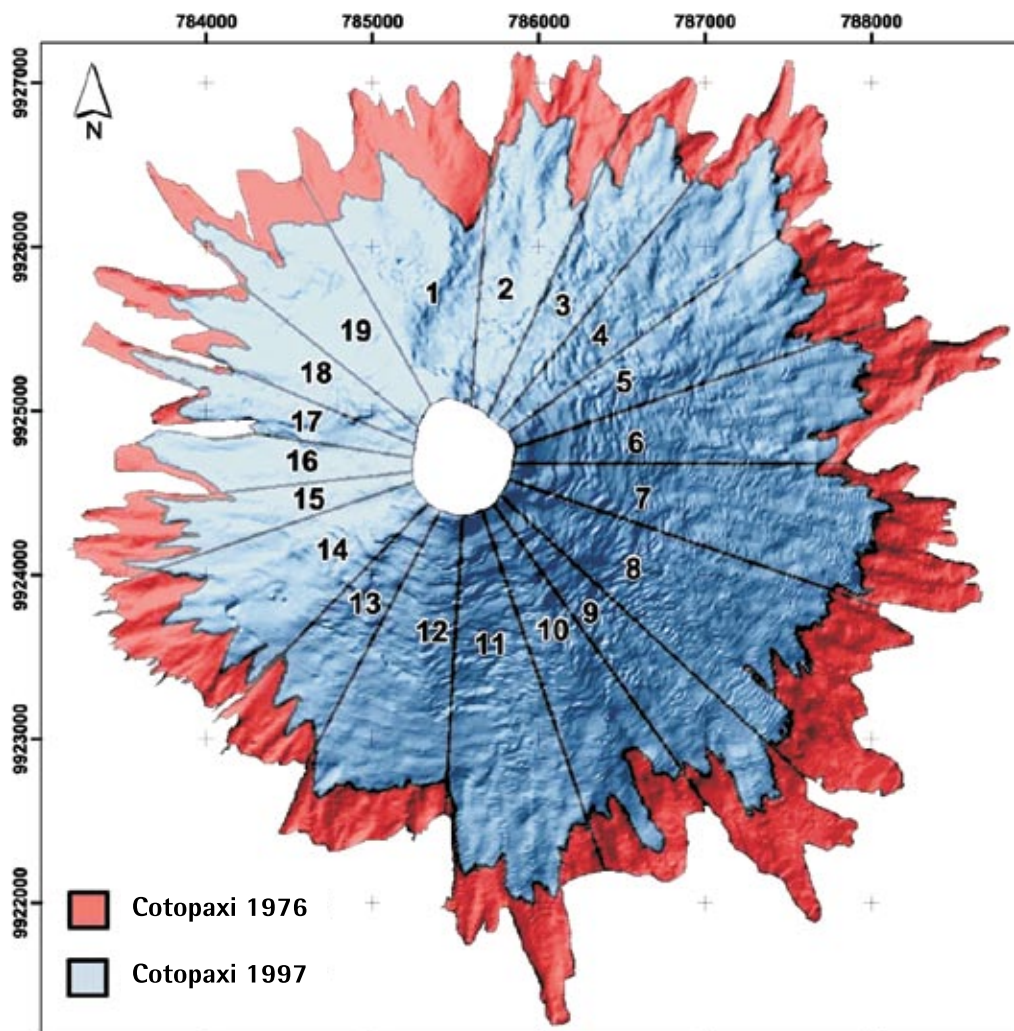


Fuente: Ramirez et al., 2001; Rabatel et al., 2005b.

¹⁰ Los periodos anteriores a 1991 (Chacaltaya) y 1997 (Charquini Sur) han sido analizados usando aerofotogrametría. Nótese que los dos últimos periodos del Chacaltaya se sobreponen. Promedios de los balances por periodos en m de agua equivalente/año.

Figura 3.3

- Retroceso de los glaciares del Cotopaxi (Ecuador) durante el periodo 1976-1997¹¹ -



Fuente: Jordan et al., 2005.

¹¹ Los glaciares están numerados en el sentido de las agujas del reloj empezando por el norte. El color rojo representa el retroceso entre 1976 y 1997. El retroceso entre 1956 y 1976 fue insignificante.

3.2 Variabilidad del balance de masa desde principios de los 1990s

3.2.1 Glaciares "pequeños" y "grandes"

Existe una fuerte relación entre el balance de masa y el tamaño de un glaciar. Como se puede observar en la Figura 3.4 (superior), los glaciares Zongo y Antizana 15α perdieron entre 400 y 600 mm w.e. a⁻¹ durante los periodos analizados¹², mientras que el déficit del Chacaltaya alcanzó 1,300 mm w.e. a⁻¹; una tasa coherente con la del glaciar Charquini Sur.

Es importante notar que el análisis de tendencias esconde una fuerte variabilidad interanual. En efecto, fluctuaciones entre balances positivos y déficit de hasta 2,000 mm w.e a⁻¹ fueron observados en los glaciares Zongo y Antizana 15α durante el mismo periodo de análisis (Figura 3.4 inferior).

Glaciares como el Zongo y el Antizana, los cuales mantienen zonas de acumulación considerables a grandes alturas (mayores a 5,500 msnm), pueden recuperar masa ciertos años gracias a ingresos más importantes que los déficit.

En cambio, el balance de masa de los glaciares Chacaltaya y el Charquini Sur, ambos de menos de 0.5 km², ha sido constantemente negativo. Inclusive el glaciar Charquini Sur, el cual fue seleccionado como una fuente de información alternativa al Chacaltaya, experimentó un déficit de masa de la misma magnitud que este glaciar durante los primeros tres años de mediciones.

De estas observaciones se puede concluir que los pequeños glaciares que no cuentan con una zona permanente de acumulación se encuentran fuertemente desbalanceados. En efecto, un déficit de alrededor de 1,000 mm w.e. a⁻¹ podrían llevar a su completa extinción en una o dos décadas. Asimismo, si se toma en cuenta el rezago de varios meses que ocurre por la distinta periodicidad de los años hidrológicos, se puede concluir que glaciares como el Zongo y el Antizana 15α, distantes 16 grados de latitud, han experimentado una evolución similar. Sin embargo, esta conclusión será más definitiva cuando la muestra de glaciares que proporcionan datos de balance de masa haya sido extendida a varios otros macizos

3.2.2 Paralelismo en las tasas de ablación y estacionalidad comparada en Bolivia y Ecuador.

El balance de masa en la zona de ablación refleja la evolución del balance de energía en la superficie de un glaciar. En la Figura 3.5 (página 49) se presenta este indicador medido en distintas áreas de la zona de ablación de los glaciares Zongo, Chacaltaya, Charquini Sur (Bolivia) y Antizana 15α (Ecuador).

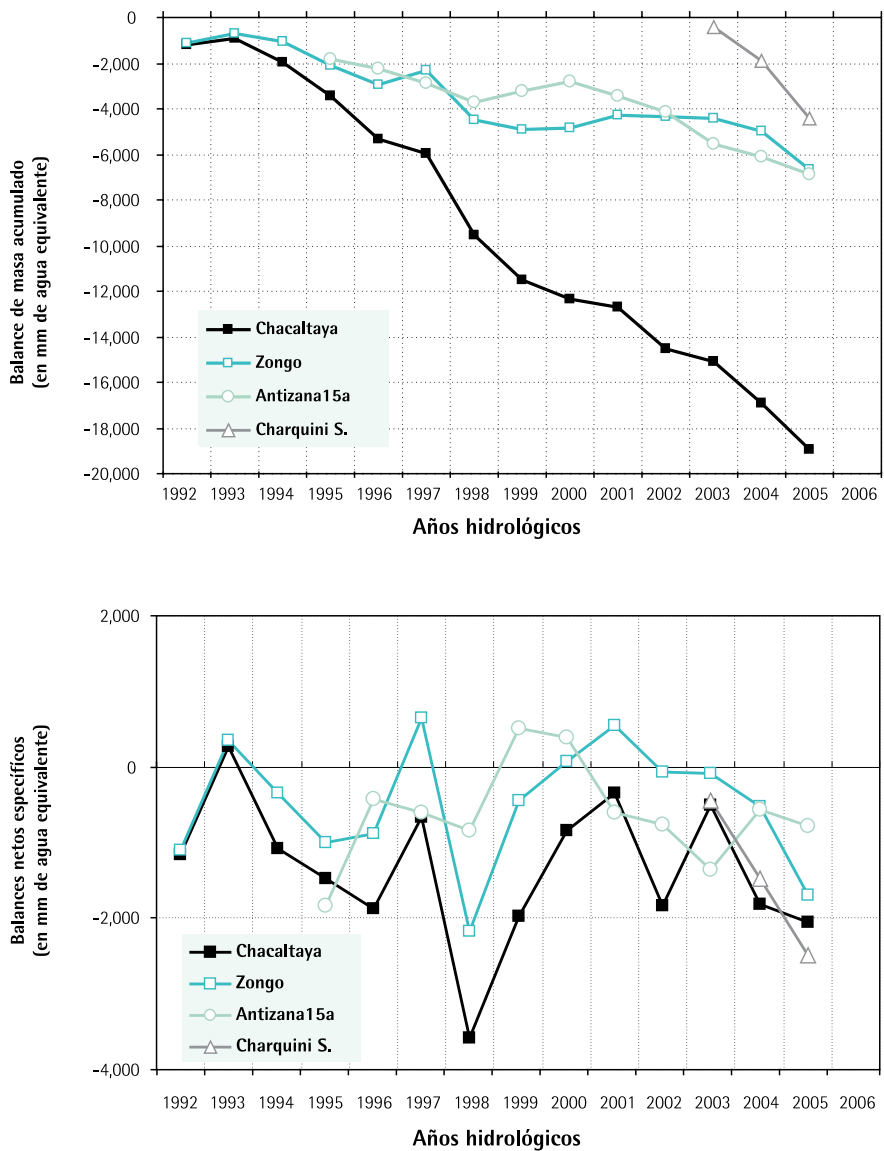
Si bien la comparación de las tasas de ablación no proporciona mucha información debido a que éstas dependen de las

condiciones particulares de cada glaciar, es posible examinar la simultaneidad en su evolución. En los cuatro glaciares mencionados, las tasas de ablación fueron mayores en los años 1995, 1997 y 1998; y fueron menores en 1993, 1996, 1999 y 2000. Asimismo, se puede observar que la evolución del Antizana estuvo adelantada por lo menos seis meses a la de los glaciares bolivianos. Se puede suponer que este fenómeno se debe al débil efecto de la estacionalidad en zonas cercanas a la línea ecuatorial. En efecto, cambios climáticos ocurridos en cualquier momento del año se reflejarían inmediatamente en la evolución del glaciar, mientras que en Bolivia este ocurriría sólo en el verano (octubre-marzo).

¹² Nótese que los años hidrológicos son distintos para Bolivia y Ecuador: Para los glaciares Zongo y Chacaltaya, se considera 1992 al periodo Septiembre 1991-Agosto 1992; mientras que para el Antizana 15α es enero-diciembre 1992.

Figura 3.4

- Evolución anual acumulada (arriba) y anual (abajo) de los balances netos específicos de los glaciares bolivianos Chacaltaya, Zongo, Antizana 15α y Charquini -



Fuente: IRD, IHH, SENAMHI-Bolivia, INAMHI,EMAAP-Q

La Figura 3.6 (página siguiente) muestra la estacionalidad de la ablación ocurrida en los glaciares Chacaltaya y Antizana 15α entre 1991 y 2004

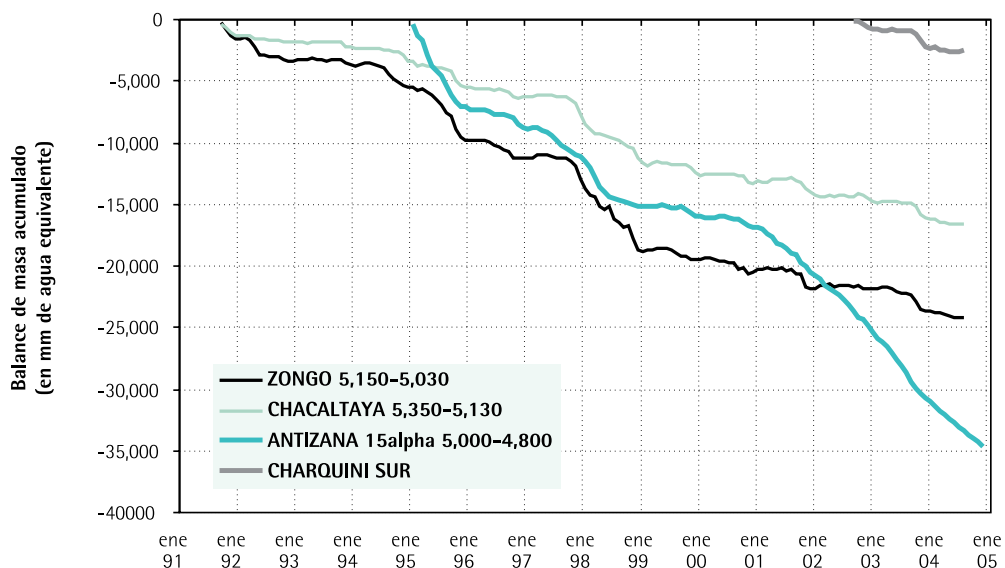
En Bolivia, la ablación anual se concentra entre los meses de octubre y abril. Estos meses representan también el 98% de la variabilidad interanual del balance de masa, de la cual el 78% se produce entre diciembre y febrero (Franco et al., 2003) (Figura 3.6, gráfico superior). Esta fuerte estacionalidad y su variabilidad de un año al otro son la consecuencia de la variabilidad del balance de

energía sobre la superficie del glaciar (ver sección 5, página 65).

En el Ecuador, aunque la ablación es intensa durante todo el año, su variabilidad máxima ocurre en los periodos abril-mayo y agosto-septiembre; es decir, en fechas cercanas a los equinoccios (Figura 3.6, inferior). A nivel de procesos, las diferencias entre el trópico externo (Bolivia, 16°S) y trópico interno (Ecuador, 0°28S) no solamente se deben a la estacionalidad de la ablación sino también a los procesos responsables de su variabilidad interanual.

Figura 3.5

- Balance de masa acumulado en distintas áreas de la zona de ablación de cuatro glaciares¹³ -

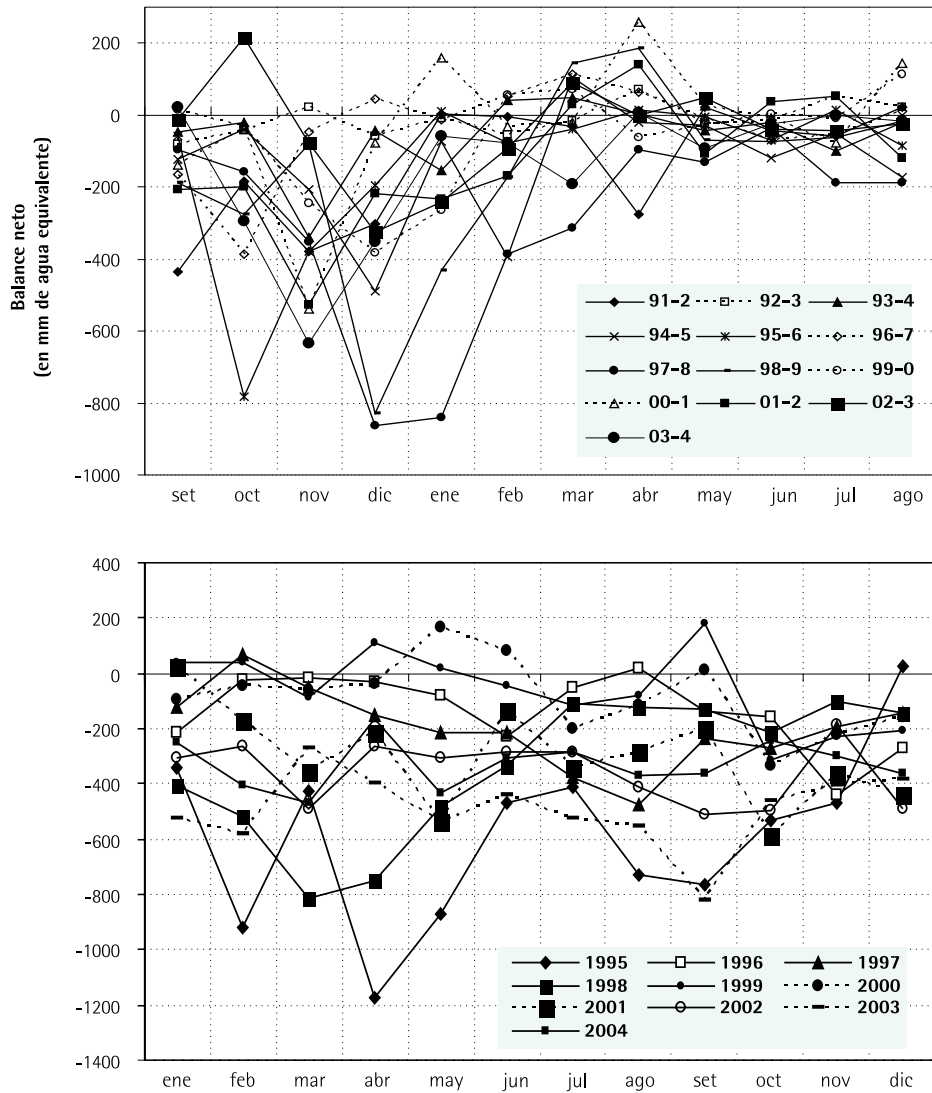


Fuente: IRD, IHH, SEMAMHI-Bolivia, INAMHI, EMAAP-Q.

¹³ Nótese que las altitudes no son las mismas que las de la Figura 3.4. La Figura 3.5 incluye la superficie completa de los glaciares Chacaltaya y Charquini Sur, la mayor parte de la zona inferior del Antizana 15α y una parte importante de la zona de ablación superior del glaciar Zongo. La zona frontal de este glaciar no ha sido incluida debido a que su elevada pendiente altera la medida. Los años señalados empiezan en enero.

Figura 3.6

- Balance de masa en las zonas de ablación de los glaciares Chacaltaya (figura superior) y Antizana 15α (figura inferior)¹⁴ -

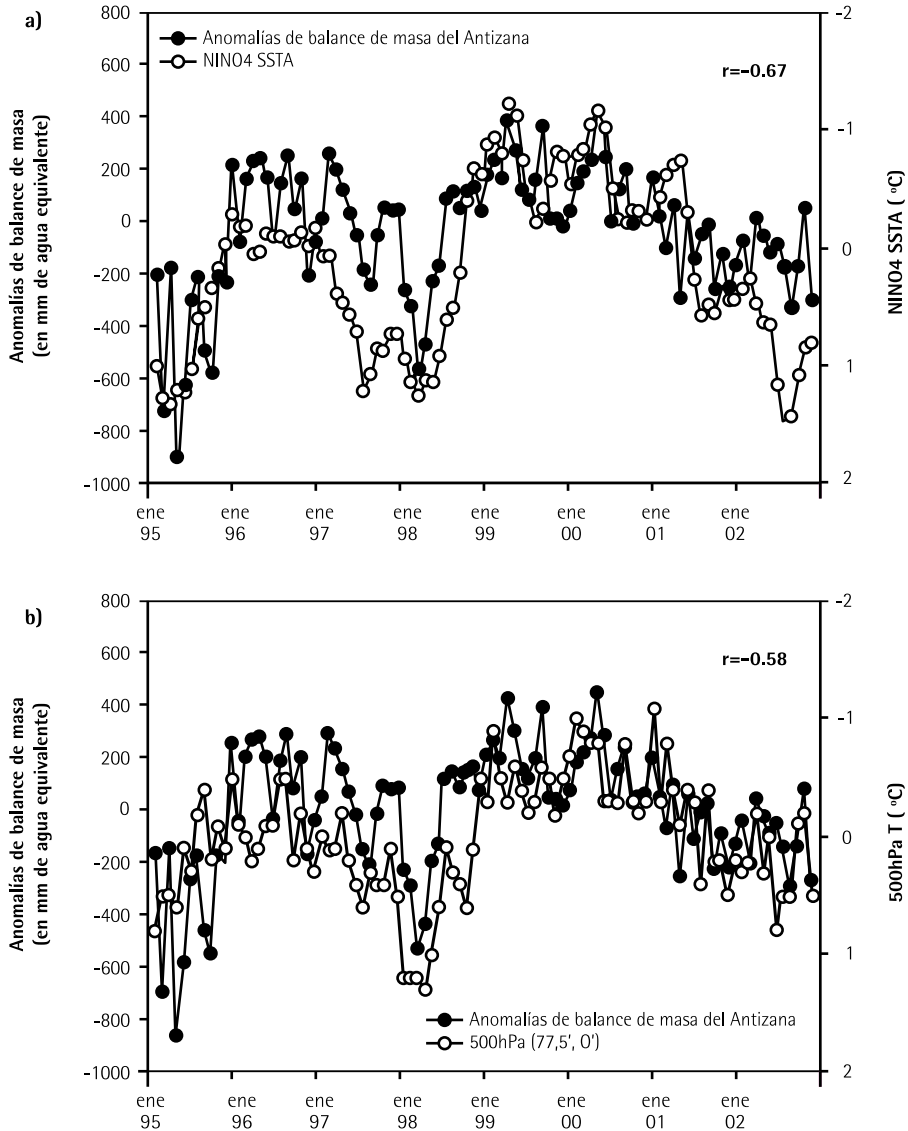


Fuente: Francou et al., 2003; 2004

¹⁹ Valores en milímetros de agua equivalente. Los datos del glaciar Chacaltaya son de septiembre a agosto, mientras que los del Antizana 15α de enero a diciembre.

Figura 3.7

- Anomalías entre el balance de masa en la parte baja del Antizana 15 y la temperatura superficial del mar en el sector de Niño-4¹⁵ -



Fuente: Francou et al., 2004

¹⁵ **Figura superior:** Anomalías respecto con el promedio entre el balance de masa de la parte baja del glaciar Antizana 15a y la temperatura superficial del mar en el sector de Niño-4. La barras muestran que la correlación entre las dos variables es óptima cuando los datos del glaciar son comparados con tres meses de retardo respecto a la anomalía de la temperatura del Pacífico en Niño-4 (Niño4SSTa)

Figura inferior: La misma anomalía del balance de masa respecto la temperatura de la atmósfera a los 500 hPa (5000 msnm, es decir, la altura de la zona de ablación del Antizana). Los datos de temperatura en el eje Y' son en orden inverso. Valores del balance del glaciar en milímetros de agua equivalente y de las temperaturas en grados Celsius.

3.2.3 Balance de masa y temperatura superficial del Pacífico Ecuatorial: influencia del ENSO

Antes de describir esos procesos, se puede notar que son las fases opuestas de los eventos ENSO (fase cálida y fase fría) las que explican las situaciones más contrastantes observadas sobre los glaciares de los Andes Centrales, tanto en Bolivia como en el Ecuador.

En el Antizana 15α, el balance de masa está correlacionado (negativamente) con la temperatura superficial del mar en el sector Niño-4 del Pacífico ecuatorial¹⁶. La Figura 3.7 muestra la estrecha correlación entre (i), las tasas de ablación en la parte baja del glaciar (menos de 5,000 msnm) y un indicador del ENSO en el Pacífico central; y (ii), entre las mismas tasas de ablación y la temperatura de la atmósfera (reanalizada) en la altura del glaciar.

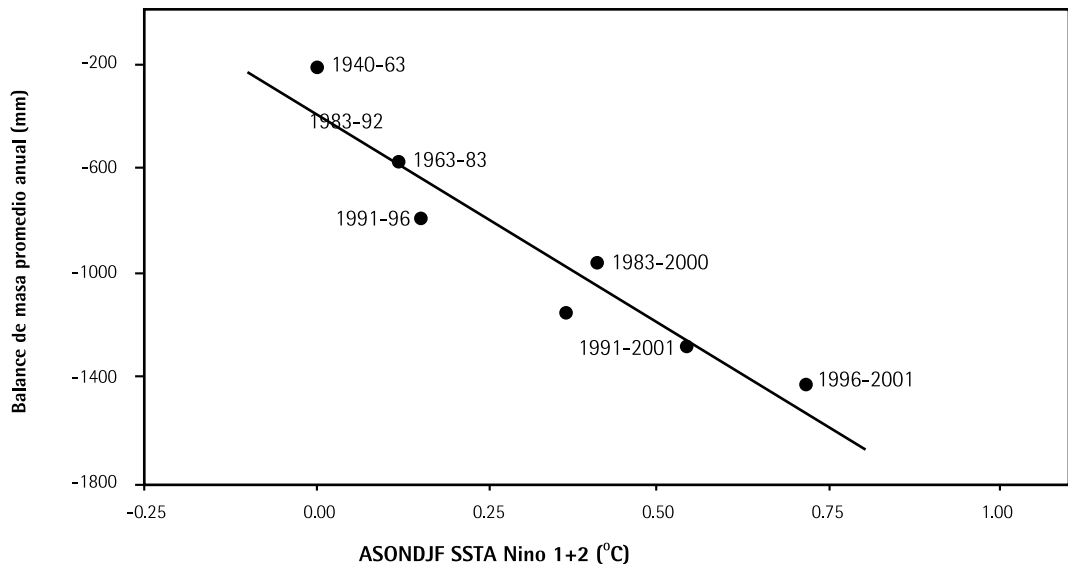
En Bolivia, se observa una correlación entre el balance de masa del glaciar Chacaltaya y la temperatura superficial del mar, pero en el sector Niño 1+2 (sector cercano a la costa sudamericana) durante los meses de verano, con dos meses de desfase. Esta relación se puede apreciar en la Figura 3.8 (abajo).

En esa línea, Arnaud et al. (2001) analizaron la influencia del ENSO sobre la precipitación y la temperatura en la región del volcán Sajama, ubicado en la parte occidental del Altiplano boliviano, a unos 100 km de la costa del Pacífico.

Los autores examinaron la variación de altura de una porción de la línea de nieve entre 1963 y 1998. Los resultados muestran una elevación general de la línea de nieve entre 1963 y 1998, con un incremento sostenido entre 1984 y 1990, tal como se muestra en la Figura 3.9 (página siguiente)

Figura 3.8

- Relación entre el balance de masa del glaciar Chacaltaya y la temperatura superficial del mar en el sector Niño1+2¹⁷ -



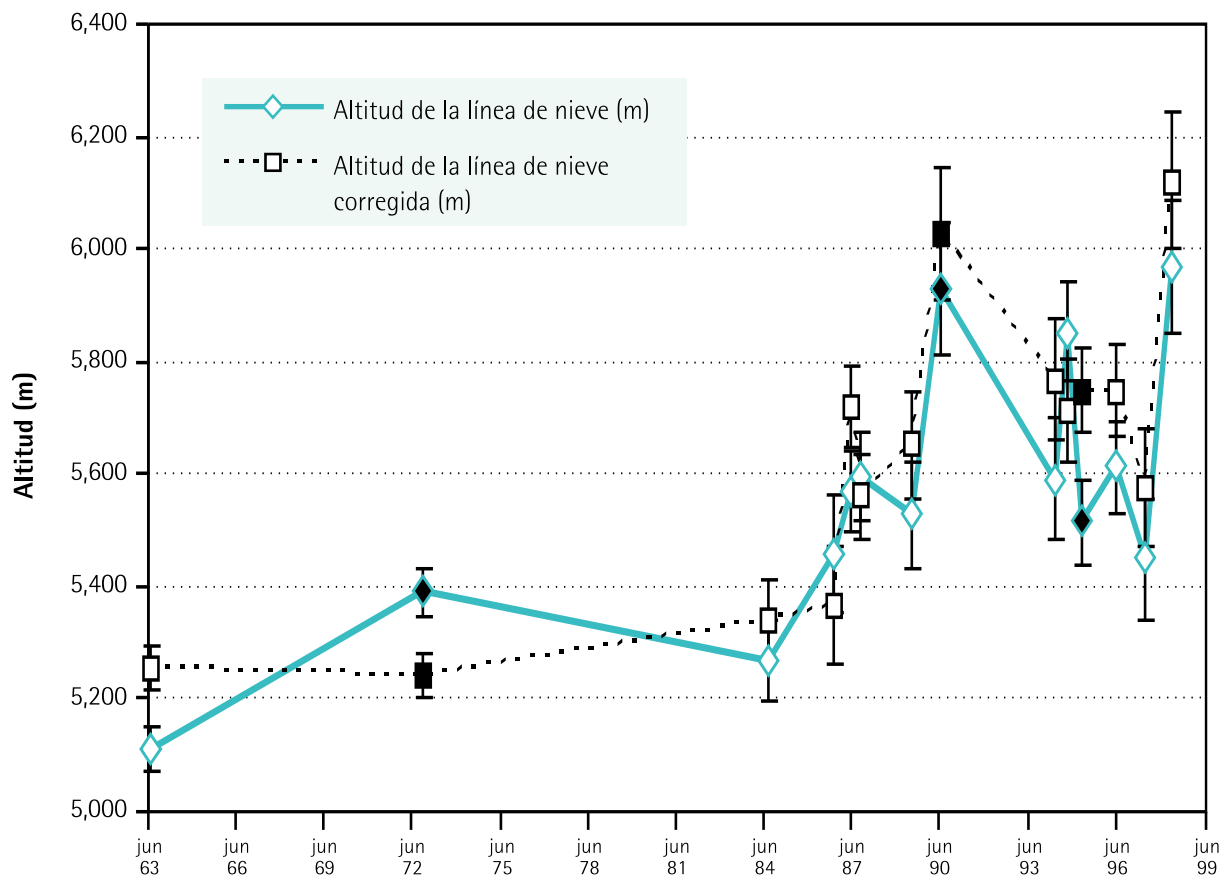
Fuente: Francou et al., 2003

¹⁶ El Pacífico Ecuatorial se divide en cuatro sectores "El Niño", que van desde el sector denominado Niño-1 ubicada en la parte este en la región de la costa norte del Perú y de la costa sur del Ecuador hasta el sector Niño-4, ubicado en la parte centro oeste (5°N-5°S y 160°E-150°W).

¹⁷ Promedios sub- y multi-decenales de los balances de masa anuales. Temperatura superficial del mar (SSTA) entre agosto y febrero

Figura 3.9

- Evolución de línea de nieve del volcán Sajama -



Fuente: Arnaud et al. (2001)

²³ Foto tomada en junio de 1963. Escala aproximada: 1:45,000. Los puntos negros indican el área de estudio.

3.3 ¿Es excepcional el retroceso de los glaciares andinos?

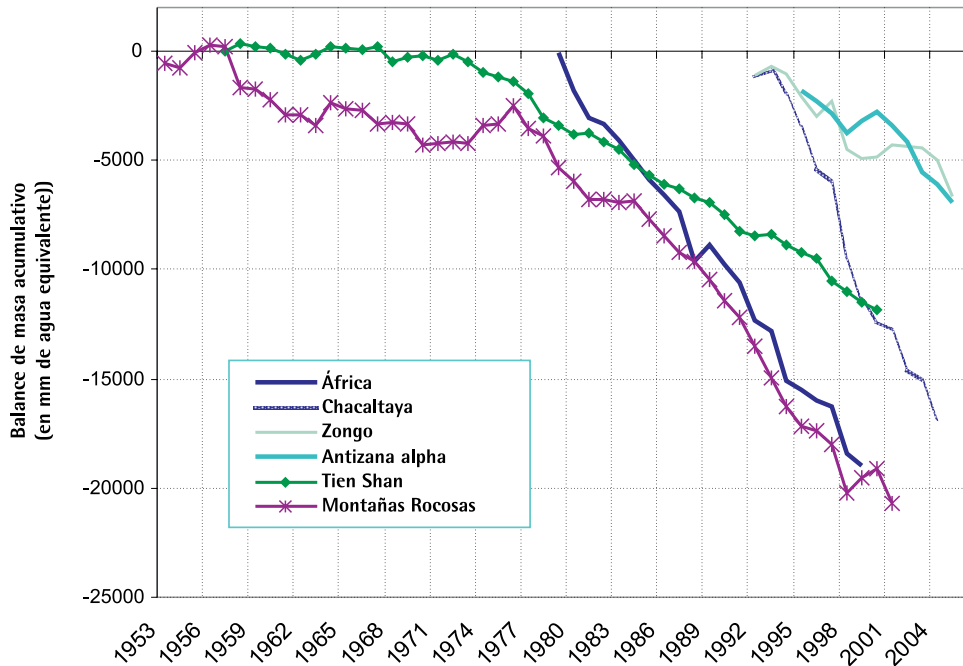
En el estudio reciente de Francou y Vincent (2007), se compiló información sobre 75 glaciares de montaña ubicados en distintos macizos del mundo. Esta información ofrece la posibilidad de comparar las tasas de retroceso de los glaciares del trópico con aquellas de glaciares ubicados en otras latitudes.

Como se puede ver en la Figura 3.10, la tasa de recesión determinada a partir de los balances de masa acumulados

en los Andes Centrales (600-400 mm w.e. a⁻¹), no es excepcional para glaciares que conservan una extensa zona de acumulación, si se le compara con los promedios calculados en los macizos de las montañas rocosas (América del Norte) o Tien-Shan (Asia Central). Los "pequeños" glaciares ubicados en las regiones tropicales, como en Kenya y Bolivia sufren pérdidas de la misma magnitud, en alrededor de 1,000 mm w.e a⁻¹.

Figura 3.10

- Evolución acumulada del balance de masa de diversos glaciares del mundo¹⁸ -



Fuente: Arnaud et al. (2001)

¹⁸ Referencias de los glaciares considerados en Francou y Vincent, 2007: El gráfico se refiere a tres glaciares de los Andes Centrales (Chacaltaya, Antizana 15a y el Zongo), al glaciar Lewis (Kenya), a los ubicados en las Rocky Mountains (Canadá-Estados Unidos) y a los glaciares Tien Shan, en el Asia Central.

3.4 Conclusiones sobre el retroceso glaciar en relación al cambio climático regional

Más de una década de observación de glaciares por parte del IRD y sus contrapartes andinas permite extraer las siguientes conclusiones:

- a. El retroceso de los glaciares ubicados en los Andes Tropicales se ha intensificado desde fines de los 1970s.
- b. La magnitud del retroceso depende del tamaño del glaciar. Aquellos considerados "grandes" han perdido entre 400 y 600 mm de agua equivalente por año desde el inicio de las observaciones (1991-1995), mientras que los "pequeños" han disminuido a tasas mayores (entre 1,000 y 1,300 mm de equivalente agua por año). Dado que la altura de la línea de equilibrio (ELA) se encuentra generalmente por encima de los 5,000 msnm, glaciares que no posean grandes áreas por encima de este nivel se encuentran fuertemente desbalanceados y en peligro de extinción en un futuro cercano. Este es el caso del Chacaltaya.
- c. Mediciones del balance de masa han revelado la existencia de una gran variabilidad al interior del patrón estacional, la cual se concentra en ciertos meses. Esto sugiere que la relación entre clima y balance de masa se concentra en periodos clave durante los cuales el flujo radiativo entrante por la alta atmósfera es máximo y las precipitaciones son fuertes pero variables.
- d. La contribución de los eventos cálidos del Pacífico (Fenómenos El Niño) a la recesión de los glaciares tropicales en los Andes ha sido determinante. Algunos eventos fríos pueden restaurar parte de la masa de hielo, pero sólo en glaciares con grandes áreas de acumulación ubicadas por encima de los 5,400 msnm. Los glaciares pequeños no recuperan masa,

sólo reducen su déficit durante estos eventos fríos.

- e. Debido a diferencias importantes en la estacionalidad del clima en el trópico interior (Ecuador) y exterior (Perú y Bolivia), los procesos activos en la superficie del glaciar también deberían ser diferentes. Esta cuestión será analizada con mayor detalle en la sección 5.
- f. La tasa de retroceso glaciar en los Andes Centrales es fuerte pero no parece ser excepcionalmente alta en comparación con el resto del mundo. Otros glaciares tropicales se están reduciendo a tasas similares, como el Lewis en Kenya, pero las observaciones continuas son demasiado escasas para ser tajantes en esta afirmación. Aunque no se puede generalizar, se han observado tasas de retroceso similares en regiones extra-tropicales.

Las observaciones realizadas demuestran que el "Pacific Shift" (cambio de fase del Pacífico) ha jugado un papel fundamental en la aceleración del retroceso de los glaciares andinos desde 1976. Por esta razón, es necesario continuar analizando el efecto que tiene el comportamiento del Océano Pacífico en los glaciares de la región. Una cuestión importante es: ¿cómo el calentamiento del Pacífico ecuatorial se combina con la tendencia al recalentamiento global de la atmósfera que se observa a nivel del planeta desde la segunda mitad de los años setenta para explicar el rápido retroceso de los glaciares de esta parte de los Andes?

Considerando que los glaciares de esta región andina son extremadamente sensibles a la evolución de la atmósfera y al clima a escala regional, incluyendo la cuenca del Pacífico, el mantenimiento de un red de observación permanente es de un gran interés para monitorear el clima y su evolución.



Sección 4

Fluctuaciones glaciares en los Andes Centrales durante el último Milenio

El programa Great Ice del IRD¹⁹ ha orientado recientemente sus estudios hacia reconstruir las fluctuaciones registradas en los glaciares durante los últimos siglos (1350-1950). Estas observaciones son un factor clave para conocer mejor el comportamiento de los glaciares en el marco de la variabilidad del clima actual, y así reconstruir la variabilidad climática a escala multianual en base a las fluctuaciones glaciares pasadas.

Se han concentrado los estudios sobre el período denominado como "pequeña edad de hielo" (siglos ~XIV-XIX) porque los testigos dejados por los glaciares (cordones morrenicos, generalmente) durante esos seis siglos son claramente identificables y favorables a la aplicación de métodos de dataciones absolutas. El término "pequeña edad de hielo" (PEH) fue propuesto por Matthes (1939) para describir

un periodo glacial que ocurrió durante el último milenio. Durante las últimas décadas, se han encontrado muchas evidencias sobre la extensión de la PEH en diferentes macizos montañosos ubicados en ambos hemisferios (Alaska, las Montañas Rocosas, los Alpes, el Cáucaso, Tien Shan, Nueva Zelanda, Patagonia y la Antártida).

Desde un punto de vista climatológico, la PEH puede ser definida como un periodo de frío que ocurrió entre los siglos XIV y XIX. Diferentes estimados calculan que la temperatura media en este periodo fue entre 1 y 2°C más baja que el promedio 1961-1990, con un mayor nivel de precipitaciones invernales. Sin embargo, reconstrucciones recientes revelan que existió una alta variabilidad, tanto espacial como temporal (Matthews y Briffa, 2005).

4.1 ¿Cuál es la importancia de estudiar la Pequeña Edad de Hielo?

La PEH es un ejemplo perfecto de variabilidad climática natural, el cual sirve de base para analizar los efectos de la acción humana sobre el planeta. Este periodo es también importante para analizar tendencias climáticas futuras, ya que algunos estimados pronostican para finales del siglo XXI cambios de temperatura similares a los ocurridos durante la PEH.

Los glaciares tropicales son especialmente sensibles a los cambios climáticos. Proporcionan tanto un archivo de los cambios ocurridos en el pasado como una herramienta para investigar la variabilidad climática regional y su relación con las latitudes

medias y altas en ambos hemisferios.

La variabilidad del clima durante los últimos siglos ha generado fluctuaciones de la extensión de los glaciares. La documentación de la evolución pasada de los glaciares constituye un marco de referencia para comparar las proyecciones sobre su evolución futura. Este es un tema de fundamental importancia para los países andinos, debido a que el agua proveniente del derretimiento de glaciares proporciona una de las principales fuentes de producción de energía eléctrica en la región y abastece de agua potable a algunas de sus ciudades principales.

¹⁹ Los autores de esta sección son Vincent Jomelli, Antoine Rabatel, Patrick Ginot, Vincent Favier, Delphine Grancher, Daniel Brunstein, Jesus Gomez, Abraham Machaca y Bolívar Cáceres

4.2 La historia regional de las fluctuaciones glaciares

Con el fin de documentar la PEH en los Andes, científicos del IRD (Francia), la Universidad Mayor de San Andrés (Bolivia), Inrena (Perú) e Inamhi (Ecuador) realizaron un estudio de 90 glaciares ubicados en Bolivia, Ecuador y Perú (Rabatel et al., 2005, 2006, Jomelli et al., 2006a,b). Los métodos utilizados para datar las morrenas fueron esencialmente en base a la liquenometría, es decir, la calibración en función del tiempo del crecimiento de una especie de líquen encontrada comúnmente sobre los bloques (Jomelli et al., 2006a). A pesar de que la liquenometría debe ser cruzada con otros métodos para proporcionar fechas definitivas, el estudio de la especie *Rhizocarpon Geographicum*, ha encontrado condiciones muy favorables en los altos Andes tropicales.

Para procesar los datos de campo, se ha implementado un nuevo método estadístico (Naveau et al., 2006). Para reconstruir las superficies y volúmenes de glaciares emplearon análisis fotogramétricos y levantamientos topográficos de campo en un número apreciable de sistemas morrénicos PEH, particularmente en Bolivia. (Rabatel et al., 2006).

4.2.1 Extensión máxima de la PEH en los Andes centrales

En el Ecuador (entre los paralelos 0°S y 6°S) la extensión máxima de la PEH ocurrió en dos periodos. En glaciares ubicados por encima de los 5,700 msnm (volcanes como el Chimborazo o Antizana), ésta ocurrió alrededor de 1730. En glaciares ubicados en picos de altura inferior a los 5,400 msnm, la extensión máxima de la PEH ocurrió alrededor de 1830. Otras mediciones señalan que este último avance glaciar también ocurrió en picos de gran altura (Jomelli et al., 2006c).

Asimismo, en el Ecuador y en Perú, varios archivos históricos tales como pinturas, grabados, o relatos de viajeros fueron utilizados como soporte documental para estimar las extensiones glaciares y sus fechas (Francou, 2004). Los resultados de esta investigación muestran evidencias del avance de la PEH en los Andes Tropicales.

En la base de glaciares de entre 4,100 y 4,300 msnm ubicados en las cordilleras Blanca (Perú) y Real (Bolivia), se pueden encontrar morrenas que datan del siglo XIV, lo que sugiere la ocurrencia de un avance glaciar durante los primeros siglos del último milenio. Las morrenas depositadas antes del siglo XIV son mucho más antiguas, por lo que la extensión de los glaciares se habría reducido a principios del último milenio. Sin embargo, en muchos glaciares el estadio morrénico del siglo XIV no está representado, como en los casos de los glaciares Llaca o de Kinzl en la Cordillera Blanca.

El estadio del siglo XIV no ha sido observado ni en Ecuador ni en Bolivia, donde probablemente existió pero fue cubierto por los avances máximos ocurridos durante los siglos XVII y XVIII.

En Venezuela también se registraron avances glaciares en dos periodos (Polissar et al., 2006). El primero ocurrió entre 1640 y 1730 y el segundo entre 1800 y 1820.

En los trópicos externos, (entre los paralelos 10°S y 16°S) la extensión máxima de la PEH ocurrió unas décadas antes. En la Cordillera Blanca, ésta ocurrió alrededor de 1630. En Bolivia, los glaciares alcanzaron su extensión máxima entre 1657 y 1686 (Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2005, 2006).

4.2.2 La deglaciación ocurrida entre los siglos XVII y XX

Desde la extensión máxima de la PEH, los glaciares han evolucionado de una manera notablemente homogénea (Figura 4.1, abajo). El retroceso ocurrió lentamente entre los siglos XVIII y XIX, pero se aceleró rápidamente a partir de 1840 (especialmente entre 1880 y 1910).

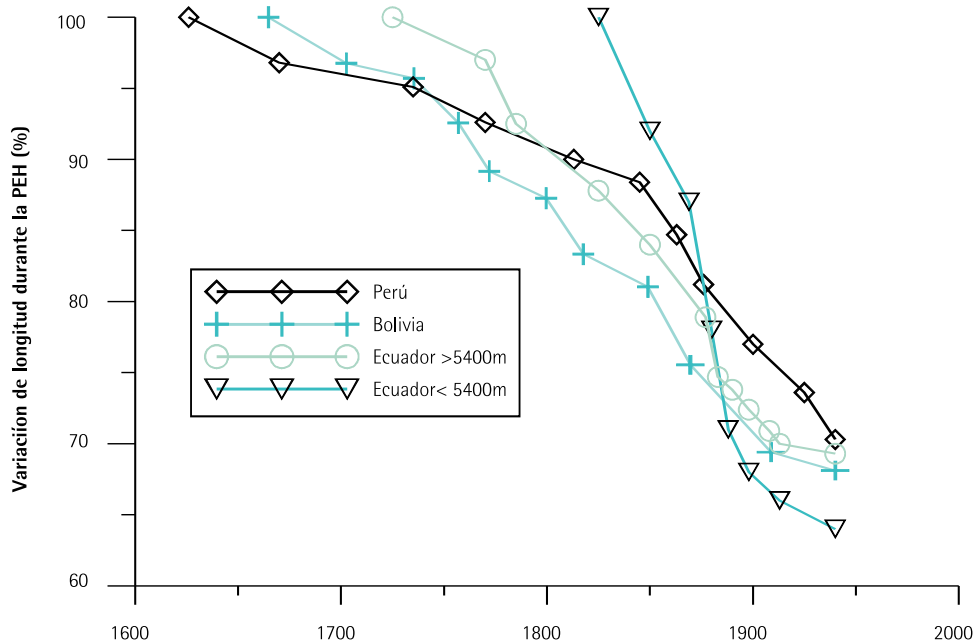
En el Ecuador, se registraron dos avances glaciales inmediatamente posteriores a la extensión máxima de la PEH en siete glaciares situados en volcanes de gran altitud (aproximadamente 1748 y 1786). Las morrenas ubicadas cerca de lo que fue la extensión máxima de los glaciares permiten estimar un lento retroceso de entre 7 y 15% de su largo total durante el siglo XVIII.

Otro avance de importancia ocurrió alrededor de 1830, periodo durante el cual los glaciares ubicados en picos de baja altura avanzaron mas allá del punto máximo registrado en el siglo XVIII. Desde este momento, todos los glaciares, desde aquellos ubicados entre 6,000 y 5,400 msnm mostraron un patrón idéntico: un ligero retroceso hasta mediados del siglo XIX, y un fuerte repliegue entre 1870 y principios del siglo XX. Entre 1830 y 1870, los glaciares ubicados a grandes alturas perdieron 15% de su extensión, mientras que aquellos ubicados a alturas menores perdieron el 18%.

Desde principios del siglo XX y hasta 1950, el retroceso fue relativamente moderado. La pérdida fue de 11 y 15% para los glaciares de alta y baja altitud, respectivamente.

Figura 4.1

- Andes Tropicales: Evolución desde la extensión máxima de la PEH -



Los glaciares ubicados en los trópicos externos mostraron el mismo patrón. Luego de alcanzar su máxima extensión en la segunda mitad del siglo XVII, retrocedieron continuamente durante los siglos XVIII y XIX, periodo en el cual sólo se produjeron avances menores (como los producidos en las décadas de los 1730s y 1800s). Es importante mencionar que este retroceso continuo ocurrió únicamente en los Andes Tropicales, ya que los glaciares ubicados en el hemisferio norte registraron avances entre 1550 y 1880.

En Bolivia, Rabatel et al. (2006) observaron que durante el periodo comprendido entre mediados del siglo XVII y finales del XIX, todos los glaciares retrocedieron alrededor de 1,000 m. Expresado en términos de promedios anuales para los diferentes glaciares, la reducción en área fue de 0.15% por

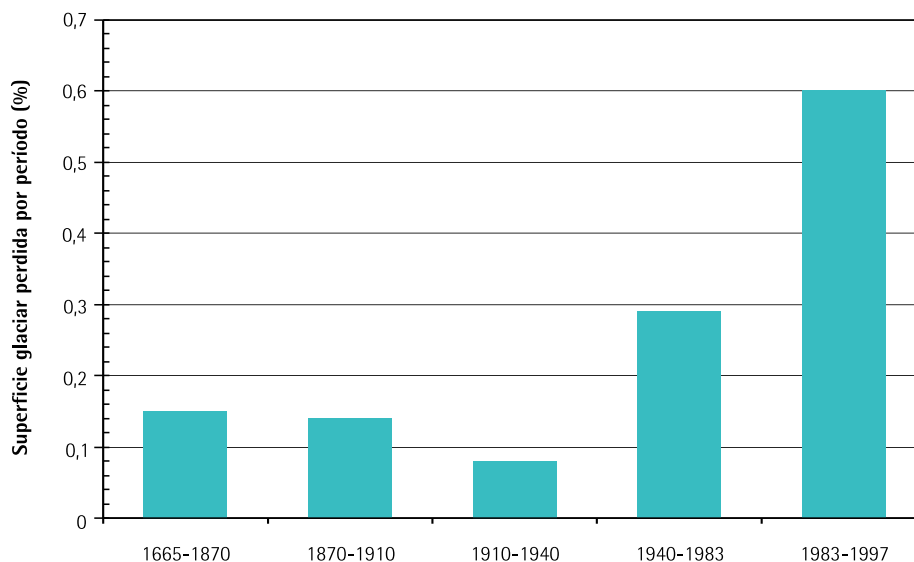
año entre la máxima extensión de la PEH y finales del siglo XIX (ver Figura 4.2, abajo).

Los glaciares peruanos y bolivianos perdieron alrededor de 15% de su área en el siglo XVIII, y cerca de 19% en el siglo XIX. Durante las primeras décadas del siglo XX, los glaciares ubicados en la Cordillera Blanca y la Cordillera Real retrocedieron lentamente, con excepción de un importante avance ocurrido en los 1920s. Otro importante retroceso ocurrió en los 1930s y 1940s (Kaser y Georges, 1997; Georges, 2004).

Durante la segunda mitad del siglo XX, el retroceso glaciar se aceleró fuertemente (ver sección 1). En efecto, éste sería de la misma magnitud que aquel ocurrido entre la extensión máxima de la PEH y mediados del siglo XX.

Figura 4.2

- Pérdidas de áreas por periodo de los glaciares del Charquini (Cordillera Real, Bolivia) -



Fuente: Rabatel (2005)

4.2.3 Evolución comparada de glaciares durante la PEH

Entre inicios de la PEH y principios del siglo XX, la mayoría de los avances y retrocesos ocurridos en los glaciares andinos ocurrieron también en cadenas montañosas ubicadas en latitudes medias. En efecto, extensiones importantes de glaciares se observaron en los Alpes europeos y las Montañas Rocosas canadienses tanto en el siglo XIV como a mediados y fines del siglo XVII (Grove, 1988; Luckman, 2000; Le Roy Ladurie, 2004). Durante la primera mitad del siglo XVIII, éstas también ocurrieron en Escandinavia (Nesje y Dahl, 2000), Patagonia (Luckman y Villalba, 2001) y los Alpes del sur en Nueva Zelanda (Winkler, 2004). También se registraron avances glaciares a principios del siglo XIX en los Alpes.

También se registra paralelismo en varias fases de retroceso glaciar. Durante la segunda mitad del siglo XVIII tanto glaciares ubicados en los Andes Tropicales como

en los Alpes (Zumbühl y Holzhauser, 1988) y la cadena montañosa escandinava (Nesje y Dahl, 2003), retrocedieron progresivamente. Asimismo, el incremento en la velocidad del retroceso ocurrido entre 1860-1870 y principios del siglo XX coincide con procesos similares en todo el mundo, particularmente en los Alpes (Grove, 1988).

Sin embargo, también existen diferencias importantes. Por ejemplo, la magnitud de los avances fue claramente diferente entre los distintos macizos montañosos a nivel mundial. Por un lado, el máximo avance glaciar no ocurrió al mismo tiempo en las diferentes cordilleras de los Andes Tropicales y el resto del mundo. Por otro lado, en los Andes Tropicales ocurrió solamente una fase de extensión máxima de los glaciares durante la PEH desde el siglo XVII en adelante, mientras que en los Alpes al menos se registraron tres avances glaciares de la misma magnitud en el mismo periodo.

4.3 Condiciones climáticas que explicarían la evolución de los glaciares tropicales durante la PEH

Diversos estudios han mostrado que la variabilidad interanual del balance de masa de los glaciares tropicales depende en gran parte de la variabilidad de las precipitaciones sólidas²⁰. Esta variabilidad está condicionada no solamente por la cantidad de precipitaciones sólidas que caen sobre las superficies glaciares y que se incorporan a la masa del glaciar, sino también por la fase líquida/sólida de esas precipitaciones en la zona de ablación, la cual depende directamente de la temperatura atmosférica. En efecto, si la temperatura del aire aumenta, también lo hace la altura a la cual la precipitación se convierte de líquida en nieve.

Este cambio de fase de la precipitación afecta más a los glaciares ubicados en las zonas húmedas cercanas a la línea ecuatorial, (Ecuador o Colombia), donde llega en promedio a más baja altura que los glaciares cercanos al trópico que, por estar en regiones más secas, se ubican en promedio a mayor altitud. La ocurrencia de lluvias sobre los glaciares tiene un efecto sobre el albedo y aumenta el valor del balance neto radiativo (ver sección 5).

El máximo de la PEH ocurrió en Perú y Bolivia durante un período conocido como el "mínimo de insolación de Maunder" (1645-1715) durante el cual la radiación solar incidente fue aproximadamente 0.24% más baja que ahora, lo cual pudo generar un enfriamiento atmosférico mundial de aproximadamente 1°C (Rind et al. 2004). Esta coincidencia refuerza los argumentos sobre la relación entre actividad solar y expansión de los glaciares (Eddy, 1976). En los trópicos, esta relación podría ser más evidente porque el balance radiativo es uno de los factores claves del funcionamiento de los glaciares de esta zona (Wagnon et al., 1999).

En el Ecuador, condiciones un poco más secas o más cálidas a mitad del siglo XVII en relación con el siglo XVIII podrían explicar la diferente temporalidad del máximo de la PEH en comparación con Bolivia y el Perú. En efecto, durante la PEH, la ELA se encontraba alrededor de 150 m por debajo de lo que se encuentra hoy, razón por la cual la menor altitud en la cual se encontraban los frentes de los glaciares (aproximadamente 600 m) habría sido la consecuencia necesaria de un proceso de acumulación más intenso que en la actualidad.

La hipótesis de aumento de precipitación está en acuerdo con otros indicadores del clima. Varios testigos de hielo extraídos de nevados ubicados en Andes Tropicales sugieren condiciones más frías durante esa época (Thompson et al. 1985, 2006).

A pesar de los esfuerzos realizados esos últimos años por el equipo Great Ice del IRD para construir una cronología precisa de las fluctuaciones de los glaciares desde el principio de la PEH en los Andes Centrales, mucho trabajo queda pendiente para reconstruir la variabilidad climática a partir de este indicador. La primera etapa será construir modelos robustos que relacionen fluctuaciones históricas de los glaciares con el clima. Los escenarios climáticos esperados como resultado de este proceso tendrán que ser calibrados luego sobre los otros "proxies" del clima, los testigos de hielo de los casquetes de altura, indicadores de la cobertura vegetal (dendroclimatología y palinología), etc.

²⁰ Wagnon et al., 1999; Francou et al., 2003, 2004; Favier et al., 2004a; Sicart et al., 2005. Para más informaciones, ver sección 5.

Recuadro 4.1

- Glaciares con las morrenas de la Pequeña Edad de Hielo-

Circo glaciar de la Caldera del Altar (Ecuador). En la foto de arriba, según una acuarela de Rodolf Reschreiter datando de 1903, con el glaciar cubriendo el circo entero. Se ve que el glaciar ha disminuido desde el depósito de las morrenas laterales, correspondiendo a una fase máxima de la Pequeña Edad de Hielo.

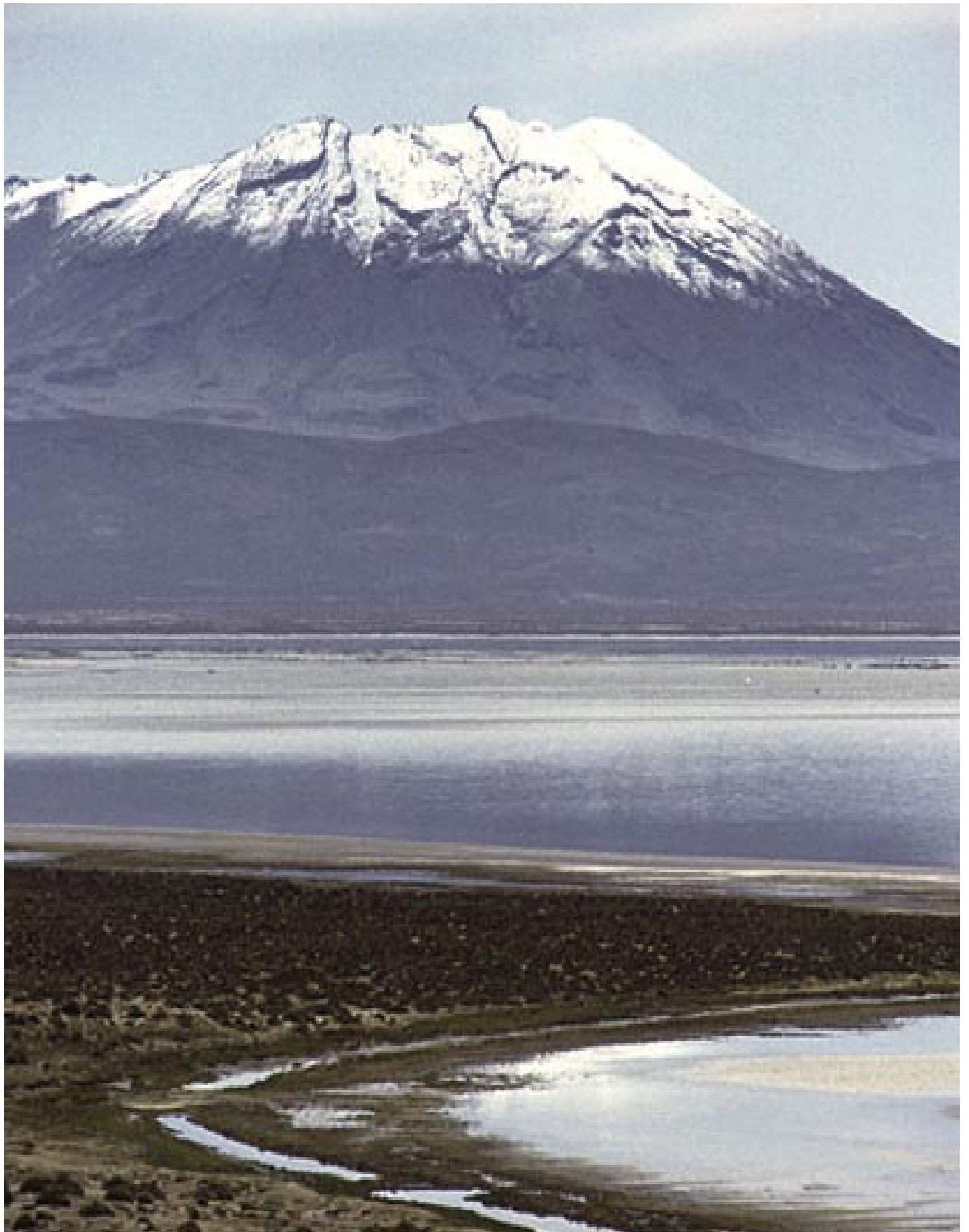
En la foto de abajo aparece el mismo circo en el 2001, mostrando el retroceso de los glaciares hacia las paredes del circo superior. La Laguna Amarilla tiene una profundidad medida de 50 metros, se estima que la lengua del glaciar a los siglos XVII-XIX debía tener más de 100 metros de espesor sobre el sitio que ella ocupa actualmente.

© Colección particular
© IRD- Bernard Francou



©IRD- Bernard Francou





Sección 5

Relación entre balance de masa y clima: acumulación y ablación

Esta sección²¹ describe el tipo de información climática que se puede obtener del estudio del balance de masa. Los datos anuales se encuentran directamente relacionados con (i), la acumulación de nieve, la cual depende tanto de precipitaciones como de avalanchas de nieve o hielo y

vientos; y (ii), la ablación, la cual representa directamente el Balance de Energía en la Superficie (BES).

El BES representa la relación entre las variables meteorológicas locales y el derretimiento de la superficie del glaciar.

5.1 Variabilidad de la acumulación neta

La cantidad de nieve acumulada se mide anual o bianualmente en la parte alta de los glaciares (la llamada "zona de acumulación"). Apesar de las dificultades existentes para identificar la capa de acumulación correspondiente a cada año hidrológico, ha sido posible obtener datos anuales de balance de masa en los Andes centrales. Los resultados muestran que la acumulación neta medida por encima de los 5,500 msnm está comprendida entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹. No se han observado acumulaciones netas mayores, ya sea porque las masas de aire a los 6,000 msnm sean demasiado pobres en vapor de agua, o porque los vientos no permitan a mayores acumulaciones formarse a nivel de las cumbres.

También se ha observado una marcada variabilidad interanual. En efecto, en el glaciar Zongo (Bolivia), los valores de acumulación neta varían desde menos de 500

hasta 1,200 mm w.e. a⁻¹, mientras que en las morrenas circundantes se observan valores de entre 700 y 1,200 mm w.e. a⁻¹ (Berger et al., 2005).

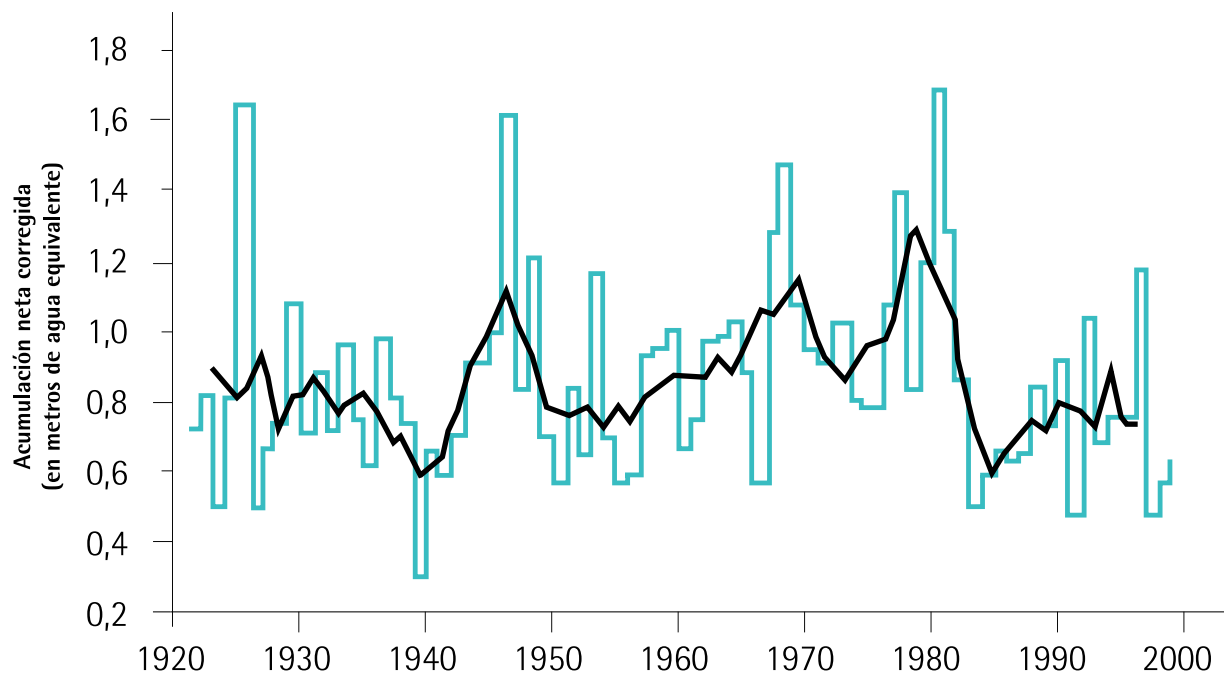
Con el fin de reconstruir la acumulación neta ocurrida en el pasado en glaciares de gran altitud, se extrajeron testigos de hielo en diversas zonas de los Andes entre 1983 y 2006.

En el caso de Bolivia, se consideró que el testigo de hielo más representativo fue el extraído del Illimani (6,350 msnm) en 1999. La Figura 5.1 ilustra la variabilidad en la acumulación neta entre 1920 y 1998, reconstruida usando este testigo de hielo. Los resultados muestran una drástica reducción en la acumulación neta durante los años del fenómeno "El Niño". Estos resultados son coincidentes con las reconstrucciones realizadas en otros glaciares de los Andes, como Chimborazo (Ecuador), Huascarán y Quelccaya (Perú).

²¹ Los autores de esta sección son: Patrick Wagnon, Jean-Emmanuel Sicart, Luis Maisincho, Bernard Francou, Patrick Ginot, Jean-Philippe Chazarin, Vincent Favier y Pierre Ribstein.

Figura 5.1

- Acumulación neta real y suavizada en el Illimani -



5.2 Procesos físicos responsables de la ablación

En un glaciar, la ablación es el resultado directo del BES. Su estimación resulta ser el inventario de todos los flujos de energía entrantes y salientes de su superficie, los cuales pueden ser radiativos, conductivos o turbulentos.

La ecuación del BES se describe en el Recuadro 5.1 (abajo) y sus valores son estimados usando una estación meteorológica automática instalada en la superficie del glaciar. En la Figura 5.2 se incluye una ilustración gráfica sencilla del proceso.

Recuadro 5.1

- Los distintos flujos de energía en la superficie de un glaciar -

La ecuación clásica del balance energético se escribe de la siguiente manera (los flujos hacia la superficie se representan como positivos):

$$S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow + H + LE + P + G = \Delta Q$$

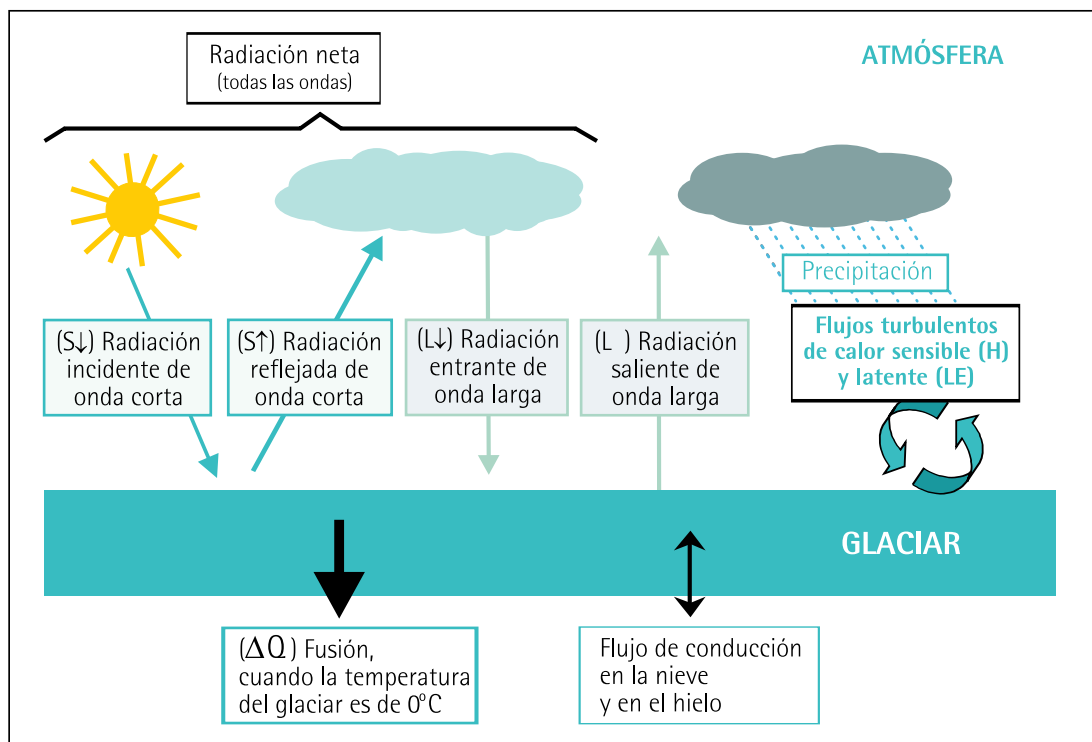
Los dos primeros términos de la ecuación representan la radiación R , que representa todas longitudes de onda: $R = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow = S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow$. $S\downarrow$ y $S\uparrow$ representan la radiación solar de onda corta incidente y reflejada, α el albedo, $L\downarrow$ la radiación de onda larga proveniente de la atmósfera y $L\uparrow$ la radiación de onda larga emitida por la superficie. Por otro lado, los términos $S = S\downarrow(1-\alpha)$ y $L = L\downarrow - L\uparrow$ representan la radiación de onda corta y larga, respectivamente; H y LE los flujos turbulentos de calor sensible y latente, P el flujo de energía aportado por las precipitaciones; y G , el flujo conductivo en la nieve o hielo.

ΔQ representa entonces la variación de energía que resulta en la capa superficial de un glaciar. Si ΔQ es positivo, el glaciar recibe un flujo de calor que va a ser utilizado en primer lugar para aumentar su temperatura (en caso que sea negativa), y luego para derretir el hielo (cuando el punto de deshielo ha sido alcanzado).

El cálculo del balance de energía permite constatar la importancia de cada flujo sobre el deshielo de un glaciar y separar las variables meteorológicas que controlan el deshielo. La figura siguiente ilustra el balance de energía entre el glaciar y la atmósfera (los colores corresponden a las variables de la ecuación anterior)

Figura 5.2

- Balance energético en la superficie de un glaciar: principales intercambios de flujos entrantes y salientes -



5.3 El BES en los glaciares Zongo y Antizana 15α

El BES en las zonas de ablación de los glaciares Zongo (16°S, trópico externo) y Antizana 15α (0°28S, trópico interno) está dominado por la radiación de onda corta (S), que para estos glaciares resulta ser el término más importante de la ecuación del Recuadro 5.1 (de la página 67). Dado que la radiación de onda corta está estrechamente relacionada con el albedo, esta última variable resulta ser fundamental en la determinación de la cantidad de energía disponible en la superficie para glaciares ubicados en los trópicos internos y externos.

El albedo está directamente relacionado con el estado de la superficie de un glaciar, es decir, si la superficie está cubierta por nieve antigua, o sólo por hielo. Por lo tanto, las precipitaciones sólidas, responsables del manto de nieve en la superficie del glaciar, vienen a ser una variable meteorológica clave en la variabilidad del deshielo en todos los glaciares tropicales.

En los trópicos externos (como Bolivia, por ejemplo), donde los glaciares casi nunca reciben precipitaciones líquidas, el balance de masa se relaciona estrechamente con la distribución anual del total de precipitaciones. En los trópicos internos (como Ecuador), sin embargo, la variable meteorológica clave viene a ser la temperatura del aire, ya que ésta controla la fase de las precipitaciones que recibe el glaciar (lluvia o nieve). En efecto, si nieva en la superficie, el albedo se incrementa rápidamente, lo cual reduce el derretimiento. Pero si llueve, el albedo se reduce, favoreciendo la absorción de radiación solar y por lo tanto, el deshielo.

La radiación de onda corta S es parcialmente compensada por la radiación de onda larga L, la cual es negativa durante todo el año. La estacionalidad anual de $L\downarrow$ (proveniente de la atmósfera) es altamente pronunciada en Bolivia, alcanzando valores bajos durante la temporada seca de abril–septiembre (baja nubosidad) y altos en la temporada húmeda de octubre–

marzo (alta nubosidad). En el Ecuador, $L\downarrow$ se mantiene prácticamente invariable debido a la casi ausencia del ciclo anual de precipitaciones. De esta manera, la radiación de onda larga, estrechamente relacionada con la nubosidad y la humedad, constituye una variable esencial que controla el BES de los glaciares tropicales y explica la alta estacionalidad del derretimiento del glaciar Zongo (Sicart et al., 2005).

El flujo turbulento de calor sensible H se relaciona con la temperatura del aire y la velocidad del viento, mientras que el flujo de calor latente LE lo hace con la humedad del aire y la velocidad del viento. Aunque el flujo sensible siempre se mantiene positivo, la suma de estos dos flujos representa siempre una pérdida de calor. En efecto, un flujo de calor latente permanentemente negativo (que corresponde a una pérdida de masa por sublimación) constituye una característica específica de los glaciares tropicales.

Estos flujos turbulentos son altamente variables durante el año. Tienen una gran importancia durante los meses ventosos (junio–septiembre) en el Ecuador (Favier et al., 2004a) y durante la temporada seca en Bolivia (Wagnon et al., 1999). Durante estos periodos, la sublimación tiene un bajo impacto en términos de tasas de ablación, pero juega un rol fundamental en su estacionalidad al reducir la energía por deshielo.

Mediciones de corto plazo tomadas a gran altitud, a más de los 6,000 msnm (Illimani), muestran que las tasa de sublimación son también importantes en la zona de acumulación de los glaciares (alrededor de 1 mm de agua equivalente por día durante la temporada seca) y comparable a aquellas registradas en la zona de ablación (Wagnon et al., 2003). Tasas de sublimación extremadamente altas (mayores a 2 mm de agua equivalente por día) se han registrado en el sur de Bolivia en campos de nieve no permanentes (Favier et al., 2004b).

5.4 Variabilidad del balance de masa en Bolivia y Ecuador en términos de flujos de energía

En Bolivia, cuando las nevadas son demasiado escasas como para cubrir la zona de ablación (entre octubre y diciembre), el deshielo se incrementa y la ablación puede alcanzar tasas de hasta 1,000 mm w.e. al mes en las zonas bajas. En caso de lluvias y cuando el granizo o la nieve caen a temperatura de deshielo, el albedo se mantiene a bajos niveles (<0.5).

En el glaciar Zongo, la correlación entre precipitación y balance de masa es alta, alcanzando su mejor ajuste y mayor nivel (positivo) entre los meses de diciembre y marzo. Asimismo, cuando una capa de nieve cubre continuamente el glaciar entre octubre y abril, el balance de masa anual encuentra cercano al equilibrio o es positivo (Wagnon et al., 2001). Esto implica que el periodo de transición entre la temporada seca y el periodo de mayores lluvias (de enero a marzo) es de crucial importancia para el balance de masa. Durante la temporada húmeda, el flujo de calor latente es compensado por el flujo de calor sensible, por lo que el balance de flujos turbulentos tiende a ser nulo o muy débil.

Como se mencionó anteriormente, la radiación entrante de onda larga juega un rol muy importante en la estacionalidad del balance de masa. Durante la temporada húmeda, la radiación saliente de onda larga es compensada por una gran radiación similar pero entrante, debido a la alta nubosidad y humedad del aire. Este flujo representa una importante fuente de energía para el glaciar, especialmente a bajas alturas. También explica el hecho de que el escurrimiento sea constante durante todo el verano, inclusive cuando la superficie del glaciar está cubierta por grandes cantidades de nieve (Sicart et al., 2005).

Por otro lado, durante la temporada seca (mayo-agosto), el cielo se encuentra despejado y la atmósfera seca, por lo que el balance neto negativo de radiaciones de onda larga produce una importante reducción de los niveles de energía y por tanto, de la ablación. De igual manera, los vientos que soplan frecuentemente durante el invierno austral producen una sublimación que reduce el deshielo (Wagnon et al., 1999).

En el Ecuador, la estacionalidad del balance de masa del glaciar Antizana 15α es menos pronunciada, aunque una importante variabilidad interanual se produce durante todo el año. No se conoce con mucha certeza la estacionalidad de la acumulación a grandes altitudes debido a que el ciclo de acumulación por encima de los 5,200 msnm se mide generalmente una sola vez al año. Sin embargo, mediciones realizadas en áreas cercanas a la zona de ablación sugieren que los periodos de acumulación más importantes son abril-junio y agosto-octubre.

En comparación con Bolivia, en Ecuador, la variabilidad interanual del balance de masa a bajas alturas presenta un patrón más confuso. Los periodos de junio-julio y noviembre-enero son más constantes y presentan tasas moderadas de ablación. Los periodos más variables son febrero-mayo y agosto-septiembre, los cuales en conjunto explican el 98% de la varianza del balance de masa anual (Francou et al., 2004b, ver Figura 3.6).

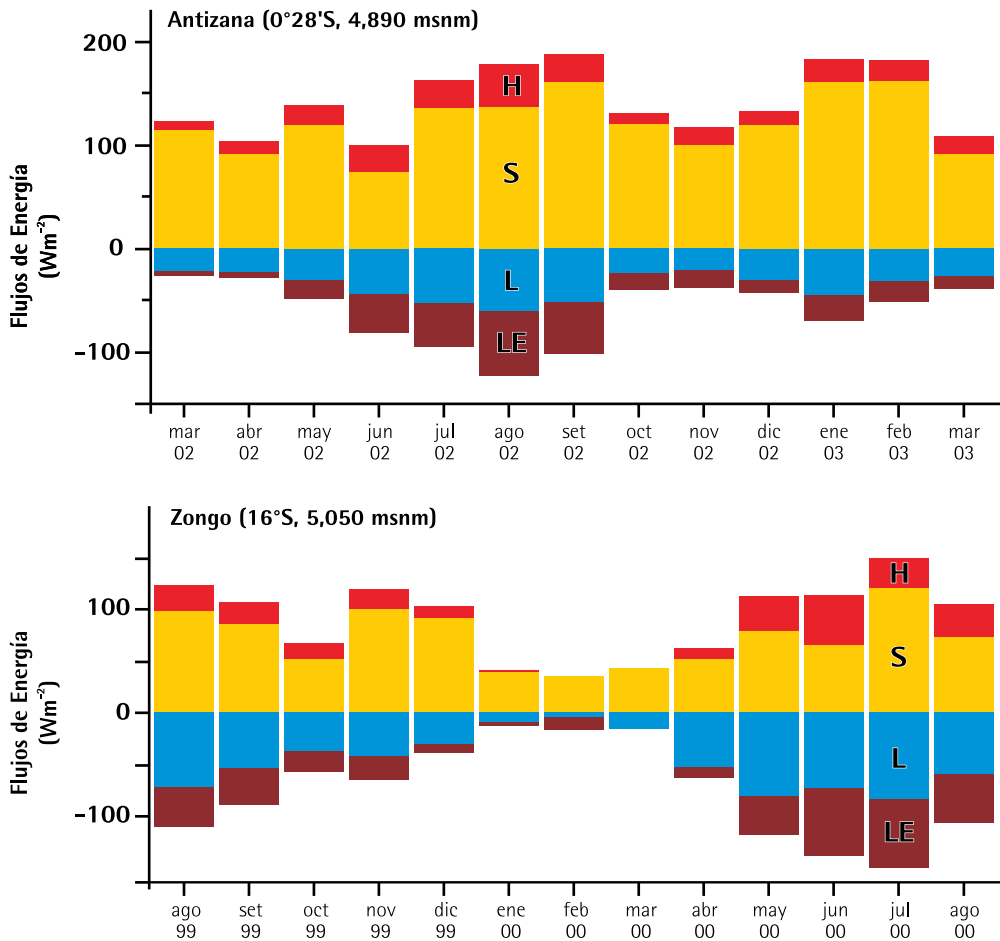
Las mayores tasas de ablación coinciden con los equinoccios, es decir, con los periodos de mayor radiación solar en el Ecuador. Pero la variabilidad es mayor alrededor y después del primer equinoccio (abril-mayo) y alrededor del segundo (septiembre), dependiendo de la frecuencia y naturaleza de las precipitaciones.

Recuadro 5.2

- Comparación del ciclo anual de los flujos de energía en las superficies de los glaciares Zongo (Bolivia) y Antizana 15 (Ecuador)²² -

La siguiente figura ilustra el ciclo anual de los flujos de energía en las superficies de los glaciares Antizana 15 (trópicos internos, condiciones húmedas durante todo el año) y Zongo (trópicos externos, una temporada húmeda entre octubre y marzo; y una seca, entre mayo y septiembre).

Para ambos glaciares, los flujos entrantes de energía son la radiación solar neta (S) y el flujo de calor sensible (H), mientras que los flujos salientes vienen a ser la radiación neta de onda larga (L) y el flujo de calor latente (LE).



²² Promedios mensuales de la radiación de onda corta S, radiación neta de onda larga L, el flujo de calor sensible (H), y el flujo de calor latente (LE) de los glaciares Antizana 15 (marzo 2002 –marzo 2003) y Zongo (agosto 1999 –agosto 2000). Faltan algunos datos de H y LE correspondientes a marzo 2000 para el glaciar Zongo.

Los meses más constantes son junio y julio, los cuales están marcados por precipitaciones moderadas y un flujo decreciente de radiación. El periodo octubre-diciembre es también bastante regular con altas tasas de ablación, la cual se relaciona con la alta radiación solar de onda corta incidente y la decreciente precipitación que se produce en el periodo.

Como lo han señalado Favier et al. (2004a,b) y Francou et al. (2004b), el albedo juega en el Ecuador el mismo rol determinante que en Bolivia, pero la aparición de un manto de nieve en la superficie de los glaciares parece depender más de la fase de precipitación (lluvia o nieve) que de su cantidad. En efecto, entre las situaciones extremas de balance de masa ocurridas en el periodo 1995-2005, la precipitación varió menos de 50 mm w.e. sólo durante

los primeros semestres y en septiembre. Asimismo, la temperatura entre situaciones extremas osciló entre 1 y 1.5°C, particularmente entre enero y mayo. Este rango corresponde a una variación de entre 150 y 200 m del límite nieve-lluvia sobre la superficie del glaciar.

El efecto más importante producido por la lluvia no es el de derretir hielo directamente, ya que ésta cae a temperaturas bajas y a baja intensidad; sino el del mantener el albedo en la superficie del glaciar a bajas temperaturas. En el periodo junio-agosto, a pesar de la humedad generada en la cuenca amazónica, soplan fuertes vientos que refuerzan la sublimación y reducen el deshielo. Por lo tanto, aunque la sublimación tiene un efecto limitado en las tasas anuales de ablación, juega un rol importante en su estacionalidad al reducir la energía disponible para el deshielo.

5.5 Glaciares tropicales, temperatura del mar y eventos ENSO

En el Ecuador, las dos fases opuestas de los eventos ENSO explican las situaciones más contrastantes observadas en el glaciar Antizana. Cuando en el Pacífico Central ocurre una anomalía de temperatura en la superficie del mar (usualmente entre noviembre y febrero) su respuesta atmosférica se produce en los Andes ecuatorianos tres meses después. Este rezago explica el hecho de que la variabilidad del balance de masa alcance su máximo entre febrero y mayo.

Durante la fase cálida del ENSO, el incremento de la temperatura favorece la ocurrencia de lluvias en altitudes de entre 5,100 y 5,300 msnm, lo cual, junto con una ligera disminución de la nubosidad, mantiene constantemente bajos los valores del albedo. En consecuencia, el deshielo es alto (Favier et al., 2004a, b).

En Bolivia, la evolución del balance de masa también depende en gran medida de las anomalías de temperatura que ocurren en la superficie del Pacífico Central. Durante las fases cálidas del ENSO, las precipitaciones se reducen entre 10 y 30% y se producen con mayor frecuencia periodos secos durante los veranos (Vuille et al., 2000b). Estas condiciones incrementan la radiación entrante de onda corta y reducen tanto la acumulación de nieve como el albedo en la superficie del glaciar (Wagnon et al., 2001). La temperatura promedio

cercana a la superficie durante el verano es entre 0.7 y 1.3°C más alta durante "El Niño" que durante "La Niña", lo cual incrementa la probabilidad que lluvias y nevadas caigan a temperaturas de deshielo. Durante los episodios "La Niña", condiciones opuestas prevalecen, lo que puede generar balances de masa positivos o cercanos al equilibrio.

El incremento de la temperatura superficial del mar en la costa sudamericana que se observa desde 1976 contribuye al retroceso acelerado de los glaciares ecuatorianos y bolivianos. Sin embargo, algunos eventos atmosféricos de gran escala como los producidos por la explosión del volcán Pinatubo en junio de 1991 podrían estar interfiriendo con el proceso. Esta explosión liberó una gran cantidad de aerosoles de sulfato cuyo efecto enfriante interrumpió temporalmente las consecuencias del periodo "El Niño" 1990-1995 y causó el único balance de masa positivo que se produjo en el glaciar Chacaltaya fuera de los episodios "La Niña" (Francou et al., 2003).

Como conclusión, se puede decir que los cambios en la evolución espacio-temporal del fenómeno "El Niño" desde los 1970s y el calentamiento de la troposfera son factores que, combinados, explican el retroceso de los glaciares ubicados en los Andes Tropicales.



Sección 6

Impactos del retroceso glaciar sobre los recursos hídricos

En la primera parte de esta sección²³ se describe la variabilidad de los escurrimientos provenientes de glaciares en los países andinos. Se establece que la variabilidad interanual de dichos escurrimientos depende fuertemente de la ocurrencia de eventos ENSO, los cuales aceleran el retroceso de los glaciares a través de un aumento de las temperaturas (en Bolivia, Perú y Ecuador) y de una disminución de las precipitaciones (en Bolivia y sur del Perú).

En la segunda parte se presentan los pronósticos de futuros escurrimientos según diferentes escenarios de elevación de temperaturas en cuencas con cobertura glaciar distinta. Los resultados prevén un incremento temporal de los caudales, seguido por una disminución drástica del volumen y regularidad de los recursos hídricos en las cuencas abastecidas por glaciares. En la Cordillera Blanca, esta disminución podría alcanzar hasta 60% dentro de 100 ó 200 años.

6.1 Variabilidad de los escurrimientos glaciares

6.1.1 Escurrimientos, precipitaciones y variabilidad

En el Perú y Bolivia, la estación lluviosa ocurre entre octubre y marzo, por lo que el año hidrológico se estima entre septiembre y agosto. Esta estación húmeda es también la más caliente, lo que constituye la principal característica explicativa del funcionamiento de los glaciares tropicales en esta zona.

En la Cordillera Blanca peruana, la comparación de la distribución de las precipitaciones y de las láminas escurridas en varias subcuencas del río Santa, pone en evidencia el papel regulador de los glaciares (ver Tabla 6.1 página siguiente).

Los escurrimientos mensuales de las cuencas pequeñas, con bajo componente glaciar (Recreta) o en aquellas de gran tamaño (La Balsa) están estrechamente correlacionados con la distribución mensual de las precipitaciones (ver Figura 6.1, página siguiente). Por el contrario, los escurrimientos de las cuencas con mayor proporción de glaciares y mediana superficie (Llanganuco o Parón) son más sostenidos en la estación seca y fría que va desde mayo a septiembre. Los escurrimientos de las pequeñas cuencas con un componente glaciar muy importante (Artesoncocha) son aún más sostenidos en la estación seca y fría. Se puede observar que los caudales máximos ocurren a partir de los meses de diciembre y enero.

²³ Los autores de esta sección son Bernard Pouyaud, Eric Cadier, Robert Gallaire, Marco Zapata, Edgar Ayabaca, Carlos Olmos, Jesús Gómez, Wilson Suárez, Marcos Villacis, Luis Maisincho, Pierre Ribstein y Anne Coudrain.

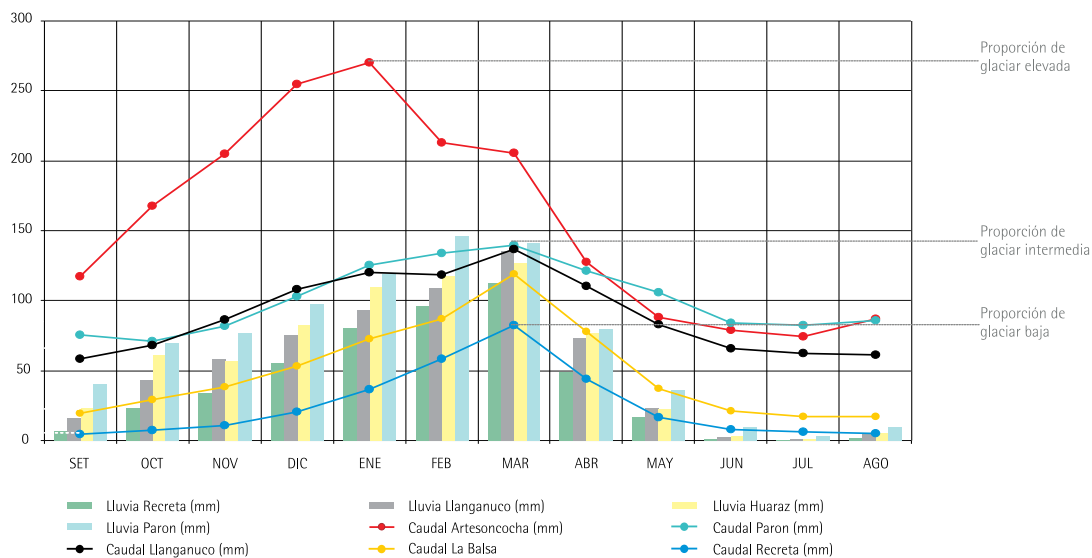
Tabla 6.1

- Precipitación y escurrimiento de cuencas glaciares en la Cordillera Blanca -

	SET	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	Medio	Area (km ²)	% Glaciar
Lluvia Recreta (mm)	7.1	23.2	34.3	55.5	80.6	96.3	112.7	49.5	17.3	1.1	0.4	1,9	479.8		
Lluvia Llanganuco (mm)	16.0	43.6	58.2	75.9	93.4	108.9	135.4	73.4	23.4	2.9	1.0	4,5	636.6		
Lluvia Huaraz (mm)	23.7	61.5	56.4	83.1	109.8	117.5	127.2	76.6	22.2	3.7	1.4	5,6	688.8		
Lluvia Paron (mm)	40,6	69,9	77,4	97,2	119,0	146,3	141,6	79,3	36,1	9,6	3,6	9,6	830,3		
Caudal Artesoncocha (mm)	117	168	205	254	270	213	205	128	88	79	75	87	1,889.1	8.4	79
Caudal Paron (mm)	76	71	82	103	125	134	139	121	106	84	83	86	1,210.0	48.8	48
Caudal Llanganuco (mm)	59	68	86	108	120	119	137	110	83	66	62	61	1,079.7	87	39
Caudal La Balsa	19	29	39	53	73	87	119	78	37	21	17	17	588.6	4840	12
Caudal Recreta (mm)	5	8	11	20	37	58	83	44	17	8	6	5	302.3	290	2

Figura 6.1

- Precipitaciones y escurrimiento de cuencas glaciares en la Cordillera Blanca -



En el período comprendido entre 1973 y 1999, el balance hidrológico del glaciar Zongo, en la Cordillera Real boliviana (Figura 6.2, debajo), mostró una lámina escurrida de 1,280 mm/año para 3 km² de cuenca glaciar. Este valor se debe comparar con la pluviometría media de la cuenca, estimada en aproximadamente 1,000 mm/año.

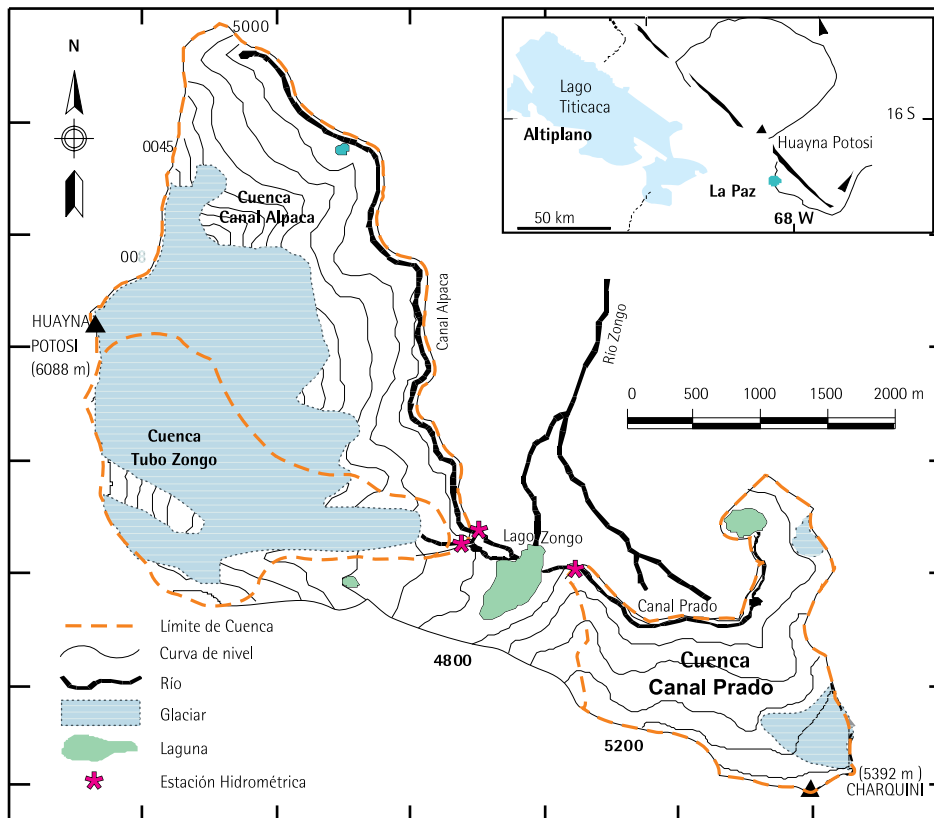
La Figura 6.3 (página siguiente) muestra los escurrimientos mensuales de tres cuencas, comparados con las preci-

pitaciones mensuales observadas en las estaciones de Plataforma y Botijlaca.

Se puede observar que si bien los escurrimientos ocurren al mismo tiempo que las precipitaciones, se constata que los años con escurrimientos más elevados en las estaciones Zongo y Canal Alpaca no son aquellos con mayores precipitaciones. Por lo tanto, queda en evidencia el rol regulador de los glaciares tropicales en los estiajes de los valles andinos.

Figura 6.2

- Ubicación de las cuencas, glaciares y canales del Zongo -



6.1.2 Variabilidad interanual de escurrimientos y ENSOs

De acuerdo a lo discutido en la punto anterior, debería existir una explicación alternativa de la causa de la variabilidad interanual de los escurrimientos provenientes de glaciares tropicales. Para ello, analizamos los efectos de varios eventos "El Niño": 1991-92, 1997-98 (Ribstein et al., 1999) y 1982-83.

En Bolivia, los eventos ENSO se asocian con precipitaciones sistemáticamente deficitarias. En la estación Plataforma, durante los eventos de 1982-83, 1991-92 y 1997-98 se registraron déficits de 37%, 20% y 21% en relación al promedio interanual. Sin embargo, los escurrimientos fueron los más importantes observados en las estaciones de Zongo y canal Alpaca.

La Figura 6.4 (página siguiente) pone en evidencia los comportamientos opuestos de las cuencas de los glaciares Zongo y Alpaca, con elevado componente glaciar, con

respecto a aquella del Prado, que incluye solamente el pequeño glaciar Charquini. Este comportamiento opuesto es causado por las considerables diferencias entre las tasas de cobertura glaciar de dichas cuencas (Tabla 6.2).

Los eventos "El Niño" también están asociados con temperaturas de entre 1°C y 2°C por encima del promedio, las cuales causan un incremento en la fusión de los glaciares (Franco y Pizarro, 1995). En cuencas con un régimen esencialmente glaciar, los escurrimientos provenientes de la fusión son dominantes. En cuencas con baja cobertura glaciar, por el contrario, el aumento del escurrimiento por fusión no es suficiente para compensar los déficit producidos por la escasez de precipitaciones.

En el Perú, la incidencia de los eventos ENSO en las precipitaciones es menos clara, ya que el efecto de la disminución de precipitaciones varía en importancia de un evento a otro.

Figura 6.3

- Escurrimientos y precipitaciones mensuales entre 1991 y 1999 -

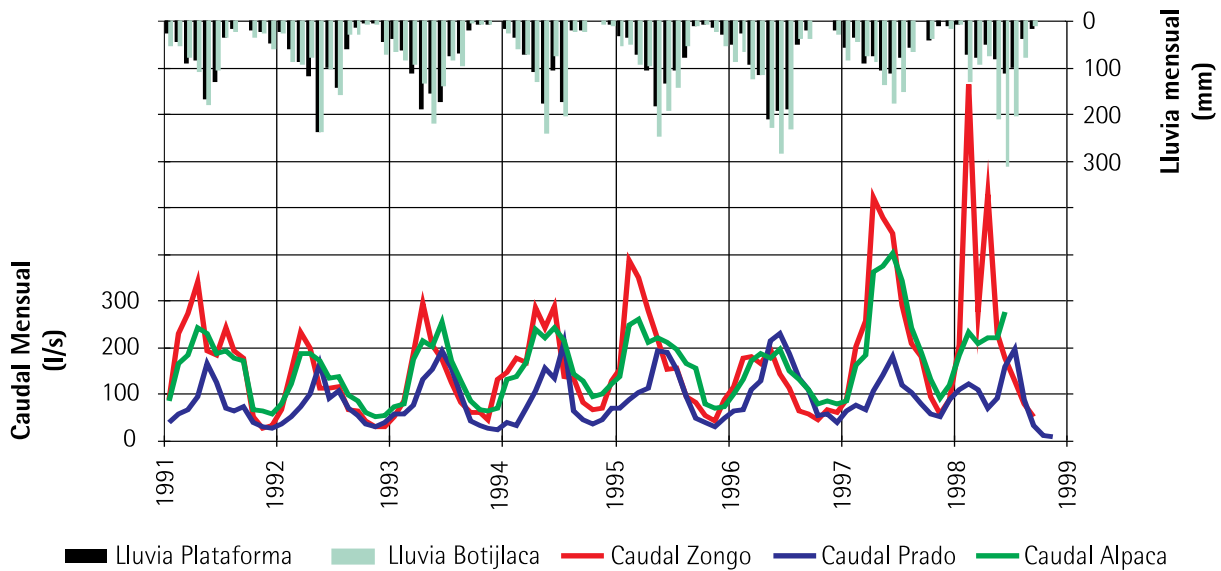
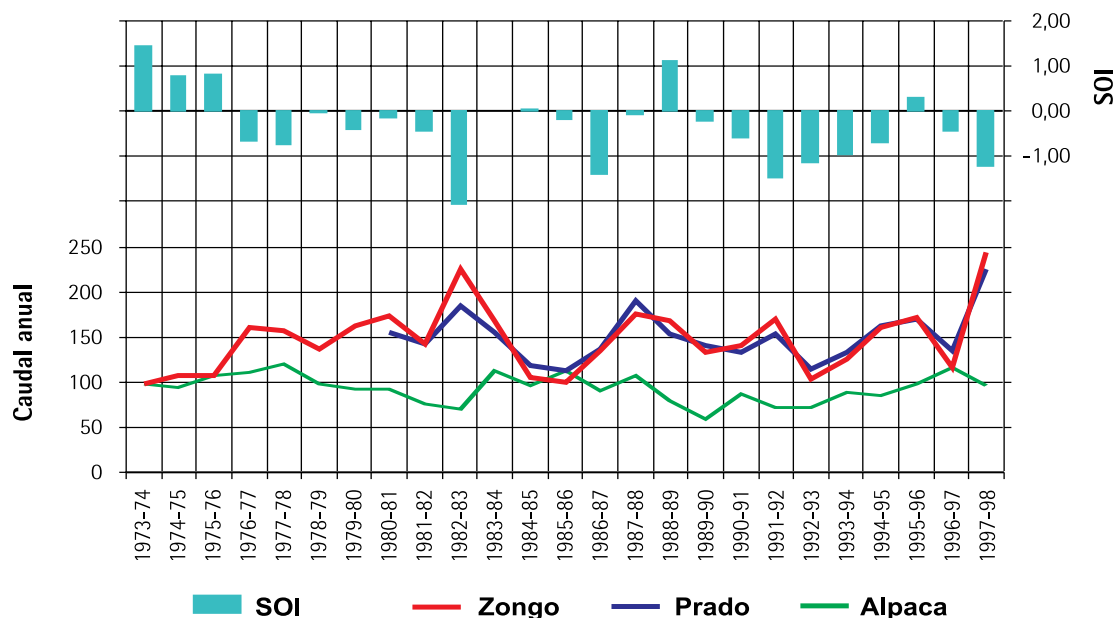


Figura 6.4

- Escurrecimientos anuales en las estaciones Zongo, canal Prado y canal Alpaca comparados con valores medios anuales del Southern Oscillation Index (SOI) -



Southern Oscillation Index (SOI) es un índice que mide el diferencial de presión atmosférica entre Tahiti y Darwin (Australia). Cuando es muy negativo, nos encontramos ante el fenómeno El Niño.

Tabla 6.2

- Características de las cuencas -

	Zongo - Tubo	Charquini - Prado	Alpaca
Superficie de la cuenca en km ²	3,00	2,99	5,74
% de superficie glaciar (1987)	70,0	10,5	37,0

6.2 Impacto de los glaciares en las cuencas de alta montaña

6.2.1 Recurso hídrico y tasas de cobertura glaciar

La Tabla 6.3 (abajo) muestra los parámetros hidrológicos de las sub-cuencas del río Santa, incluida la de Artesonraju, particularmente interesante por su alta tasa de cobertura glaciar.

Estos resultados muestran que el comportamiento hidroglaciológico de las cuencas glaciares de la Cordillera Blanca es el mismo en una amplia gama de coeficientes de cobertura glaciar, ya que la lámina glaciar escurrida interanual crece linealmente con la tasa de cobertura glaciar.

6.2.2 Pronóstico del recurso hídrico glaciar: Cordillera Blanca

La Figura 6.5 (página siguiente) presenta un pronóstico de mediano plazo (20 años) de los caudales del río Llanganuco, estimado tomando en cuenta las previsiones de calentamiento de la atmósfera y los valores mensuales

de escurrimiento entre 1953 y 1997. Los resultados indican que si sólo se consideran cuencas con una cobertura glaciar superior al 40%, cuyos glaciares nacen a alturas por encima de los 5,500 msnm, la reducción de su superficie glaciar en 20 años no debería ser tan importante como para modificar sensiblemente el proceso de deshielo y escurrimiento.

Tabla 6.3

- Glaciares del área andina monitoreados permanentemente y métodos utilizados -

Subcuenca	S (km ²)	S _{gl} (km ²)	Cg _i	L _e (m)	P (m)	k _{epn}	De (m)	Período	Altitud (m)
Recreta	290	5.1	0.02	0.30	0.61	0.50	0.30	1953 - 1997	4,000 - 5,200
Querococha	66.0	2.1	0.03	0.82	0.99	0.83	0.17	1953 - 1997	3,900 - 5,200
Quitaraoca	390	30.0	0.08	0.88	1.00	0.88	0.12	1953 - 1997	1,500 - 6,000
Pachacoto	210	20.3	0.10	0.64	0.92	0.69	0.28	1953 - 1997	3,700 - 5,700
La Balsa	4,840	580	0.12	0.59	0.70	0.85	0.11	1953 - 1997	1,800 - 6,800
Olleros	176	28.5	0.16	0.87	0.98	0.89	0.11	1953 - 1997	3,500 - 5,700
Colcas	236	39.0	0.17	0.77	0.82	0.94	0.05	1953 - 1997	2,100 - 6,100
Quillcay	250	45.9	0.18	0.91	0.90	1.00	0.00	1953 - 1997	3,100 - 6,100
Los Cedros	116	24.0	0.21	0.93	0.86	1.08	-0.07	1953 - 1997	1,900 - 6,100
Chancos	271	65.3	0.24	1.01	0.88	1.15	-0.13	1953 - 1997	2,800 - 6,100
Llanganuco	87.0	33.7	0.39	1.08	0.95	1.14	-0.13	1953 - 1997	3,800 - 6,600
Paron	48.8	23.2	0.48	1.21	0.98	1.24	-0.24	1953 - 1997	4,200 - 6,000
Artesonraju	8.4	6.6	0.79	1.89	1.02	1.86	-0.88	2000 - 2004	4,300 - 6,000

Legenda:

S Superficie total de la cuenca
S_{gl} Superficie glaciar de la cuenca
Cg_i Tasa de cobertura glaciar

L_e Lámina escurrida
P Precipitación
k_{epn} Coeficiente de escurrimiento

De Déficit de escurrimiento
(positivo si P>Le)

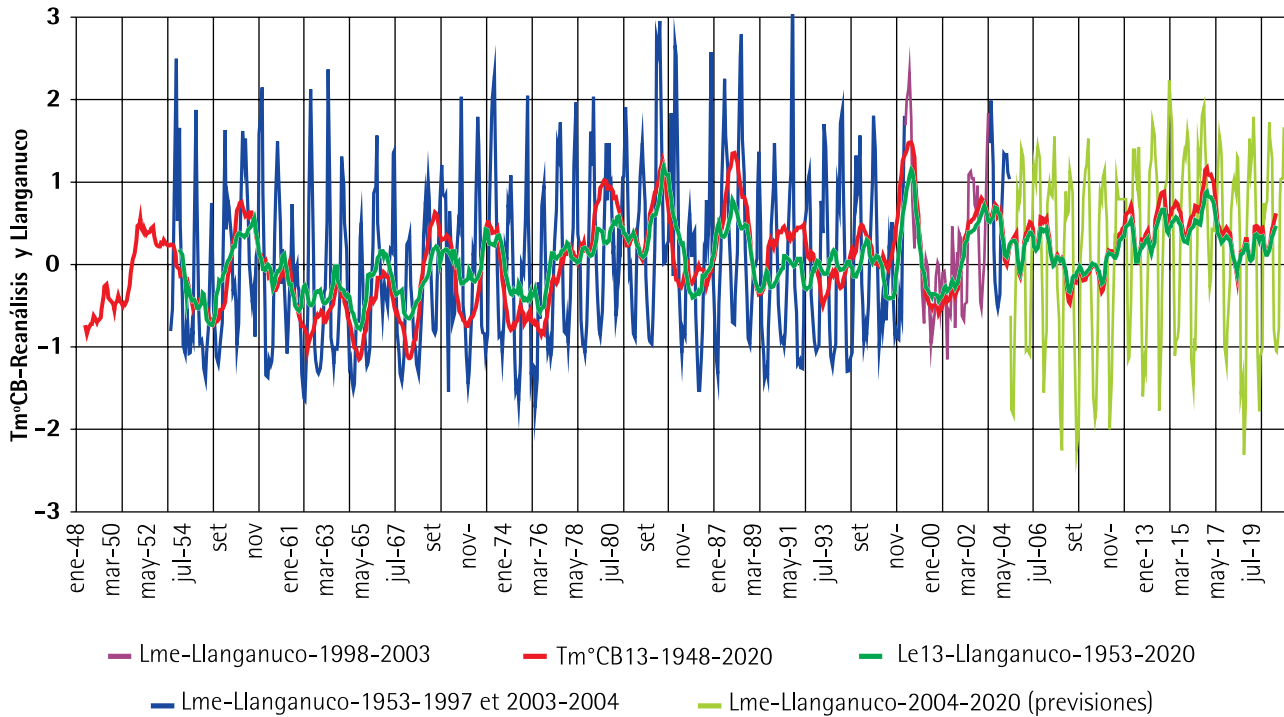
Para realizar pronósticos a plazos aún mayores (50 años, por ejemplo), es necesario tomar en cuenta la reducción progresiva de la superficie glaciar (Wagnon y Vincent, 2003).

El modelo explicado en la Cuadro 6.1 (página siguiente) se utilizó para pronosticar la evolución de la lámina escurrida hasta el año 2300 en la cuenca de Llanganuco y en otras tres con cobertura glaciar diferente (Parón, Artesoncocha y Yanamarey). Los cálculos, realizados con fines demostrativos, fueron realizados suponiendo altas velocidades de calentamiento para el siglo XXI (2°C y 4°C). Los resultados se

ilustran en las Figuras 6.6 y 6.7, en la página 83. Se puede observar que se espera un leve incremento del recurso hídrico glaciar en todas estas cuencas durante los próximos 25-50 años, según su cobertura glaciar actual. Si el cambio climático continúa o se acelera, a este incremento le seguirá un dramático empobrecimiento del recurso hídrico que se producirá particularmente en época seca. El régimen hidrológico de cada cuenca se volverá cada vez más nivo-pluvial a medida que avance la desaparición de sus glaciares reguladores, empezando por los más pequeños y por los que nacen a más baja altura.

Figura 6.5

- Previsión a mediano plazo de los caudales del río Llanganuco -



Cuadro 6.1

- Principios del modelo de pronóstico de caudales -

En su configuración inicial, la cuenca tiene una superficie total S (en km^2), cuya parte glaciar (de superficie S_{gl}), presenta un régimen hidrológico estrictamente glaciar. La parte no glaciar (de superficie S_{pn}), representa un régimen nieve-pluvial. La lámina escurrida total L_e de la cuenca es la suma de las láminas escurridas de cada una de las dos subcuencas $L_e = L_{epn}S_{pn}/S + L_{egl}S_{gl}/S$ (Ferguson, 1985).

En la parte S_{pn} no glaciar, la lámina escurrida L_{epn} depende de un coeficiente interanual medio de escurrimiento k_{epn} , que define la parte de la precipitación media interanual P en la cuenca que llega a su exutorio. En la parte S_{gl} glaciar, la lámina escurrida L_{egl} es inicialmente igual a F_{igl} , fusión de un glaciar en las condiciones actuales.

En las condiciones del cambio climático actual, se supone que el funcionamiento hidrológico de la parte con régimen nieve-pluvial no se modifica, suponiendo las precipitaciones constantes en el futuro, ya que no existen aún previsiones confiables de su evolución (Garreaud & Aceituno, 2001). Por el contrario, el funcionamiento hidrológico de la parte con régimen glaciar se modifica drásticamente, primero por el aumento de la fusión y luego por la reducción progresiva de la superficie glaciar.

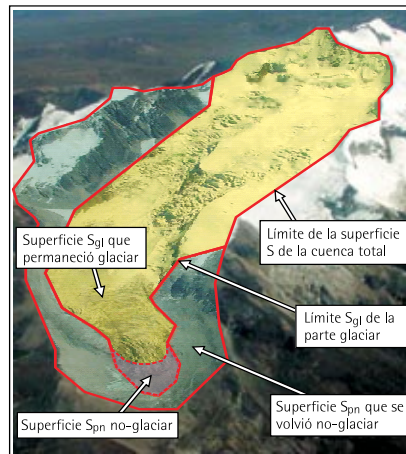
La correlación de los caudales glaciares con las temperaturas atmosféricas muestra que a lo largo del tiempo, la fusión de glaciares $F_{gl}(t)$ aumenta a partir del valor actual F_{gl} , proporcionalmente al incremento de la temperatura.

Sin entrar en detalles el modelo permite calcular la lámina L_e escurrida por la cuenca en función del tiempo t por la ecuación siguiente:

$$L_e = k_{epn}(S_{pn} + \beta S_{gl}t)P/S + F_{0gl} \{1 + \alpha[Ti(1 + at)]\} (1 - \beta t)S_{gl}/S$$

Donde:

- L_e Lámina escurrida por toda la cuenca (m)
- k_{epn} Coeficiente de escurrimiento de la parte no cubierta por glaciar
- S_{pn} Superficie actualmente no cubierta por glaciar (km^2)
- t Tiempo (año)
- β Coeficiente de reducción de superficie anual del glaciar (año⁻¹)
- S_{gl} Superficie actualmente cubierta por glaciar (km^2)
- P Precipitación anual (m)
- S Superficie total de la cuenca (km^2)
- F_{0gl} Parámetro actual de fusión del glaciar (7,41m en la isoterma 0°C)
- α Incremento de la fusión por cada °C de incremento de temperatura (0,137 °C⁻¹)
- Ti Temperatura inicial al nivel de 500hPa (-5,2°C en el año 2000)
- a (Incremento por año de temperatura del escenario considerado) / Ti



El gráfico incluido muestra un esquema de funcionamiento de una cuenca glaciar en el contexto de un calentamiento climático continuo

Figura 6.6

- Simulación de la evolución de la lámina escurrida en la cuenca de Llanganuco para tres escenarios de calentamiento -

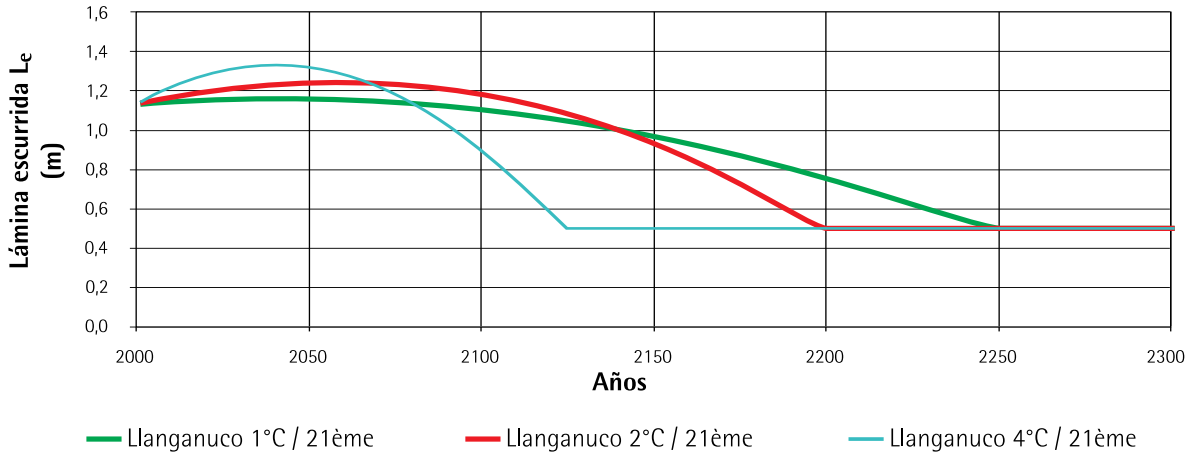
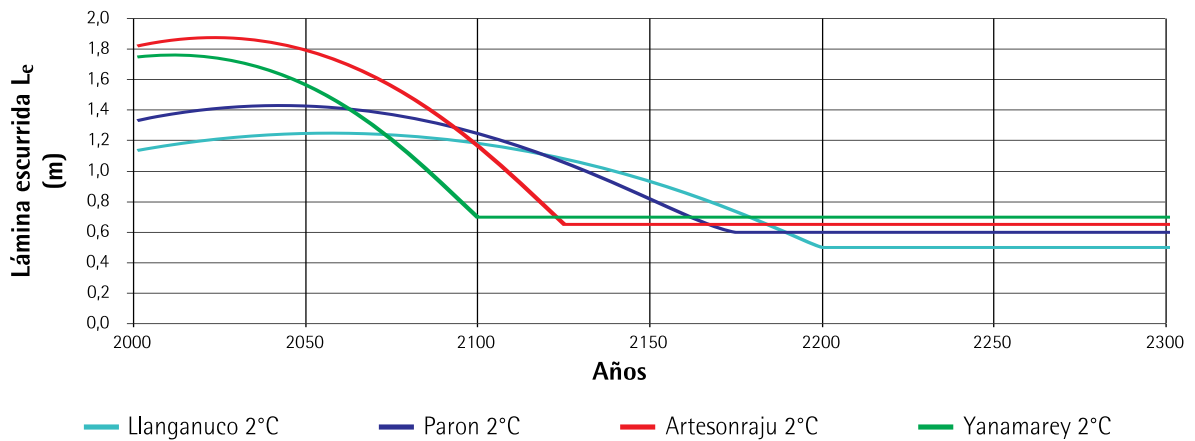


Figura 6.7

- Simulación de la evolución de la lámina escurrida en las cuencas de Llanganuco, Parón, Artesonraju y Yanamarey -





Sección 7

Retroceso glaciar e incremento del riesgo de catástrofes

En ciertos lugares²⁴, el retroceso de los glaciares ha ocasionado la formación de grandes lagos formados por materiales fácilmente erosionables. En regiones sísmicas como los Andes peruanos o los Himalayas, la probabilidad de que estos diques se quiebren es lo suficientemente alta como para que las lagunas constituyan una amenaza latente.

Por lo general, este tipo de catástrofes se produce como consecuencia del hundimiento de una sección de un glaciar o de la cara de una ladera rocosa en una laguna. Estos impactos producen grandes olas (de hasta 50 m de altura) que se propagan aguas abajo y causan el desbordamiento de otras

lagunas, produciendo devastación a su paso. Las mayores catástrofes ocurren durante la época de lluvias, cuando los lagos contienen más agua.

Desastres como los que se describen han sido frecuentes en el Perú, y en particular en la Cordillera Blanca, en donde han cobrado la vida de cerca de 10,000 personas desde 1725 (Lliboutry, Morales y Schneider, 1977; Ames y Francou, 1995).

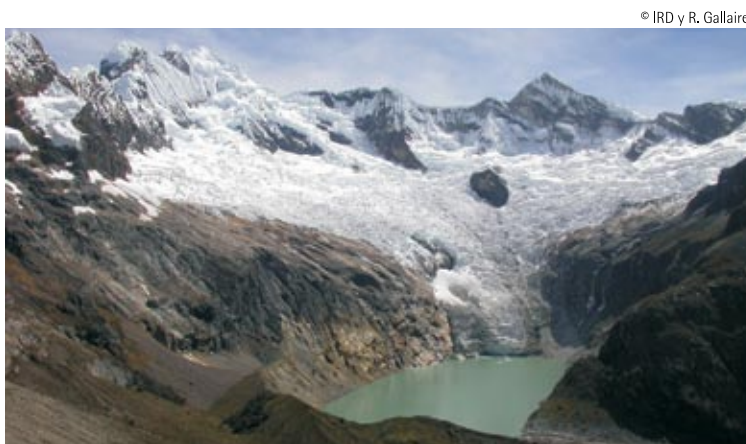
Los Recuadros siguientes tienen como finalidad ilustrar sobre las manifestaciones más evidentes de las catástrofes originadas por el colapso de lagunas glaciares.

²⁴ Esta sección es un extracto del libro de Francou y Vincent (2007). Una gran parte de la información viene de Marco Zapata y Nelson Santillán (Unidad de Glaciología y recursos Hídricos del Instituto Nacional de Recursos Naturales - INRENA, Perú), así como de Bernard Pouyaud y de Robert Gallaire.

Recuadro 7.1

- Cordillera Blanca (Perú)-

En su mayoría, estos desastres se han producido por el desprendimiento de grandes bloques de hielo de glaciares que desembocan en una laguna. La más destructora se produjo en diciembre de 1941 en dos lagos que dominan la ciudad de Huaraz. Como resultado, la mitad de la ciudad fue arrasada y alrededor de 4,000 personas perdieron la vida.



© IRD y R. Gallaire

Laguna Arhwaycocha en 2005, con el riesgo de que el glaciar Pucahirca oeste se derrumbe



© IRD y B. Francou

Laguna Arhwaycocha en 2001, cubierta de icebergs después de un hundimiento del glaciar Pucajirca oeste



© IRD y R. Gallaire

Aparición de nuevas lagunas con el retroceso de los glaciares en Cordillera Blanca: ejemplo del glaciar del Artezoraju en 2005

Recuadro 7.2

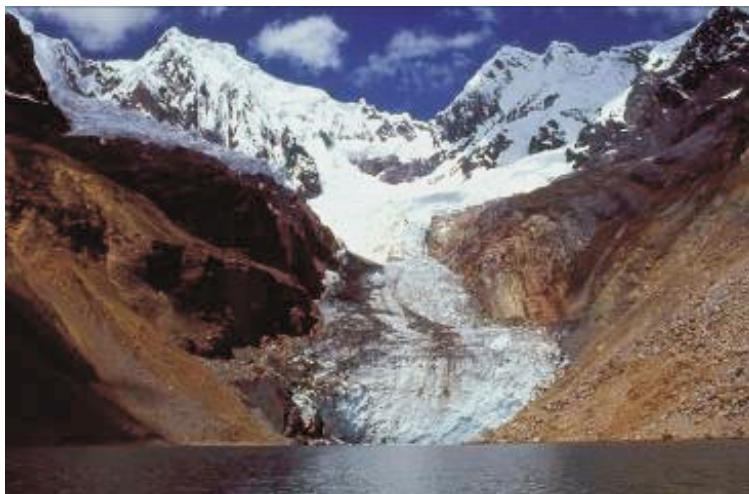
- Safuna Alta (Cordillera Blanca, parte noreste) -

La laguna de Safuna Alta, en el Perú, se sitúa en una región aislada del noreste de la Cordillera Blanca. Un glaciar desemboca a esta laguna por una pared de hielo de 40 m de altura.



Laguna Safuna Alta en 2001

Como consecuencia del retroceso de este glaciar, se formó una gran laguna alrededor de 1962. Esta laguna se convirtió inmediatamente en una potencial fuente de peligro, ya que su desbordamiento podría amenazar la central hidroeléctrica del Cañón del Pato, situada 40 km aguas abajo. Entre 1973 y 2001, el volumen de la laguna se multiplicó por diez, bajo el efecto de la aceleración del retroceso del glaciar.



Recuadro 7.2 continuación

- Safuna Alta (Cordillera Blanca, parte noreste) -

En abril de 2002 se produjo un gran desprendimiento de roca, estimado en 10 millones de metros cúbicos. La masa desmoronada cubrió la zona frontal del glaciar y la parte de la laguna, provocando olas que lograron pasar por encima del dique morrénico.

© IRD y B. Pouyaud



Safuna Alta después del desprendimiento

Se estima que como consecuencia, la laguna perdió entre 4 y 5 millones de m^3 . El desbordamiento de la laguna erosionó fuertemente el dique morrénico, pero el flujo de agua fue atenuado por la Laguna Safuna Baja, la cual pudo resistir sin romperse.

© IRD y B. Pouyaud



Safuna Baja y la morrena de Safuna Alta erosionada por el desbordamiento de la laguna

Recuadro 7.3

- Altar (Ecuador) -

Un evento similar se produjo en el año 2000 en el macizo volcánico El Altar, en el Ecuador, cuyo cráter está ocupado por la laguna Amarilla. El 13 de diciembre de 2000, entre 50,000 y 70,000 metros cúbicos de rocas se desprendieron de una pared volcánica circundante y cayeron a la laguna, provocando una ola de 50 m de alto.

© IRD y B. Francou



La foto muestra la planicie de Collanes y la morrena de la Pequeña Edad de Hielo del glaciar de la caldera del Altar cubierta de un bosque de Pollepi, en 1999.

El flujo se extendió hacia una pequeña cuenca situada aguas abajo y se introdujo luego en el valle del río Collanes, provocando una crecida a lo largo de 100 km que dejó sin vida a una decena de personas y provocó cuantiosos daños materiales.

© IRD y B. Francou



Diciembre 2001: la misma planicie cubierta de escombros con la morrena reventada por el flujo que se derramó de la laguna.



8. Conclusiones y perspectivas

El documento presenta los resultados de una serie de investigaciones que vienen realizándose en determinados glaciares tropicales andinos en las últimas décadas, aportando de este modo una visión general del estado del conocimiento sobre los glaciares y el cambio climático en la región. Cabe precisar que los resultados expuestos en esta síntesis han sido enfocados sobre la contribución del programa Great Ice, conformado por un grupo de investigadores del IRD y de varias contrapartes nacionales en los países andinos (Bolivia, Perú y Ecuador, principalmente). No pretenden, entonces, ser exhaustivos, e incluir todos los estudios realizados sobre el tema.

Además, las conclusiones a las que se arriba están en base a la comparación de estudios realizados en algunos lugares puntuales y en una escala temporal determinada, por lo que es indispensable ampliar esos estudios a otros glaciares del área andina y al mismo tiempo mantener el observatorio existente durante muchos años más, a fin de obtener datos más representativos y definitivos sobre la evolución de los glaciares de esta región andina.

Los glaciares tropicales presentan niveles poco extensos de glaciación (2,500 km²), albergando los Andes Centrales el 99% de los mismos y estando el 70% de su superficie en el Perú. A pesar de su modesta dimensión, su estudio despierta especial interés por varias razones:

- Son importantes indicadores del cambio climático, en especial aquellos situados por encima de los 4,000 msnm, en donde existen pocos sistemas instrumentales de mediciones.
- Juegan un importante rol en el manejo del recurso hídrico, abasteciendo de agua a regiones de lluvias escasas como el desierto del Perú.
- Actúan como reguladores del régimen hidrológico en casi todas las regiones andinas, especialmente en las sometidas a largas estaciones secas, pues la fusión del

glaciar en ausencia de lluvias permite contar con un caudal mínimo de agua en los ríos.

- Pueden ser directa o indirectamente, causa de catástrofes

Los estudios desarrollados sobre los Andes Centrales, muestran dos tendencias importantes en los últimos años:

a. Un retroceso acelerado de los glaciares

Todos los glaciares observados en los Andes Centrales han acelerado su retroceso en los últimos 25 años, siendo la pérdida en masa 25% mayor para los glaciares pequeños. Aquellos glaciares que no cuentan con grandes áreas por encima de los 5,000 msnm se encuentran en peligro de extinción en un futuro cercano. El caso del Glaciar Chacaltaya, La Paz, Bolivia es emblemático. Este ha retrocedido dramáticamente desde 1940 (en el 2005 presentaba el 5% de la superficie y el 0.6% del volumen estimado en 1940) y está condenado a desaparecer antes del año 2010.

b. El calentamiento de la atmósfera.

El aumento de la temperatura en los Andes Centrales ha sido significativo. Se ha observado un incremento de 0.15°C en promedio por década desde 1950, registrándose en las décadas más recientes, entre 1974 y 1998, incrementos decadales de doble magnitud (~+0.34°C).

Por otro lado, es importante recalcar que los cambios en el clima en los Andes tienen particularidades regionales, marcadas por su relación con los eventos ENSO (El Niño Southern Oscillation). Algunas de las conclusiones a las que se puede arribar son:

- La presencia del ENSO y su impacto sobre las precipitaciones hace difícil su modelación.
- Los eventos ENSO cálidos y fríos (los más intensos conocidos como el Niño y La Niña) son asociados a un aumento de entre 0.5 y 3°C en la temperatura atmosférica en los Andes.

- La contribución de los eventos ENSO tibios a la recesión de los glaciares tropicales en los Andes ha sido determinante. Algunos eventos fríos pueden por su parte, restaurar parte de la masa de hielo perdida, pero esto es posible solamente para glaciares con grandes áreas por encima de los 5,400 msnm. Los glaciares "pequeños" y ubicados a menos de 5,400 msnm no recuperan masa, sólo reducen su déficit.
- La variabilidad interanual de los escurrimientos provenientes de los glaciares depende fuertemente de la ocurrencia de eventos ENSO, los cuales aceleran el retroceso de los glaciares a través de un aumento de las temperaturas (en Bolivia, Perú y Ecuador) y de una disminución de las precipitaciones (en Bolivia y Perú).

En relación a los escenarios de cambio climático para el siglo XXI y su relación con el retroceso glaciar, los modelos de circulación general (bajo la hipótesis que las concentraciones de gases de efecto invernadero se duplicarían) prevén un aumento generalizado de la temperatura en los Andes Centrales, la cual sería más elevada por encima de los 4,000 msnm. Este aumento en la temperatura produciría un incremento temporal de los caudales de los ríos ubicados en las cuencas abastecidas por glaciares, seguido de una disminución drástica del volumen y regularidad de los recursos hídricos. El régimen hidrológico se volverá cada vez más nival-pluvial a medida que avance la desaparición de sus glaciares reguladores, empezando por los más pequeños y por los que nacen a menor altura.

Si bien se han registrado importantes avances en el estudio de los glaciares y su relación con el cambio climático, es importante que estos se continúen y se amplíen a toda la región (glaciares de varios macizos). Sería muy interesante

realizar un esfuerzo por construir una Agenda de Investigación Científica de Cambio Climático para la Región Andina, que destaque sus prioridades de investigación como base para el desarrollo de políticas, herramientas de planificación y lineamientos para la inversión, que tomen en cuenta los posibles impactos del cambio climático. Esta Agenda se constituiría en una guía para la comunidad científica y podría servir de instrumento marco para focalizar y concentrar esfuerzos y recursos. Algunos de los temas que podrían priorizarse en dicha agenda son:

- Disponibilidad de los recursos hídricos en las cuencas glaciares, y sus impactos valorizados en la población, la generación de energía, producción agrícola y actividades productivas.
- Impacto del retroceso glaciar en la Amazonia
- Inventario de lagunas glaciares y determinación del riesgo que significan para las poblaciones aledañas y las actividades que se realizan en las inmediaciones
- Documentación de la evolución pasada de los glaciares, como marco de referencia para comparar las proyecciones sobre su evolución futura.
- Efecto del Océano Pacífico en los glaciares de la región y cómo éste se combina con la tendencia de calentamiento de la atmósfera.

Por último, un asunto básico y prioritario para las investigaciones y la gestión del cambio climático en la región es el fortalecimiento de la red de observación hidro-meteorológica de la Región Andina, con especial énfasis en las cuencas glaciares, que cuente con algunas estaciones de monitoreo por encima de los 5,000 msnm.

Glosario²⁵

Ablación: Proceso por el cual un glaciar pierde masa. Las pérdidas en superficie vienen de un aporte de energía desde la atmósfera. Una parte de la ablación, limitada en cantidad excepto en las regiones volcánicas, proviene del calor del suelo (flujo geotérmico) y de los esfuerzos mecánicos debidos a las deformaciones sufridas por el hielo. La zona de ablación, donde la ablación supera la acumulación durante el año, forma la parte baja del glaciar. Esta zona varía de un año a otro.

Acumulación: Proceso mediante el cual el glaciar acumula masa, esencialmente gracias a las precipitaciones sólidas recogidas en su superficie. La acumulación comprende también los aportes de la escarcha, del desplazamiento de la nieve por el viento, de las avalanchas y de las coladas proviniendo de las paredes empinadas. La zona de acumulación de un glaciar es la región donde el depósito resiste a la ablación, durante un año. La extensión de la zona de acumulación de un glaciar varía de un año a otro con el balance de masa.

Albedo: Viene del latín albedo que significa blancura. Designa el poder que tiene un cuerpo para reflejar la radiación que recibe. El albedo alcanza 1 cuando toda la radiación se refleja, ó 0 cuando toda la radiación se absorbe, como en el caso de un cuerpo negro perfecto. En la superficie de un glaciar, el albedo se sitúa a menudo entre 0.8 (aquel de la nieve fresca) y 0.4 (aquel del hielo que no ha sido cubierto de detritos minerales o orgánicos). El albedo juega un papel primordial en el balance de energía de un glaciar, y de manera más general en aquel de la Tierra.

Año hidrológico: Recorte del año en función de la distribución de las precipitaciones y del escurrimiento de los ríos. El año hidrológico empieza cuando las reservas de agua de una cuenca alcanzan su nivel mínimo. En las latitudes medias y altas (Alpes, Alaska), el año hidrológico en las cuencas con glaciares inicia cuando la acumulación promedio sobre dichos glaciares supera la ablación. Bajo el trópico y en las regiones donde las precipitaciones caen

durante el verano (Tien Shan, Tibet), el año hidrológico empieza mientras que la acumulación crece en la parte alta del glaciar y que la ablación crece también en la parte baja del glaciar. Bajo la línea ecuatorial (Ecuador), sin embargo, esta periodicidad puede ser poco acertada

Balance de energía: Este balance consiste en cuantificar todos los aportes y la pérdida de energía. Estos flujos pueden ser de origen radiativo (de ondas cortas y de ondas largas), de origen turbulente (ligada al movimiento de la atmósfera y del cambio de fase del agua) o de origen conductivo (condición del calor en el suelo). El balance de energía en la superficie incluye la fusión de la nieve o del hielo.

Balance de masa: Se define como la diferencia entre la acumulación (precipitaciones sólidas, escarchas, aportes del viento) y la ablación (fusión, sublimación, calving) a lo largo del tiempo, en general un año hidrológico. Se expresa en metros cúbicos, en toneladas de hielo o de equivalente agua estimando la densidad del material de la nieve, de la neviza o del hielo. El balance de masa durante un periodo puede ser positivo (ganancia de masa), negativo (pérdida de masa) o equilibrado.

Balance radiativo: Es la diferencia entre la radiación solar incidente y la radiación emitida por el suelo. Hacer el balance radiativo de un glaciar o del planeta consiste en cuantificar estos intercambios y su saldo.

Calving (vêlage en francés): pérdida de substancia de un glaciar llegando al mar o a un lago por liberación de icebergs. El calving puede tener alta influencia sobre el balance de masa del glaciar o su dinámica.

Flujo de calor latente: Flujo de energía asociado a los cambios de fase del agua (sólido, líquido, gaseoso). Esos cambios requieren una gran cantidad de energía: por ejemplo, 334,000 joules son necesarios para hacer derretir un kg de hielo, y 2,834,000 joules para hacer sublimar un kg de hielo (casi 8.5 veces más).

²⁵ Extractos de Francou y Vincent (2007)

Flujo de calor sensible: Transferencia de calor por convección entre la superficie y el aire. Este flujo está ligado a la turbulencia del aire (viento) y a su temperatura.

Flujos turbulentos: Los flujos de calor sensible y de calor latente son flujos no radiativos ligados a la turbulencia del aire, que son intercambiados entre la atmósfera y la superficie del suelo.

Frente (de un glaciar): Parte terminal de un glaciar, el cual sometido a avances o retrocesos según el balance de masa de superficie y el aporte de hielo proveniente de la parte alta. En los glaciares templados (hielo a temperatura de fusión), es frecuente que un torrente salga del frente, al contacto entre el hielo y el lecho rocoso. Gran parte de los residuos rocosos gruesos transportados por el glaciar y que no fueron recogidos por el torrente emisario son abandonados en el frente, formando morrenas frontales importantes cuando el frente permanece en el mismo lugar un buen tiempo.

Fusión (o derretimiento): Transformación del hielo o de la nieve en agua. Este proceso requiere de una energía de 334,000 Joules por kg. La fusión es el proceso de ablación dominante en los glaciares, principalmente cuando la atmósfera tiene una temperatura positiva, cuando está húmeda y la recorren vientos de baja intensidad.

Glaciar: Masa de hielo de amplitud hectométrica o mayor, permanente a escala humana, que se deforma bajo efecto de su propio peso. Esta masa se desplaza a una velocidad anual de orden métrico a kilométrico en superficie. Un glaciar puede, según el relieve, tomar una forma de cúpula (casquete glaciar), de abanico, con crestas rocosas en la cima (glaciar de circo), de bloque suspendido a una pared inclinada (glaciar suspendido) o de lengua muy alargada que serpentea al fondo de un valle (glaciar de valle). Estas formas pueden combinarse entre sí, por ejemplo en la parte alta puede haber un casquete cuyo hielo evacua hacia los bordes a través de lenguas individuales (glaciares exutorios o emisarios de casquetes). Los glaciares varían constantemente en superficie, volumen y velocidad, en respuesta a su balance de masa y a otros factores locales.

Isótopo: Átomos de un mismo elemento, cuyos núcleos son de masa diferente. Los isótopos estables son utilizados, a partir de su ratio con otros isótopos del mismo elemento, para reconstituir temperaturas o precipitaciones del pasado (ejemplo $18\text{O}/16\text{O}$ o ratio entre los isótopos 18 y 16 del oxígeno). Los isótopos radioactivos, a partir de la duración de desintegración, son utilizados como herramientas de datación (ejemplo: 14C o isótopo 14 del carbón).

Línea de equilibrio de un glaciar (en inglés equilibrium line): Línea que une los puntos de un glaciar donde el balance de masa es nulo, limitando así la zona de acumulación y la zona de ablación de un glaciar. La posición en altura de la línea (Equilibrium Line Altitude en inglés o abreviada ELA) está correlacionada negativamente con el balance de masa del glaciar.

Longitud de ondas de emisión de la radiación: La radiación emitida por el Sol (6,000 °K) y aquella emitida por la Tierra (255 °K) se reparten en diversas bandas de longitud de onda. La radiación del Sol se sitúa en el rango de los 0.2-0.4 μm (radiación ultravioleta), 0.4-0.8 μm (radiación visible) y 0.8-5 μm (próximo infrarrojo). La emisión de la Tierra se realiza esencialmente en infrarrojo (5-100 μm). El ultravioleta del Sol es detenido por el ozono estratosférico, pero su luz visible es muy poco filtrada por la atmósfera. Las radiaciones infrarrojas proviniendo de la superficie de la Tierra son detenidas por los gases con efecto invernadero, es decir el vapor de agua, el gas carbónico, el metano, el protóxido de nitrógeno, el ozono troposférico, etc.

Morrena (morrenico): Término que designa la masa detrítica transportada por el glaciar y depositada en los bordes y en el contacto del lecho rocoso. Las morrenas forman, en la superficie del glaciar, depósitos en bandas alargadas y continuas que se denominan, según su posición, morrenas medianas, laterales o frontales. En el hielo, son morrenas internas y bajo el hielo, morrenas de fondo. Pueden también tapizar de manera regular la superficie de un glaciar en su zona de ablación (morrenas de ablación); esto se produce de la manera más completa en los glaciares negros. Las

morrenas frontales y laterales sirven para reconstituir las superficies y eventualmente los volúmenes ocupados por los glaciares después de su retroceso.

Neviza: (*névé* en francés, *firn* en alemán y en inglés): La neviza puede definirse como el material cuya densidad está comprendida entre 0.55 g/cm³ y la densidad del hielo. Sin embargo, ciertos autores nombran neviza una nieve que tiene más de un año de edad. En una gama de densidad de 0.8–0.84 g/cm³, la neviza se transforma en hielo.

Sublimación: Pérdida de hielo en la fase de vapor. Este proceso requiere una gran cantidad de energía, equivalente a 2,834,000 Joules por kg, es decir aproximadamente 8.5 veces más que la fusión. La importancia de la sublimación es elevada en los medios donde la atmósfera es seca y ventosa. Interviene en la formación de los penitentes de nieve y de los penitentes de hielo.

Torrente (río) emisario: Torrente que sale del frente de un glaciar. En los glaciares templados (hielo con temperatura de fusión a nivel del lecho rocoso), el torrente es sub-glaciar y se escurre en la superficie del lecho rocoso, mientras que en los glaciares fríos (hielo con temperatura negativa a nivel del lecho rocoso), el torrente se escurre en la superficie o a escasa profundidad.

Trópico interno/Trópico externo: El Trópico interno incluye la zona ubicada a proximidad de la línea ecuatorial, caracterizada por una estacionalidad reducida en cuanto a la variación anual de la temperatura y de la distribución de las precipitaciones. En el Trópico externo, ubicado entre la línea tropical (23°) y más o menos los 10° de latitud, la estacionalidad es importante, basada sobretodo sobre la distribución anual de las precipitaciones y de la humedad atmosférica (temporada húmeda/seca).

Troposfera: Capa baja de la atmósfera que mide entre 7 km (cerca de los polos) y 15 km (cerca del ecuador). Su temperatura baja a medida que se asciende.

- Bibliografía -

Aceituno, P., (1988): On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 505–524.

Ames, A. y Francou, B. (1995): Cordillera Blanca, Perú. *Glaciares en la Historia. Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andine*, 24 (1), 37–64. *Arctic and Alpine Research*, 29, 4, 379–391.

Arnaud Y., Muller F., Vuille M., y Ribstein P. (2001): El Niño Southern Oscillation (ENSO) influence on Sajama volcano snow cap from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography. *Journal of Geophysical Research*, 106(D16), 17773–17784.

Berger, T., Mendoza, J., Francou, B., Rojas, F., Fuertes, R., Flores, M., Noriega, L., Ramallo C., Ramirez, E. y Baldivieso, H., (2005): Glaciares Zongo – Chacaltaya – Charquini Sur – Bolivia 16°S. *Mediciones Glaciológicas, Hidrológicas y Meteorológicas, Año Hidrológico 2004–2005. Informe Great Ice, Bolivia, IRD-IHH-SENMAHI-COBEE* : 171 p.

Beschel, R. 1961. Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). In Raasch G.O. (ed.), *Geology of the Arctic*. Toronto, University of Toronto Press, 1044–1062.

Bonnaveira, H. (2004). "Etude des phénomènes de dépôt et post-dépôt de la neige andine sur un site tropical d'altitude (Illimani-Bolivia-6340m) en vue de l'interprétation d'une carotte de glace." Tesis doctoral, Université Joseph Fourier.

Bradley R. S., Vuille M., Diaz H. y Vergara W. (2006): Threats to water supplies in the Tropical Andes. *Science* 312, 1755–1756.

Brecher, H.H., y Thompson, L.G. (1993): Measurement of retreat of Qori glacier in the Tropical Andes by ground photogrammetry. *Photogrammetry Engineering and Remote Sensing* 59, 6 : 1017–1022

Cadier E., Villacis M., Garcés A., Lhuissier P., Maisincho L., Laval R., Paredes D., Cacesres B. y Francou B. (2006): Melting modelling of a low latitude Andean glacier according to global and local climate variations: First results. *AISH, Red book*, en prensa.

Cadier, E. y Pourrut, P. (1979) Inventaire et détermination des données nécessaires à l'utilisation rationnelle des ressources en eau dans le cadre d'une planification globale des ressources naturelles renouvelables. L'expérience de l'Equateur. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, Vol. XVI, n° 3 et 4, 171–211.

Chepstow-Lusty, A., Frogley, M. R., Bauer, B. S., Bush, M. B., y Tupayachi Herrera A. (2003): A late Holocene record of arid events from the Cuzco region, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 18, 6 491–502.

CONAM (Consejo Nacional del Ambiente) (2001): Comunicación nacional del Perú en la Convención de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. Lima, CONAM-GEF.

Condom T., Coudrain A., Sicart J.E., y Théry S. (2006): Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N–55°S). GPC, en prensa.

Cooley, D., Naveau, P., Jomelli, V., Rabatel, A., y Grancher, D. (2006). A bayesian Hierarchical Extreme Value Model for Lichenometry. *Environmetrics*, en prensa.

Correia, A., Freydier, R., Delmas, R. J., Simões, J. C., Taupin, J.-D., Dupré, B., y Artaxo, P. (2003): Trace elements in South America aerosol during 20th century inferred from a Nevado Illimani ice core, Eastern Bolivian Andes (6350m a.s.l.). *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 2143–2177.

Coudrain A., Francou B. y Kundzewicz Z. W. (2005): Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources. *HSJ – JSH* 50, 925–932.

De Angelis, M., Simões, J. C., Bonnaveira, H., Taupin, J. D., y Delmas, R. J. (2003). Volcanic eruptions recorded in the Illimani ice core (Bolivia): 1918–1998 and Tambora periods. *Atmospheric Chemistry and Physics* 3, 1725–1741.

Delclaux F., Coudrain A., Condom T. (2006): Evaporation estimation on Lake Titicaca : a synthesis review and modelling. *Hydrological Processes*. En prensa.

Dyrgerov, M.B., y Meier, M.F., (1997): Mass balance of mountain and subpolar glaciers: A new global assessment for 1961–1990

Eddy, J.A. (1976). The Maunder Minimum. *Science* 192, 1189–1202.

Favier V., Coudrain A., Cadier E., Francou B., Ayabaca E., Maisincho L., Praderio E., Villacis M. y Wagnon P. (2006) Evidences of underground circulations on Antizana ice covered volcano, Ecuador.

Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J.-P., Maisincho, L. y Coudrain, A., (2004a): One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, D18105, doi:10.1029/2003JD004359.

Favier, V., Wagnon, P. y Ribstein, P., (2004b): Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L16403, doi:10.1029/2004GL020654.

Fedorov, A.V. and S.G. Philander (2000): Is El Niño changing?, *Science*, 288, 1997–2002.

Ferguson, R. I. (1985): Runoff from glacierized mountains: a model for annual variation and its forecasting. *Water Resour. Res.* 21(5), 702–708.

Francou, B. (2004): Andes del Ecuador: los glaciares en la época de los viajeros (siglos XVIII a XX). In J.P. Deler & E. Mesclier (eds), *Los Andes el reto del espacio mundo andino homenaje a Olivier Dollfus*, Lima IFEA-IEP, 137–152.

- Francou, B., y Pizarro, L. (1985): El Niño y la sequía en los Altos Andes (Perú y Bolivia). *Bull. Assoc. Et. And.*, 14, 1-2: 1-18.
- Francou, B., y Pouyaud, B. (con la colaboración de 13 autores), 2004a: Método de observación de glaciares en los Andes Tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. GREAT ICE's document, <http://www.greatice.ird.fr/> 240 p.
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V. y Cáceres, B. (2004b): New evidences of ENSO impacts on glaciers at low latitude: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'. *Journal of Geophysical Research*, 109, doi: 10.1029/2003JD004484.
- Francou, B., y Vincent, C. (2007). *Les glaciers vont-ils disparaître ? Les glaciers face au changement climatique*. IRD Editions et CNRS Editions.
- Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B. y Mendoza, J. (2000): Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century. Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *Ambio*, 29, 7: 416-422.
- Francou, B., Ribstein, P., Tiriau, E. y Saravia, R. (1995): Monthly balance and water discharge on an inter tropical glacier. The Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*, vol. 42, N° 137: 61-67.
- Francou, B., Ribstein, P., Wagnon, P., Ramirez, E. y Pouyaud, B. (2005): Glaciers of the Tropical Andes, indicators of the global climate variability. In *Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview*, U. Huber, K.M. Harald & M. A. Reasoner (eds), Springer.
- Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J. & Sicart, J.-E., (2003): Tropical climate change recorded by a glacier of the central Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research*, 108, D5, 4154, doi: 10.1029/2002JD002959.
- Fu, Q., & Johanson, C. (2005): Satellite-derived vertical dependence of tropical tropospheric temperature trends. *Geophysical Research Letters*, 32, L10703, doi:10.1029/2004GL022266.
- Gaffen, D. J., Santer, B. D., Boyle, J. S., Christy, J. R., Graham, N. E., y Ross, R. J. (2000): 'Multidecadal Changes in the Vertical Temperature Structure of the Tropical Troposphere', *Science* 287, 1242-1245.
- García, M. y Francou, B. (2002). *The Hearth of the Andes*. Libri Mundi, Quito.
- Garreaud, R. y Aceituno, P. (2001) Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *J. Climate* 14, 2779-2789.
- Garreaud, R. y Battisti, D. (1999): Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *J. Climate* 12, 2113-2123.
- Georges, C. (2004): The 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca (Peru). *Artic, Antarctic and Alpine Research* Vol. 36, No. 1, February 2004, (pp. 100-107).
- Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., y Gäggeler, H. W. (2006): Glacier masse balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes). *Climate of the Past* 2, 21-30.

- Ginot, P., Schwikowski, M., Schotterer, U., Gäggeler, H. W., Gallaire, R., y Pouyaud, B. (2002): Potential for climate variability reconstruction from Andean glaciochemical records. *Annals of Glaciology* 35, 443–450.
- Grove, J.M. 1988. *The Little Ice Age*. London, Methuen.
- Hastenrath, S. & Ames, A. (1995): Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.* 100(D3), 5105–5112.
- Hock, R. & Holmgren, B. (2005): A distributed surface energy balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *J. Glaciol.* En prensa
- Hoffmann, G., Ramirez, E., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Delmas, R., Dürr, H., Gallaire, R., Simões, J., Schotterer, U., Stievenard, M., and Werner, M. (2003). Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letters* 30, 1179, doi:10.1029/2002GL014870.
- IPCC (2001): *Climate Change. Third assessment report*. Cambridge University Press
- Jomelli, V., Grancher, D., Naveau, P. y Cooley, D. (2006a): Assessment study of lichenometric methods for dating surface. *Geomorphology*, in press.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein D. y Solomina, O. (2006b): Recalibration of the yellow *Rhizocarpon* growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications on LIA chronology. In revision.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein D., Favier, V. y Francou, B. (2006c): Little Ice Age glacial extension in Ecuador from lichenometry and historical observations: the same pattern as in Bolivia and Peru?.
- Jordan, E. (1991): *Die Gletscher der Bolivianischen Anden*. Stuttgart, Franz Steiner Verlag.
- Jordan, E., Ungerechts, L., Cáceres, B., Peñafiel, A. y Francou, B., (2005): Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997. *Hydrological Sciences/Journal des Sciences Hydrologiques, IAHS*, 50, n°6: 949-961.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Leetnaa, A. y Reynolds, B. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.* 77(3), 437–471.
- Kaser, G. (1999): A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global Planet. Change* 22, 93–103.
- Kaser, G., y Osmaston, H.A. (2002): *Tropical Glaciers*, Cambridge University Press, New York.
- Kaser, G. y Georges, C. (1997): Changes of the equilibrium line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930–50, and their spatial variations. *Annals of Glaciology*, 24, 344–348.
- Kaser, G. (2001): Glacier-climate interaction at low latitudes, *J. Glaciol.*, 47(157), 195–204.

- Kaser, G., Juen, I., Georges, C., Gomez, J. y Tamayo, W. (2003): The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú. *J. Hydrol.* 282, 130-144.
- Kinzl, H. (1969): La glaciacion actual y pleistocena en los Andes centrales. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 89, 89-100.
- Knüsel, S., Ginot, P., Schotterer, U., Schwikowski, M., Gaeggeler, H. W., Francou, B., Simões, J. C., Petit, J. R., y Taupin, J. D. (2003): Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 108, 4181.
- Kuhn, M., (1981): Climate and glaciers, *International Association of Hydrological Sciences Publ.* 131, (Symposium at Canberra 1979 – Sea level, Ice and Climatic Change) 3-20.
- La Condamine, C. (1751): *Journal du voyage fait par ordre du roi à l'Equateur servant d'introduction historique à la mesure des trois premiers degrés du Méridien*. Imprimerie Royale, Paris, 266p.
- Le Roy Ladurie, E. (2004): *Histoire humaine et comparée du climat. Canicules et glaciers 13e-18e siècles*. Fayard, Paris.
- Liu, K., Reese, C.A. y Thompson, L.G. (2005): Ice core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 years. *Quaternary Research*, 64, 272-278.
- Lliboutry, L., Morales Arnao, B. & Schneider, B. (1977): Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of moraines and mass balances at Safuna. *J. Glaciol.* 18, 275-290.
- Luckman, B.H. (2000): The Little Ice Age in the Canadian Rockies. *Geomorphology*, 32, 357-384.
- Luckman, B.H., Villalba, R. (2001): Assessing the Synchronicity of Glacier Fluctuations in the Western Cordillera of the Americas during the Last Millennium. In Markgraf, V. (ed.), *Inter-Hemispheric Climate Linkages*, Academic Press, San Diego, 119-140.
- Matthes, F.E. (1939): Report of the committee on glaciers. *Transaction American Geophysical Union*, 20, 518-523.
- Matthews, J.A., Briffa, K.R. (2005): The Little Ice Age: reevaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler*, 87A, 1, 17-36.
- Meyer, H. (1907): *In den Hoch-Anden von Ecuador*. Deietrich Reimer-Ernst Vohsen, Berlin, 522p.
- Naveau, P., Jomelli, V., Cooley, D., Grancher, D. y Rabatel, A. (2006): Modeling uncertainties in lichenometry studies with an application: The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia). *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, in press.
- Nesje, A., Dahl, S.O. (2000): *Glaciers and environmental change*. Arnold, London.
- Nesje, A., Dahl, S.O. (2003): The Little Ice Age, only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- Oke, T. R. (1987): *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., 435 p., Routledge, New York.

- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V. y Bradley, R.S. (2006): Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103, 24, 8937-8942.
- Pouyaud, B., Vignon, F., Yerren, J., Suarez, W., Vegas, F., Zapata, M., Gomez, J., Tamayo, W. y Rodriguez, A. (2003): Glaciers et ressources en eau dans le bassin du rio Santa. IRD-SENAMHI-INRENA : <http://www.mpl.ird.fr/hydrologie/greatice/>
- Pouyaud, B., Zapata, M., Yerren, J., Gomez, J., Rosas, G., Suarez, W., & Ribstein, P. (2005). Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche. *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques* 50, 999-1021.
- Quintana-Gomez, R. A. (1999): Trends of Maximum and Minimum Temperatures in Northern South America, *Journal of Climate* 12, 2104-2112.
- Rabatel A. (2005): Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le Maximum du Petit Age Glaciaire (XVIIe siècle). Tesis doctoral, Université Joseph Fourier-Grenoble 1: 195 p.
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V. y Naveau, P. (2006): The Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) from dating moraines by lichenometry: implication for a climate reconstruction.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., y Grancher, D. (2005): Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *C. R. Geoscience* 337, 1311-1322.
- Rabatel, A., Machaca, A., Francou, B., y Jomelli, V. (2006): Glacier recession on glacier Charquini (16°S), Bolivia, since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology* 52, 110-118.
- Racoviteanu A., Manley W. F., Arnaud Y. y Williams M. W. (2006): Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: an example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *GPC*.
- Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloîtres, M., Guérin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B., y Jordan, E. (2001): Small glaciers disappearing in the tropical Andes. A case study in Bolivia : Glacier Chacaltaya (16°S). *Journal of Glaciology*, 47, 157: 187-194
- Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F. A., Landais, A., Petit, J. R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simões, J. C., y Stievenard, M. (2003): A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 337-350.
- Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F. A., Landais, A., Petit, J. R., Pouyaud, B., Schotterer, U., Simões, J. C., y Stievenard, M. (2003): A new Andean deep ice core from Nevado Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 337-350.
- Reiss, W. (1873): Alturas tomadas en la República del Ecuador en los años de 1872 y 1873, Quito.
- Ribstein, P., Francou, B., Tiriau, E. & Saravia, R. (1995): Tropical climate and glacier hydrology. A case study in Bolivia. *J. Hydrol.* 165, 221-234.

Ribstein, P., Pouyaud, B., Sicart, J.E., Wagnon, P., Ramirez, E. y Francou B., (1999): Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical. Comité National Français de Géodésie et Géophysique. Rapport Quadriennal, Section 6, XXIe Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale, Birmingham, 18-30 juillet 1999 : 279-287

Rind, D., Shindell, D., Perlwitz, J., Lerner, J., Lonergan, P., Lean, J., y McLinden, C. (2004): The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder minimum and the present. *Journal of Climate* 17, 906-929.

Rosenblüth, B., Fuenzalida, H. A., y Aceituno, P. (1997): Recent Temperature Variations in Southern South America, *International Journal of Climatology*, 17, 67-85.

Schotterer, U., Grosjean, M., Stichler, W., Ginot, P., Kull, C., Bonnaveira, H., Francou, B., Gäggeler, H. W., Gallaire, R., Hoffmann, G., Pouyaud, B., Ramirez, E., Schwikowski, M., y Taupin, J. D. (2003): Glaciers and climate in the Andes between the Equator and 30°S: What is recorded under extreme environmental conditions? *Climatic Change* 59, 157-175.

Sicart, J. E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B. & Condom, T. (2005): Hydrological and glaciological mass balances of a tropical glacier: Zongo, Bolivia. *Global Planet. Change*. En prensa.

Sicart, J. E., Ribstein, P., Wagnon, P. y Brinstein, D. (2002) Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes. *J. Geophys. Res.* 106(D23), 31729-31737.

Sicart, J.E., Ribstein, P., Francou B. y R. Gallaire (2003): Etude des précipitations et de la fonte sur un glacier tropical: le glacier du Zongo, Bolivie, 16°S, *Hydrol. Sciences J.*, 48(5), 799-808.

Sicart, J.E., Wagnon P. and Ribstein P. (2005): Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia), *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, D12106, doi:10.1029/2004JD005732,.

Sievers, W. (1914): *Reisen im Peru und Ecuador*. Leipzig.

Suarez, W. (2003): Bilan hydrique d'un système lacustre de haute montagne: le bassin Parón (Cordillère Blanche, Pérou). Rapport de DEA. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France.

Thompson, L. G., Davis, M. E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T. A., Henderson, K. A., Zagorodnov, V. S., Lin, P.-N., Mikhailenko, V. N., Campen, R. K., Bolzan, J. F., Cole-Dai, J., y Francou, B. (1998): A 25000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* 282, 1858-1864.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Bolzan, J. F., y Koci, B. R. (1985): A 1500-Year Record of tropical precipitation in ice core from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science* 229, 971-973.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Brecher, H. H., Davis, M. E., Leon, B., Les, D., Ping-Nan, L., Mashiotta, T. A., and Mountain, K. R. (2006). Abrupt tropical climate change: Past and present. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103, 10536-10543.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., and Grootes, P. M. (1986): The little ice age as recorded in the Stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361-364.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P.-N., Henderson, K. A., Cole-Dai, J., Bolsan, J. F., and Lui, K.-B. (1995): Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru. *Science* 269, 46-50.

Trenberth, K. E. and T. J. Hoar (1996): The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 57-60.

Vergara W., Deeb A., Valencia A., Bradley, R., Francou B., Zarzar A., Grünwaldt A. y Haeussling S. (2006): The economic impact of rapid glacier retreat in the Andes.

Vignon, F. (2002) Glaciares y recursos hídricos en el valle alto del río Santa. DED Report, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G., y Chiang, J. C. H. (2005): What are the climate controls on dD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 205-220.

Vincent C. (2002): Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.* 107(D19) 4375-4388

Vuille, M., Bradley, R. y Keimig, F. (2000a): Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, No D10: 12 447-12 460.

Vuille, M., Bradley, R. y Keimig, F. (2000b): Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 13, 2520-2535.

Vuille, M., y Bradley, R., (2000): Mean temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters*, vol. 27, No 23: 3885-3888.

Vuille, M., (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation, *Int. J. Climatol.*, 19, 1579-1600

Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M. y Keimig, F. (2003): 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climate Change* 59(1/2), 75-99.

Wagnon P., J.E. Sicart, E. Berthier y J.P. Chazarin (2003), Wintertime high altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level (a.s.l.), *J. Geophys. Res.*, 108 (D6), ACL 4.1-4.14.

Wagnon, P. y Vincent, C. (2003): Climate change as recorded by glaciers. *IGBP Global Change Newslett.* 56:13-16.

Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B. y Pouyaud, B. (1999): Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 104, D4: 3907-3924

Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B. y Sicart, J.-E. (2001): Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier, Bolivia, during the 1997-98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, vol. 47, n°156: 21-28.

